

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ
В ТЕКТониКУ
ТИХООКЕАНСКОГО
СЕГМЕНТА
ЗЕМЛИ

Yu. M. Pushcharovsky

INTRODUCTION
INTO TECTONICS
OF THE PACIFIC
SEGMENT OF THE EARTH

Transactions, vol. 234

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1972

Ю. М. Пуцаровский

ВВЕДЕНИЕ
В ТЕКТониКУ
ТИХООКЕАНСКОГО
СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

Труды, вып. 234

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1972

Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. Пущаровский Ю. М. Труды ГИН, вып. 234. М., «Наука», 1972 г.

Создание современных перспективных концепций о формировании структурного лика Земли требует совместного рассмотрения тектонического строения и развития материков и океанов. Однако обстоятельных трудов подобного рода пока опубликовано очень мало. Предлагаемая книга посвящена характеристике главных черт тектоники Тихоокеанского сегмента Земли, охватывающего Тихий океан и обрамляющий его Тихоокеанский тектонический пояс, т. е. почти половину поверхности земного шара. Особенно подробно в ней разбираются структуры приокеанических зон, развитие которых раскрывает многие существенные стороны геосинклинального процесса, а также проливает свет на историю развития океана. Кроме собственно тектонического аспекта, в ней содержится анализ структурной позиции магматических и вулканических поясов, получивших на периферии Тихого океана гигантское развитие. Освещены также многие теоретические вопросы, в частности вопрос о так называемой диссимметрии в структуре земной коры. Книга служит пояснительным текстом к Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000, опубликованной в 1970 г.

Таблица 1. Илл. 61. Библ. 340 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

академик *А. Л. Яншин*

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (editor-in-chief),
Academician *V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev*

Responsible editor

Academician *A. L. Yanshin*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы много нового в фонд геологических знаний вносит исследование дна океанов и морей. Значение соответствующих данных неопределимо для широких геологических построений, поскольку, как известно, более $\frac{2}{3}$ поверхности земного шара покрыто водой. Но тем не менее еще нет общепризнанной «большой теории» о тектоническом облике Земли, и на «гребень волны» поднимается то одна, то другая группа идей, нередко остро конфликтующих между собой.

Чрезвычайный интерес для развития общих тектонических представлений имеют зоны раздела континентов и океанов, или, иначе, приокеанические зоны. Геолог-«маринист» может ограничиться теоретическими выводами, относящимися только к морскому (океанскому) дну, так же как геолог-«континенталист» — выводами, относящимися только к материкам. Но глобальные обобщения требуют совместного рассмотрения континентов и океанов, и в этом случае зоны их разграничения становятся объектом исключительного значения.

В Геологическом институте АН СССР давно уже ведутся тектонические исследования тихоокеанских окраинных зон. Помимо автора, в них принимают участие Н. А. Богданов, Е. Н. Меланхолина, Т. В. Молчанова, О. А. Шмидт и другие сотрудники. Из многочисленных публикаций — книг и журнальных статей — можно видеть, что внимание в равной степени привлекалось к вопросам палеозойской, мезозойской и кайнозойской тектоники. Хотя работы эти энергично продолжаются, накопилось уже достаточно много материала для разностороннего научного обобщения. Оно и выполнено на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000, изданной Геологическим институтом и Институтом океанологии АН СССР в 1970 г. (редакторы Ю. М. Пушаровский и Г. Б. Удинцев), а также в данном труде.

Карта и предлагаемая книга являются взаимодополняющими сторонами фактически единой работы. Книга соответственно начинается с главы, освещающей методику и основные особенности подхода к составлению карты. Дальнейшие главы тесно связаны с основными разделами легенды к карте. Так или иначе, но книга охватывает проблемы тектоники почти половины земного шара. В наши дни описательный план подобной книги из-за обилия и непрерывного обновления регионально-геологических сведений был бы малоперспективным. Поэтому автор решил остановиться на изложении сущности ряда тектонических вопросов, которые, по его мнению, интересны и значительны.

В литературе, как отечественной, так и зарубежной, известны работы по тектонике Тихоокеанского пояса (хотя их немного), а также Тихого океана (еще меньше). В предлагаемой книге они рассматриваются совместно. Это очень сложный аспект, который именно и потребовал составления обзорной и достаточно крупномасштабной тектонической карты.

Нужно сказать, что если на тектонической карте учтены публикации на 1968 г., то в книге отражены и более поздние работы (1969 г. и отчасти 1970 г.).

При написании книги, как и при подготовке карты, автор обсуждал многие вопросы на заседаниях тектонического коллоквиума Геологиче-

ского института АН СССР и в личных беседах с коллегами по институту. Эти обсуждения и сделанные по ходу их критические замечания весьма способствовали продвижению всей работы. Автор очень благодарен всем, кто принял участие в этих обсуждениях и беседах. Свою признательность автор выражает также Г. Б. Удинцеву, в рабочем контакте с которым были рассмотрены многие вопросы тектоники океанов.

Особенно автор признателен А. В. Пейве и А. Л. Яншину за высказанные ими советы и замечания по поводу различных глав настоящей книги во время ее написания и редактирования.

Уже после сдачи рукописи в печать благодаря любезности руководства редколлегии Атласа океанов оказалось возможным приложить к книге небольшую тектоническую карту Тихого океана и его обрамления, заимствованную из Атласа. Карта составлена Г. Б. Удинцевым и автором при участии Р. А. Афремовой. Автор полагает, что карта облегчит чтение многих глав предлагаемой книги.

Глава первая

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

(масштаб 1:10 000 000)

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Тектонические карты, относительно крупномасштабные, с изображением на них больших по площади районов земной поверхности начали составляться в 40-х годах текущего столетия. Тем не менее за указанный небольшой отрезок времени работа в этом направлении продвинулась очень далеко, и сейчас мир наводнен тектоническими картами, составленными для отдельных стран, групп стран и континентов. Тектоническая карта Евразии (1966), изданная в масштабе 1 : 5 000 000, охватывает уже около 35% площади всей суши на Земле и 23% всей площади планеты.

Имеются вполне четкие объективные предпосылки для столь значительного развития тектонического картографирования. Его рождение связано со всей предыдущей историей тектоники. Непосредственными предшественниками обзорных тектонических карт были мелкомасштабные схемы и карты, помещавшиеся в течение многих десятилетий на страницах журналов и книг. В лучшем случае это были небольшие по размерам вклейки, назначение которых — в какой-то мере иллюстрировать текст публикаций. Первоначально это вполне соответствовало имевшемуся конкретному материалу о тектоническом строении земной коры. Однако с течением времени геологические исследования развивались, охватывая все новые территории, и число тектонических фактов чрезвычайно возросло. Существенное влияние на их увеличение оказало также расширение буровых работ, особенно нефтепоисковых, внедрение в геологию аэрометодов, развитие геофизики и морской геологии. Естественную задачу науки о Земле — выяснение структурных черт ее поверхности — стало уже невозможно решать без специального графического обобщения накопившихся сведений.

В равной мере и дальнейшее развитие тектонической теории, уяснение законов структурного развития на Земле требовало более полного, чем прежде, и одновременно наглядного синтеза имеющихся фактических данных.

Наконец, к созданию тектонических карт привела необходимость более широкого и точного, чем на предшествующем этапе, знания условий возникновения и закономерностей распространения полезных ископаемых в земной коре, поскольку для этих целей тектонические представления в огромном большинстве случаев имеют чрезвычайно большое, если не решающее значение.

Оценивая результаты всей проведенной работы по тектоническому картографированию, можно сказать, что она обусловила весьма важный качественный скачок в развитии знаний о Земле. Об этом свидетельствуют пересмотр или существенное уточнение многих, как казалось,

устоявшихся геологических, прежде всего тектонических, представлений и обоснование ряда новых и значительных выводов. Последние относятся, например, к проблеме эволюции тектонических процессов в ходе развития земной коры, к теории различия в структурной истории тихоокеанской и противоположной ей областей земного шара, к выявлению многих новых типов тектонических структур, к соотношению между тектоническими зонами в пространстве и т. п.

Предлагая определение сущности тектонических карт, Н. С. Шатский (1963, стр. 447) писал: «Тектоническими мы называем такие карты, на которых условными знаками нанесены структурные формы различных категорий и разного возраста». Насколько нам известно, это наиболее распространенное определение. Однако указание на разновозрастность структурных форм, содержащееся в формулировке Н. С. Шатского, не кажется обязательным, для нее может быть предложено несколько иное определение: тектонические карты отображают структуры земной коры и их естественные сочетания, или, что то же самое, структурные формы и тектонические зоны разных порядков и свойств.

Все тектонические карты Н. П. Херасков (1948) подразделил на две основные категории: структурные и собственно тектонические. Структурные карты отображают морфологию тектонических структур, а тектонические, кроме морфологии, — в той или иной степени историю формирования структур. Такое разделение тектонических карт было принято во многих последующих работах (Шатский, 1963; Тектоника Европы, 1964; Габриелян и др., 1968; и др.).

Именно второй тип карт прежде всего и имелся в виду, когда речь шла о большом влиянии тектонического картографирования на развитие тектоники.

Собственно тектонические карты имеют две стороны: во-первых, они сводят очень большой и разнообразный фактический материал о структурах земной коры, во-вторых, заключают теоретические элементы, относящиеся, например, к типизации и классификации структурных форм и тектонических зон, к трактовкам стадий и различных этапов их развития (отделение стадии геосинклинального осадконакопления от орогенной, подразделение на структурные этажи и т. п.), к показу связей магматических процессов с тектоническими и пр. Вторая сторона существенно отличает тектонические карты от геологических, на которых элемент теоретической трактовки явлений минимален.

Кроме того, на тектонических картах, особенно охватывающих крупные площади поверхности земного шара, отражаются гипотетические представления. Это касается, во-первых, недостаточно изученных районов как на суше, так и, в особенности, покрытых морями и океанами; во-вторых, проблемных вопросов, например экстраполяции в отношении характера, направления, а иногда и размаха тектонических движений, трактовки типов тектонических областей в соответствии с современным строением коры (или коры и верхней мантии), некоторых генетических аспектов, таких как вопрос о происхождении «гранитного» слоя и его судьбы в процессе структурного развития земной коры и пр. Соотношение между фактическими данными, теоретическими представлениями и гипотетическими построениями на карте определяется главным образом охватываемой ими площадью поверхности Земли, ее изученностью, масштабом карты и индивидуальными особенностями авторов.

Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, естественно, включает все три элемента, хотя авторы стремились в возможно большей мере обратить внимание на конкретные тектонические структуры и зоны. Без пояснений очевидно, что соотношение между тремя упомянутыми выше элементами для разных частей карты различное.

Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента охватывает ложе Тихого океана, окружающий его пояс современных геосинклинальных структур, пояс складчатых зон внешней (дальней) периферии океанского ложа и фрагменты тектонических внутриконтинентальных областей, примыкающих к этому внешнему поясу. Последние, однако, не входят в Тихоокеанский сегмент и показаны на карте лишь в виде тектонического фона, без сколько-нибудь детального структурного расчленения. Таким образом, в карту введен элемент тектонической схемы, обусловленный, с одной стороны, намерением добиться большей выразительности карты, а с другой — экономией труда.

Ведущим подходом к составлению карты был историко-геологический. При таком подходе структурные формы и естественные тектонические зоны рассматриваются как следствие более или менее длительного стадийного тектонического развития, запечатленного в геологических формациях и иных геологических образованиях (в том числе магматических), а также в морфологических свойствах. Чем глубже знание истории формирования структур и конкретных тектонических зон, тем надежнее их типизация и классификация со всеми вытекающими отсюда выводами для выяснения пространственных, хронологических и генетических тектонических закономерностей. Тектоническое районирование той или иной области земной коры, которое составляет одну из генеральных задач тектонических карт и полезно для прикладных геологических целей, должно вытекать прежде всего из анализа истории ее тектонического развития.

Историко-геологический подход легче осуществить по отношению к континентальным структурным образованиям и современным геосинклинальным зонам, но весьма сложно — по отношению к океаническим, поскольку сведения об их истории невелики. Однако и в этом случае необходимо стремиться к историческому анализу, пусть даже в большой степени гипотетическому.

Континентальные структуры. Историко-геологический подход к изучению континентальных структурных форм и зон берет свое начало еще в XIX столетии. Концентрированным его выражением является геосинклинальная теория. С конца того же столетия начал кристаллизовываться и принцип разделения складчатых областей земной коры в зависимости от времени их возникновения в истории Земли. Нужно ли говорить, что этот принцип, возникший из историко-геологического анализа, явился в то же время исключительно мощным средством развития породившего его метода, причем прежде всего в его приложении к тектоническим явлениям.

Формулируется принцип несколько по-разному. В 1933 г. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский, составившие известную тектоническую схему СССР, писали, что они выделяют «области, отличающиеся одна от другой по возрасту той складчатости, после которой соответствующие участки земной коры утрачивали свойства геосинклинали и приобретали свойства плит» (Шатский, 1963, стр. 404). В Объяснительной записке к Тектонической карте СССР и сопредельных стран (1957, стр. 6—7) сказано, что «возрастом складчатости следует считать время превращения складчатой геосинклинальной области в область платформенную, т. е. рубеж между периодом геосинклинального развития и периодом платформенного развития исследуемой тектонической зоны». В книге «Тектоника Евразии» (1966, стр. 13) о тектоническом расчленении говорится короче: оно проводится «по возрасту главной складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие». В сущности, между приведенными определениями нет противоречий, и они обычно правильно понимаются нашими геологами. Однако за рубежом складчатость нередко понимается буквально, причем часто как пароксизмальное явление.

относящееся к узкому интервалу времени. Синонимом слова «складчатость» в принятом нами смысле в американской литературе является слово «орогения». Соответственно, мы будем говорить о разделении складчатых областей в зависимости от времени их становления. Решающими при этом являются окончание геосинклинального осадконакопления и формирование на месте геосинклинали размывающейся складчатой страны; время этих процессов отвечает последней стадии геосинклинального развития.

Последовательное применение этого принципа позволяет четко выявить области древних и молодых платформ, докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские складчатые образования, краевые прогибы, различного рода впадины, современные геосинклинальные зоны, области эпиплатформенного орогенеза и т. п., т. е. все главнейшие структурные образования земной коры, что в первую очередь и требуется от тектонических карт, призванных служить тектоническому районированию.

С полным основанием сейчас можно говорить о том, что рассматриваемый принцип прошел проверку временем. На основе его составлено множество тектонических карт в СССР, а также тектонические карты Европы (Международная тектоническая карта Европы, 1962), Северной Америки (Кинг, 1967), Африки (Шуберт, Фор-Мюре, 1967), Индии (Рей, 1967), Канадского щита (Стоквелл, 1967) и ряд других. Естественно, что для обзорной Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли был использован именно этот принцип.

Существуют, однако, оппоненты в отношении указанного принципа. Т. Н. Спижарский и Л. И. Боровиков (1967), следуя В. В. Белоусову, предлагают заменить его другим, в основе которого лежат условия возникновения и формирования соответствующих областей земной коры. Той же точки зрения придерживается и И. П. Атласов с соавторами (1967). Однако условия возникновения тектонических зон, особенно в связи с процессами, протекающими в глубинных областях земной коры и в верхней мантии, как того хотят сторонники такого принципа, ныне столь дискуссионны, что тектоническая карта, созданная на этой основе, потеряет объективность, будучи несоразмерно насыщенной гипотетическими построениями.

С другой стороны, в противоположность столь жесткому генетическому подходу определился и иной, также определенно выраженный — морфологический подход. Высказывания по этому поводу принадлежат М. Лемуану (1966) и Ж. Гогелю (1966). Первый из этих авторов, например, пишет: «Я думаю, что настоящая тектоническая карта должна прежде всего отражать возраст и форму тектонических деформаций (сбросы, прямые или лежащие складки, надвиги и т. д.)» (Лемуан, 1966, стр. 35). Нетрудно заметить, что в данном случае речь идет не о тектонических картах, как таковых, а о некоторой разновидности структурных карт. Сопоставление двух крайних точек зрения лишь подчеркивает, что избранный нами принцип тектонического анализа продолжает и ныне оставаться наиболее целесообразным для выявления и характеристики основных структурных форм и зон континентов (или их крупных частей).

Разумеется, не следует считать, что современный этап тектонического картографирования континентальных областей явится кульминационным моментом в этой работе. Он лишь отражает современные сведения, добытые прежде всего при площадных геологических съемках. Несомненно, что за этим этапом последует другой, который также будет вызван новым накоплением геологических фактов и, соответственно, новыми теоретическими открытиями.

Принципиальной основой карты Тихоокеанского сегмента является признание того положения, что время становления складчатых зон гео-

синклинального происхождения не следует обязательно связывать с заданными тектоническими эпохами или «циклами», впервые установленными в Европе (каледониды, герциниды, альпиды), а впоследствии распространёнными, часто без основания, на все континенты. А. Л. Яншин (1965) формулировал это так, что в истории Земли не существовало планетарных эпох тектонического покоя и что эпохи складчатостей не приурочены к строго определенным хронологическим уровням. Нужно полностью согласиться с А. Бертельсеном (1967, стр. 19), который писал: «В геологии докембрия недавно стало модным понятие о геологических циклах. Однако это понятие следует использовать достаточно осторожно, поскольку его обоснованность зависит от региональных карт, а составление тектонических карт различных континентов является именно одним из методов выработки понятия о геологических циклах. Поэтому, если эту точку зрения мы кладем в основу выделения основных тектонических единиц, то рискуем попасть в порочный круг». Следует лишь добавить, что сказанное относится и к фанерозойским эпохам складчатости.

Эпохи становления складчатых зон на месте геосинклиналей следует датировать тем временем, когда этот процесс действительно происходил, не стремясь укладывать их в готовую схему тектонических «циклов». У Ф. Кинга (1967, стр. 37) есть резонное замечание: «Тектоническая наука будет очень медленно развиваться, если ее подчинить какому-то единому набору догм».

Опыт составления предыдущих карт и карты Тихоокеанского сегмента отчетливо показал, что для районов, находящихся за пределами Европы, нецелесообразно пользоваться собственными наименованиями эпох складчатостей; их необходимо датировать, пользуясь единицами относительной геохронологической шкалы. Поэтому на карте Тихоокеанского сегмента выделяются, например, среднепалеозойские, верхнепалеозойские и другие эпохи складчатости (-эпохи становления складчатых областей). Области той или иной эпохи складчатости и составляют основу рационального и распространенного тектонического районирования.

Существенным аспектом тектонических карт является отражение ими главных особенностей геосинклинального развития. Теория геосинклинального процесса, однако, еще недостаточно разработана, чтобы охватить все многообразие типов геосинклиналей. Предложенное Г. Штилле (Stille, 1940) и развитое М. Кзем (1955) весьма схематичное разделение геосинклиналей на эв- и миогеосинклинали продолжает и ныне оставаться нашим рабочим инструментом, несмотря на то, что некоторые геологи (Дюбертре, 1966) сильно критикуют такое подразделение. Трудности здесь возникают в связи с критериями для разграничения обоих типов, а также в связи с существованием в природе промежуточных форм и явлений сменяемости во времени одного определенного типа развития другим.

Придавая значение типизации геосинклиналей в указанном выше смысле, естественно было ввести категорию промежуточных по характеру развития геосинклинальных зон (Пушаровский, 1965), что нашло отражение на карте. В сложных случаях, определяемых сменяемостью режимов, в тексте условных обозначений к карте Тихоокеанского сегмента давались пояснения: либо указывалось, что соответствующие зоны характеризуются сложным сочетанием типов развития, либо отмечался преимущественный характер развития зоны для того или иного времени. Все это позволяет более точно подойти к рассмотрению условий геосинклинального развития в пространстве, а также во времени.

Имеется и другой аспект развития геосинклинальной теории. Необходимо обратить внимание на естественные окончания геосинклинальных систем или областей (Пушаровский, 1961), где геосинклинальный процесс протекал менее полно, чем на основных площадях, носил реду-

цированный характер. Это зоны выклинивания или затухания геосинклинальных областей, которые могут быть весьма значительными. Выявление таких зон способствует пониманию хода геосинклинального развития и снимает ряд трудностей в отношении трактовки тектонической природы тех или иных участков земной коры. Тем же целям служит и обособление категории резонансных структур, возникающих в краевых частях платформ под воздействием тектонических процессов в смежной геосинклинали (Пушаровский, 1969). Таким образом, развитие геосинклинальной теории приводит к тому реалистическому и принципиальному выводу, что структурные образования земной коры не укладываются только в два генетических ряда — платформенный и геосинклинальный; среди них существуют разнотипные тектонические элементы или зоны особого происхождения. Этот вывод нашел свое отражение на тектонической карте Тихоокеанского сегмента.

Внутри складчатых зон нередко присутствуют тектонические блоки, называемые иногда «жесткими массивами». Некоторые из них являются срединными, другие занимают иное положение. Происхождение и история развития таких блоков неодинаковы, и для отображения их на тектонических картах нет единого подхода. На Международной тектонической карте Европы (1962) блоки, распространенные в областях герцинской складчатости, показаны как самостоятельные складчатые зоны, главным образом как байкальские, но иногда (полностью или частично) — как карельские или более древние. В основе этого лежит гипотеза, что подобные блоки представляют собой не остаточные элементы древних структурных зон, а обособленные складчатые образования более ранней консолидации.

На Тектонической карте Евразии (1966) те же самые блоки показаны в составе герцинид как выступы нижележащих древних структур (основания герцинид).

При анализе тектонического строения больших площадей земной коры, в условиях еще недостаточного знания тектонической природы подобных блоковых массивов, необходимо рассматривать их в качестве специфических участков и противопоставлять как платформам, так и складчатым зонам. Такой подход в известной степени уже наметили авторы Тектонической карты Северо-Востока СССР, составленной в масштабе 1:2 500 000 (Белый и др., 1964). Однако и на этой карте докембрийские массивы складчатой области и Сибирская платформа показаны в одной группе структур.

Современные геосинклинальные структуры. Рассмотрим методические аспекты анализа структурных образований, составляющих современные геосинклинальные пояса. Само противопоставление геосинклинальных структур складчатым является результатом историко-геологического подхода к тектоническому анализу. Разделение современных геосинклинальных зон, естественно, не может проводиться по тому же принципу, что и складчатых зон, хотя в ходе дальнейших исследований, возможно, также удастся ввести временной критерий и делить их в зависимости от стадий развития. Сейчас такие зоны отделяются одна от другой лишь естественными комплексами образующих их структурных элементов, выявляемыми при исследовании тектонического плана той или иной области земной поверхности. Анализируя эти комплексы, в Тихоокеанском геосинклинальном кольце можно выделить крупные обособленные секторы, а внутри последних — более частные тектонические зоны.

В естественные структурные комплексы современных геосинклинальных зон входят различного рода поднятия, (в том числе островные гряды) и прогибы (например, глубоководные желоба, сопровождающие островные гряды). Хотя характер этих структур (особенно морфологический) таков, что мы не знаем их точных аналогов в геологическом прошлом,

тем не менее с позиций геосинклинальной теории для них нужно применять ту же терминологию, что и в случае структурного анализа геосинклинальных этапов развития складчатых зон. Терминология эта следующая: «геоантиклинальные зоны», «геоантиклинали», «геосинклинальные зоны» (а также рвы, трог, прогибы, желоба, впадины), «внутренние массивы», «краевые поднятия». Тем самым мы вновь возвращаемся к историко-геологическому подходу в структурном анализе, ибо указанное подразделение определяется различием в характере развития структурных форм.

Структуры океанского ложа. Уже отмечалось, что возможность историко-геологического подхода в данном случае ограничена, так как еще многое неизвестно. Тем не менее следует, насколько это возможно и допустимо требованиями научной гипотезы, ориентироваться именно на такой подход. При этом в настоящее время при составлении тектонических карт больших площадей Земли, включающих и океанское ложе, нельзя уйти от представлений о возрасте океанов, пусть хотя бы относительном. С общих позиций это противоречило бы современным тенденциям развития теоретической тектоники, стремящейся поднимать и решать глобальные тектонические проблемы. Было бы неоправданным продолжать и ныне, как много лет назад, когда структурные черты земного шара были совсем затуманены, стоять на месте в вопросе о возрасте океанов. Такая позиция была бы сейчас шагом назад в тектонике, нежелательной робостью с точки зрения требований времени. Не случайно, что в последние годы тема о происхождении и возрасте океанов не сходит со страниц геологических журналов и книг. Поэтому не представляется возможным поддержать рекомендацию тектонического коллоквиума, созданного в 1966 г. Подкомиссией по Международной тектонической карте мира, заключающуюся в том, что «на тектонических картах океанических пространств прежде всего должна быть наиболее подробно и выпукло показана батиметрия океанического дна» (Богданов, Хаин, 1967, стр. 134).

Однако, пожалуй, более существенно то, что обзорные тектонические карты, охватывающие континенты и океаны, выявляют такие структурные соотношения между ними, которые позволяют предлагать обоснованные концепции относительно соотношений во времени и в пространстве континентов и океанов и так или иначе подходить к вопросу о возрасте океанского ложа. Мы убедились в этом на опыте составления Тектонической карты Тихоокеанского сегмента.

Другой вопрос — обособление тектонических структур и зон на ложе океана. Они выделяются (и типизируются) либо по совокупности признаков — морфологии, геологическим и геофизическим свойствам, тектоническому положению, либо по ее части. Хотя история тектонического развития для многих из них остается не расшифрованной, по крайней мере в отношении ряда крупных и сложных элементов и зон, на основании уже сейчас имеющихся данных необходимо допускать длительность их формирования. Во всяком случае для нас ясно, что при анализе тектоники океанского ложа наиболее правильно исходить из принципа разновозрастности образующих его тектонических единиц (или их частей). Такой взгляд противопоставляется другому, согласно которому структурные образования ложа океанов являются результатом только неотектонических движений — движений новейшего геологического времени. Последняя точка зрения не учитывает принципа длительного унаследованного развития тектонических зон, который относится ко многим континентальным структурным образованиям и который не следует отклонять при тектоническом анализе ложа океанов, суммарно занимающего около 65% площади Земли.

Таковы главные принципиальные предпосылки, положенные в основу составления Тектонической карты Тихоокеанского сегмента.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МЕТОДЫ

Главный исторический метод исследования тектонического строения земной поверхности при составлении карты дополнялся другими методами: сравнительно-тектоническим и структурным. Первый из них, значение которого подчеркнуто многими трудами Н. С. Шатского, в последний период, как нам представляется, развивается недостаточно. Между тем это важнейший способ типизации тектонических структур, что является основой тектонических классификаций, опирающихся на условия образования и развития структур. Типизация тектонических структур предполагает сравнение между собой прежде всего сопоставимых по тем или иным признакам тектонических образований с целью нахождения структурных аналогов и гомологов. Она имеет в виду также сравнение между собой структур, заведомо различных, но в то же время в чем-то сходных для противопоставления и выявления признаков конвергенции.

В практике использования сравнительно-тектонического метода иногда прибегают к сопоставлению между собой отдельных более или менее значительных по площади районов земной поверхности со сложным и разнородным строением. Примером этого может служить статья И. П. Атласова и др. (1968). Выбор объектов для сравнения обусловлен здесь только географическим подходом — антиподальным положением соответствующих областей на Земле — Арктики и Антарктики. К проблеме типизации структур такой подход, по нашему мнению, отношения не имеет.

Рациональным путем является тот, который основан на сопоставлении конкретных тектонических объектов, причем чем яснее границы и структурные свойства объекта, тем результативнее будет применение сравнительно-тектонического метода (имеются в виду не только структурные элементы, но и конкретные тектонические зоны).

Для анализа тектонического строения Тихоокеанской области Земли сравнительно-тектонический метод применялся еще мало. В меру возможности он был использован при составлении карты Тихоокеанского сегмента. Структурный метод, раскрывающий морфологические свойства тектонических образований разных типов и порядков, особых пояснений не требует. В условных обозначениях к карте соответствующие знаки нашли свое применение.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ И РАЗРАБОТКИ

В зависимости от того, какую конкретную область земной поверхности охватывает обзорная тектоническая карта и в каком масштабе составляется, на ней могут быть вариации в отношении приемов отображения различных явлений. Некоторые подобные вариации имеют место и на карте Тихоокеанского сегмента.

До сих пор на всех обзорных тектонических картах магматические (интрузивные) образования изображались в тех контурах, в каких они показаны на геологических картах, т. е. в контурах эрозионного среза. Однако на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента мы отдали предпочтение показу не отдельных интрузивных тел, а их естественных поясов. Для карты масштаба 1:10 000 000 в этом есть определенные преимущества. Глаз сразу охватывает большое явление, и проще можно увидеть соотношение магматических поясов и тектонических зон.

Как известно, в обрамлении Тихого океана огромное развитие имеют пояса гранитоидов, однако они занимают разное тектоническое положение. Развивая опыт составления Тектонической карты Евразии, мы показываем такие пояса в соответствии с их структурной позицией. Близкий подход осуществлен и по отношению к зонам плиоцен-четвертичного

вулканизма, также очень широко распространенным в Тихоокеанской области.

Существенным методическим приемом является введение особой гаммы цветов для структур современного геосинклинального пояса. Прежде эти структуры отображались в синей цветовой гамме, утвердившейся для структур морского и океанского дна. Благодаря новой раскраске современный геосинклинальный пояс четко противопоставляется определенным крупным тектоническим областям, что вполне оправдано его тектоническими свойствами и полезно для общего восприятия карты. В то же время при помощи специального знака показаны морские участки пояса современных геосинклиналей.

Наконец, представляется существенным обратить внимание на необходимость показа на обзорных тектонических картах подводного продолжения структурных зон суши. Естественно, в данном случае определенная роль отводится гипотетическим экстраполяциям, однако без этого для ряда областей не создается общей картины тектонических соотношений.

Опыт введения соответствующих знаков по всем упомянутым выше разделам, мы надеемся, будет полезен для составления обзорных тектонических карт в дальнейшем.

ПОНЯТИЕ О ТИХООКЕАНСКОМ ТЕКТЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Рассмотрение тектонических проблем Тихоокеанского сегмента вызывает необходимость прежде всего остановиться на сущности понятия о Тихоокеанском тектоническом поясе. На первый взгляд это может показаться излишним, так как в литературе последнего времени (15—20 лет) употребление выражения «Тихоокеанский пояс» (или «Circum-Pacific belt») стало настолько частым, что кажется общепринятым. Однако в действительности понимание того, что представляет собой Тихоокеанский пояс, у многих авторов разное, в связи с чем требуется пояснить, какой смысл этому понятию придается в нашей книге.

Представления о Тихоокеанском поясе как о самостоятельной тектонической зоне на Земле начали складываться давно. Э. Огом (Naug, 1900) было введено понятие «Циркум-Тихоокеанская геосинклиналь», при этом, как он сам свидетельствует, им использовались, в частности, выводы М. Коссмата и М. Штейманна относительно общности палеонтологических характеристик отложений сенона Японии, Британской Колумбии, Чили, Новой Зеландии и некоторых других районов с подчеркиванием принадлежности этих территорий к Тихоокеанской области. Э. Арган (1935) писал о «тихоокеанском кольце глубинных складок». Г. Штилле (Stille, 1945) ввел представление о циркум-тихоокеанских складчатостях.

Чрезвычайно большое влияние на развитие идей о Тихоокеанском поясе в отечественной литературе оказала работа С. С. Смирнова (1946), по широте, конкретности и ясности подхода далеко опередившая все, что было сделано раньше. По существу, именно им впервые было предложено глубокое по содержанию историко-геологическое определение понятия «Тихоокеанский пояс». Это определение следует привести полностью: «...под Тихоокеанским поясом понимается зона мезо-кайнозойской складчатости, магматизма и металлогении, почти непрерывным кольцом охватывающая со всех сторон Тихий океан. Подобное определение несколько расходится с общепринятым, при котором в пределы Тихоокеанского пояса включаются лишь Кордильеры, Анды и островные дуги Австралии и Азии, т. е. области, непосредственно граничащие с собственно океаном. При нашем же определении пояса в него входят, помимо указанных выше участков, громадные территории всей восточной окраины Азии; и, например, в составе советского сектора Тихоокеанского пояса, помимо Камчатки и Сахалина, оказываются Восточное Забайкалье, Приамурье, Приморье и весь так называемый Северо-Восток СССР...» (Смирнов, 1946, стр. 13).

С. С. Смирнов совершенно правильно стремился при этом к тому, чтобы не отрывать искусственно друг от друга тесно связанные между собой тектонические зоны. Он сделал упор на зоны мезо-кайнозойской складчатости потому, что ориентировался не только на структурные, но и на магматические и металлогенические явления. Действительно, последние феноменальны по значению и составляют исключительно важную

особенность Тихоокеанского пояса, но при последовательном тектоническом подходе они не могут определять тектонических границ пояса, поскольку вообще естественные тектонические, магматические и металлогенические зоны, взятые все вместе или попарно, далеко не всегда совпадают между собой в пространстве. В связи с этим с точки зрения сегодняшнего дня как бы пророчески звучит несколько оторванное от контекста примечание к статье (там же, стр. 14), в котором С. С. Смирнов говорит: «В сущности было бы правильнее под Тихоокеанским поясом понимать всю мобильную зону, заключенную между океаном с одной стороны и древними докембрийскими континентальными платформами — с другой». Сейчас можно только догадываться по поводу того, какие древние платформы С. С. Смирнов имел в виду, но три из них несомненны: Сибирская, Северо-Американская и Южно-Американская. Возможно, что как-то учитывались платформенные структуры Китая, но Австралийская и Антарктическая платформы остались, вероятно, вне поля зрения. В случае учета, например, Австралийской платформы нельзя было бы, считая древние платформы ограничениями пояса, говорить о присущих ему только мезо-кайнозойских структурных зон.

Статья С. С. Смирнова называется «О Тихоокеанском рудном поясе», но характерно, что в тексте статьи слово «рудный» опущено. Это и понятно, ибо С. С. Смирнов дал поясу, как было видно, более широкое определение. Но в дальнейшем выражение «Тихоокеанский рудный пояс» получило довольно большое распространение. Особенно этому способствовала Первая Всесоюзная конференция по геологии и металлогении Тихоокеанского пояса, состоявшаяся в 1960 г., труды которой были опубликованы в 1963 г. под редакцией Е. А. Радкевич. Конкретизируя свое понимание так называемого Тихоокеанского рудного пояса, Е. А. Радкевич в предисловии к книге пишет: «С несомненностью устанавливается циркумпафическое расположение рудоносных провинций, которое и позволяет увязывать разбросанные рудоносные области в единый рудный пояс» (Геология и металлогения..., 1963, стр. 3). Она относит к этому поясу мезозойские и кайнозойские магматические и рудные проявления. В последнее время с новым серьезным и интересным обоснованием представления о планетарном Тихоокеанском рудном поясе выступили М. И. Ициксон и Е. Т. Шаталов (1968). Безусловно, выделение такого пояса правомерно, однако оно имеет лишь косвенное отношение к тектоническому районированию земной поверхности. Кстати сказать, на упоминавшейся выше конференции это проиллюстрировал Н. П. Херасков (1963а), показав, что в азиатской части пояса западная граница областей мезозойской складчатости проходит значительно восточнее, чем граница мезозойской металлогении.

Несколько позднее Н. П. Херасков предложил тектоническое определение Тихоокеанского пояса. «Тихоокеанское кольцо, — писал он, — сложено почти целиком геосинклинальными системами тихоокеанских альпид, слагающих внутреннюю часть кольца, и мезозондами, занимающими его внешнюю часть» (Херасков, 1963 б, стр. 91). Кроме того, он полагал, что нужно включать в это тектоническое кольцо и «более древние геосинклинальные системы с простираем, приблизительно параллельным простираем молодых систем» (там же). В основе своей это справедливая формулировка, однако недостаточно ясная. Встает вопрос, например, о том, что такое «тихоокеанские альпиды»; кроме того, в определении не названы структурные рамы пояса.

Также тектоническое, но иное по своей сущности определение Тихоокеанского пояса предложил П. Н. Кропоткин, называя его «Тихоокеанским подвижным поясом» (Кропоткин, Шахварстова, 1965). По его мнению, это система молодых складчатых сооружений, островных дуг и прогибов, которая в виде почти непрерывного кольца охватывает центральную впадину Тихого океана. Такую формулировку принять не пред-

ставляется возможным, так как кажется нелогичным руководствоваться распространением только молодых складчатых сооружений, не принимая во внимание более древние, соседствующие с молодыми и связанные с ними общим структурным планом. Кроме того, имеется неясность в том, что такое «молодые сооружения» и почему избран именно этот признак.

Л. И. Красный (1968) также пользуется выражением «Тихоокеанский подвижный пояс», который, по его мнению, заключен между западной границей ареала распространения мезозойского гранитоидного магматизма с внешней стороны и «андезитовой границей» — с внутренней. Это определение для тектонического анализа не подходит потому, что не имеет тектонического содержания. В то же время оно вообще носит частный характер, поскольку касается лишь Азии.

Наконец, нужно упомянуть о первой попытке подойти к общим проблемам тектоники Тихоокеанского пояса японских геологов; она принадлежит Т. Мацумото (Matsumoto, 1967). Называя этот пояс Циркум-Тихоокеанским орогеническим поясом, или системой (Circum-Pacific orogenic belt or system), Т. Мацумото включает в него тектонически подвижные области, расположенные вокруг Тихого океана.

Выше приведены не все, а лишь некоторые имеющиеся в литературе определения Тихоокеанского пояса, из которых видны разные подходы. При этом различны и обозначения пояса: «Тихоокеанский пояс», «рудный пояс», «подвижный пояс», «Тихоокеанское кольцо». Обозначение «рудный пояс» имеет вполне определенное научное значение, чего нельзя сказать, как очевидно из предыдущего, о названии «подвижный пояс», и от него следует отказаться. Два других обозначения как описательные возражений не вызывают. Однако для противопоставления рудному поясу и в соответствии с требованиями историко-тектонического анализа необходимо иметь точное тектоническое обозначение соответствующей структурной области земной коры. Оно уже введено в литературу (Пушаровский, 1965) — это «Тихоокеанский тектонический пояс». Коснемся вкратце существа этого понятия.

Тихоокеанский тектонический пояс включает складчатые сооружения Тихоокеанского сегмента, распространенные в пределах внешней (дальней) периферии ложа Тихого океана, вместе с кольцом современных геосинклинальных зон, непосредственно окаймляющем океанское ложе (рис. 1). В структурном плане Земли этому поясу принадлежит первостепенное значение. При самом общем тектоническом районировании земного шара, основываясь на естественных ассоциациях крупных структурных областей, в его строении можно указать пять крупнейших, тектонически разнородных единиц. Две из них выявляются в Тихоокеанском сегменте: Тихоокеанский тектонический пояс и ложе Тихого океана; остальные три лежат за пределами этого сегмента (см. гл. XIV).

От океанского ложа Тихоокеанский тектонический пояс отделен фронтальными структурами современных геосинклинальных зон — глубоководными геосинклинальными желобами. Однако в некоторых районах — на северо-западе Северной Америки, в Антарктике и к востоку от Новозеландского плато — желобов нет, и здесь внутренними границами пояса служат подножия материковых ступеней, обособляющие область океана с океаническим типом строения земной коры.

Внешние границы Тихоокеанского тектонического пояса, являющиеся одновременно границами Тихоокеанского сегмента, определенно устанавливаются там, где на континентах существуют древние платформы. Такими границами служат обращенные в сторону Тихого океана края Сибирской, Северо-Американской, Южно-Американской, Антарктической, Австралийской, Южно-Китайской, Китайско-Корейской и затопленной водами Ледовитого океана Гиперборейской платформ. На пространствах, где нет древних платформ, — в северо-восточных районах Монголии и Китая, в Индонезии, Центральной Америке и к югу от Южной

Америки — за основу проведения границ принимается предел распространения геосинклинальных складчатых или современных геосинклинальных структурных образований, укладывающихся в Тихоокеанский пояс. В первом случае это будет западное ограничение Сихотэ-Алиньской складчатой области; во втором — ложе Индийского океана, в третьем и четвертом — ложе Атлантического океана.

Хотя в целом внешние границы Тихоокеанского тектонического пояса, как и внутренние, образуют четкую круговую систему линий, в некоторых местах этот пояс имеет боковые апофизы, крупнейшими из которых являются тибетские.

Протяженность внутренних границ пояса около 47 000 км, а внешних — примерно 56 000 км. Ширина пояса изменчива: в наиболее узких его частях (некоторые районы южной Америки) она составляет около 600 км, а в наиболее широких (Юго-Восточная Азия, Восточная Австралия — Меланезия) — свыше 3000—5000 км.

Входящие в Тихоокеанский тектонический пояс структурные зоны ориентированы соответственно простиранию тех или иных его крупных частей. Пояс включает как зоны с континентальным типом земной коры, так и с океаническим, а также с субконтинентальным и субокеаническим.

Следовательно, Тихоокеанский тектонический пояс представляет собой комплекс разновозрастных структурных образований земной коры, связанных единой системой простираний, укладывающихся в огромное тектоническое кольцо, разделяющее ложе Тихого океана и древние платформы окружающих океан континентов. Такое определение вытекает, как уже указывалось, из анализа естественных ассоциаций крупных тектонических зон земной коры, определенным образом связанных между собой пространственно и в развитии. Противопоставление структур океанского ложа, сложного структурного комплекса, его обрамляющего, и древних платформ опирается на простые, ясные и давно установленные тектонические принципы и закономерности. Ниже мы еще коснемся единства внутреннего строения Тихоокеанского тектонического пояса, подчеркивающего необходимость его структурного обособления.

СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В границах Тихоокеанского тектонического пояса расположены существенно различные по занимаемой площади, времени образования, чертам строения и истории развития складчатые зоны. В то же время тектонический план пояса в целом или его крупных частей отнюдь не хаотичен. Его характеристике и анализу и посвящена настоящая глава.

СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ АЗИИ

В азиатской части Тихоокеанского пояса имеется широкий спектр различных по времени возникновения складчатых зон, включающий зоны позднедокембрийского, среднепалеозойского, позднепалеозойского, раннемезозойского, позднемезозойского, раннекайнозойского и позднекайнозойского возраста.

Позднедокембрийские складчатые зоны выделяются на п-ове Корея, где они образуют бордюр Китайско-Корейской (Северо-Китайской) дорифейской платформы. Лучше изучена северная из этих зон, названная в книге «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья» (1966) зоной Маченрен, а на Тектонической карте Евразии (1966) обозначенная зоной Кокуре. Внутри зоны в северо-западном направлении протягивается Кимчекский массив, представляющий собой выступ архейских пород, сходных с породами Ляодунского щита платформы. Мраморы, доломиты и метаморфизованные обломочные породы многокилометровой суммарной мощности составляют основной геосинклинальный комплекс миеосинклинального характера. Обычно считается, что возраст этого комплекса раннепротерозойский и что его складчатая структура сформировалась в среднем протерозое. Однако после непосредственного ознакомления с разрезами¹ автор пришел к заключению, что возраст комплекса рифейский, поскольку он не может не соответствовать смежным мощным приплатформенным и собственно платформенным разрезам, охарактеризованным (по определению И. Н. Крылова и М. А. Семихатова) строматолитами середины и верхов среднего рифея и, возможно, низов верхнего рифея.

Поверх этого комплекса залегает толща (2000 м) преимущественно обломочных пород — кварцитов, серицитовых сланцев и других, включающая железистые кварциты. Возраст толщи скорее всего позднерифейский. Возможно, перед отложением этой толщи были тектонические движения, но они происходили и после ее образования, о чем косвенно свидетельствует отсутствие в вышележащем разрезе нижних горизонтов нижнего кембрия. Мезозойские деформации, достигшие большой интенсивности, не позволили пока четко выделить деформации позднедокембрийские, но об оформлении основных черт наблюдаемой ныне структу-

¹ В 1969 г. автор совместно с Н. М. Чумаковым и корейским геологом Ким Ён Кап сделал несколько геологических маршрутов в центральных и северных районах КНДР.

ры в зоне Маченрен в позднем докембрии сомневаться не приходится. К этой зоне приурочены гранитоиды так называемого ривонского комплекса, возрастной диапазон которых весьма широк: 780—1370 млн. лет.

На севере зоны Маченрен, в районе, удаленном от древней платформы, распространен комплекс зеленокаменных рассланцованных пород, амфиболитов и железистых кварцитов, который, как уже отмечалось в литературе, возможно, относится к ее эвгеосинклинальной части; по нашему мнению, он также является рифейским.

Что касается Южно-Корейской складчатой зоны, то в ней выделяются две части: поднятая и относительно опущенная. Первая из них, ограничивающая мезозойскую Цусимскую впадину, представляет собой крупный выступ древних метаморфических пород. Опущенная часть располагается между упомянутым поднятием и древней платформой. В ней развиты главным образом послерифейские толщи. Т. Кобаяси (1959) охарактеризовал этот прогиб как «геосинклиналь Окчхон» палеозойского времени. В. С. Масайтис (Геология Кореи, 1964) представлял эту полосу в виде внутриплатформенного прогиба, подобного Пхённамской синеклизе. На Тектонической карте Евразии (1966) полоса Окчхон была показана как «байкальская» складчатая зона. П. Н. Кропоткин и Ро Су Вон (Геологическое строение Северо-Восточной Кореи..., 1966) указали, что «геосинклиналь Окчхон» является, вероятно, продолжением северо-корейской геосинклинали Маченрен.

Последняя точка зрения представляется наиболее справедливой. Прямых данных для характеристики разреза основного геосинклинального комплекса полосы Окчхон немного. Вдоль примыкающего к древней платформе края полосы, образуя юго-восточную кайму платформенного блока, развита толща слюдистых и кварцевых кристаллических сланцев, включающая мраморы и залегающая под образованиями кембрия (Кобаяси, 1959). Тектоническое положение и разрез толщи таковы, что ее следует считать миогеосинклинальной. Кроме того, во внутренней части, в пределах упомянутого выше выступа древних пород, Т. Кобаяси отмечает присутствие слюдистых сланцев с подчиненным количеством известняков, несогласно перекрытых конгломератами кембрия. Эти породы, вероятно, распространены и под более молодыми толщами полосы Окчхон. В пределах этой полосы также есть метаморфизованные породы (филлиты, кварциты), среди которых раньше (Геология Кореи, 1964) предполагались не только палеозойские, но и рифейские. Однако по более поздним данным (Progress geological..., 1966), эти образования моложе ордовикских известняков. Есть и тектонические соображения, обосновывающие существование на юге п-ова Корея позднедокембрийской (рифейской) складчатой зоны. Помимо естественного соединения в единый пояс рифеид северной и южной частей п-ова Корея, диктуемого необходимостью корректного оконтуривания Китайско-Корейской платформы, важно, что на простирании южнокорейских линейных структур лежит Катазиатская зона среднепалеозойской складчатости, в которой существуют рифейские комплексы. Далее и перейдем к рассмотрению этих комплексов, развитых к югу и северу от п-ова Корея.

В складчатой системе Катазии рифейские образования (или их часть) входят в единый геосинклинальный комплекс с ниже- и среднепалеозойскими толщами общей мощностью 7—8 км или больше (Нагибина, 1963а). Состав комплекса в основном песчано-сланцевый. Ма Син-юань и Ян Вуэ-жань (1962) отмечают, что между Южно-Китайской платформой (имеется в виду платформенная антеклиза Улина, по обозначению указанных авторов, или Цзяннаньская — по Тектонической карте Евразии, 1966) и Катазиатской зоной — «Юго-Восточной геосинклинальной системой» — существует тектонически переходная зона. «Отложения на западном крыле антеклизы Улина вполне сопоставляются с разрезом... платформы, — пишут эти авторы, — но вместе с тем породы ее восточно-

го крыла обладают уже некоторыми свойствами Юго-Восточной геосинклинали» (Ма Син-юань, Ян Вуэ-жань, 1962, стр. 545). Далее они указывают, что образования позднего докембрия в Катазиатской синклинальной зоны залегают на более древних (серия Баньци¹) без ясного углового несогласия, в то время как на платформе это несогласие выражено резко. Здесь мы имеем случай преемственности геосинклинальной подвижности от более раннего этапа развития. Ма Син-юань и Ян Вуэ-жань отметили, что в «досинийское» (в их понимании) время в пределах современной платформы в результате тектонических движений геосинклинальные системы подверглись складкообразованию и поднятию, тогда как Катазиатская геосинклиналь продолжала свое развитие. Если это действительно так, то это существенно для понимания ранних периодов развития азиатской части Тихоокеанского тектонического пояса.

Далее к югу рифейские геосинклинальные формации отмечаются на п-ове Индокитай. Они естественно продолжаются сюда из Катазиатской зоны (Пушаровский, 1965). В пределах Северо-Вьетнамской складчатой зоны ими, по всей вероятности, являются метаморфические толщи таких высоко поднятых структур, как антиклинории Фан-Си-Пан и Шонг-Ма. Толщи первого из них детально изучались польскими геологами (Osika, 1967; Glazek, 1967; Juskowiak, 1967). Среди протерозойских пород, которые и являются, на наш взгляд, рифейскими, здесь развиты различного рода метаморфические сланцы, возникшие в результате регионального метаморфизма в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой фации и достигающие мощности нескольких километров. Первоначально это были песчано-глинисто-мергелистые и песчано-железистые отложения, а также основные эффузивы типа диабазов, но иногда и породы кислого состава. Ниже их, как указывает О. Юсковяк (Juskowiak, 1967), лежат гнейсы и мигматиты «суперкрустального архейского комплекса»². Перекрываются они, по данным Ю. Г. Гатинского и его соавторов (1970), песчано-глинистой и доломитовой толщами (1000 м) самых верхов рифея, которая в свою очередь сменяется отделенной угловым несогласием глинисто-карбонатной фосфоритоносной толщей нижней части кембрия.

В ядре антиклинории Шонг-Ма выходят на поверхность слюдяные сланцы, кварциты, амфиболиты и мраморы многокилометровой мощности, перекрытые менее метаморфизованными породами нижнего палеозоя.

Насколько можно судить, разрезы имеют в основном терригенно-карбонатный облик и напоминают соответствующие образования зоны Маченрен северной части п-ова Корея.

В индокитайско-малаккской части рифейские образования, места-ми включающие также низы нижнего палеозоя, выходят в краевой западной антиклинальной зоне (Кудрявцев и др., 1968). В основном это слабо метаморфизованные терригенные толщи. Их возрастной аналог (субплатформенные отложения) на востоке Бирмы перекрывает комплекс древних гнейсов, сланцев и мраморов.

К северу от п-ова Корея позднедокембрийские комплексы отмечаются в южной части Приморья. В пределах Ханкайского массива они образованы в значительной мере терригенными и карбонатными геосинклинальными толщами, более или менее метаморфизованными, включающими туфы, туффиты, кремнистые породы, реже эффузивы кислого состава, а также углистый и графитовый материал; их суммарная мощность свыше 7 км.

¹ Серия имеет среднедокембрийский (протерозойский) возраст и на платформе сложена слабо метаморфизованными породами.

² Их архейский возраст из-за многократной переработки и отсутствия абсолютных измерений не может считаться доказанным.

Далее к северу, в Буреинском массиве, геосинклинальные толщи рифея также прослеживаются, но изучены они здесь недостаточно. Считается, что их нижняя часть сложена различными метаморфическими сланцами, образовавшимися за счет терригенных пород, которые кверху сменяются менее метаморфизованными глинистыми сланцами и песчаниками (Геологическое строение СССР, 1968).

На северо-востоке Азии позднедокембрийские комплексы известны в пределах внутренних массивов мезозой. На Охотском и Омогонском массивах это терригенные и карбонатные породы, залегающие в виде сравнительно слабо деформированного чехла; на Колымском массиве в нижней части разреза лежат метаморфизованные терригенно-карбонатные породы. Раньше указывалось, что здесь, возможно, проявились внутририфейские движения (Постельников, Пушаровский, 1959).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в Азии, в пределах внешней части Тихоокеанского пояса, в рифейское время протягивался весьма крупный пояс геосинклиналей, в котором Приморская, отчасти Северо-Корейская, Северо-Вьетнамская и, возможно, Восточно-Катазиатская геосинклинали отличались некоторым проявлением магматизма. Многие зоны характеризовались собственно миогеосинклинальным тектоническим режимом. Обращает на себя внимание естественная пространственная связь геосинклинальных элементов пояса, простирающихся от ДРВ до Южного Приморья (свыше 5000 км) и огибающих с востока дорифейские платформенные образования Китая и п-ова Корея. Что касается Северо-Восточной Азии, то для нее наиболее типичными, вероятно, следует считать условия подвижной платформы и миогеосинклинальные. Имеющиеся признаки свидетельствуют о том, что большинство рифейских геосинклинальных зон развивалось на континентальной коре.

Обратимся теперь к внутренней части Тихоокеанского пояса. Здесь рифейские комплексы определенно нигде не установлены. Отнесенные ранее к древним образованиям метаморфические породы, выступающие на поверхность в ряде районов (Камчатка, Сахалин и др.), теперь рассматриваются как значительно более молодые. Только в Японии есть основания предполагать распространение рифея, о чем пишет Т. Матсумото с соавторами (Matsumoto a. o., 1968). На основании изучения гнейсов Хиды и других метаморфических пород он указывает, что в позднедокембрийское — раннепалеозойское время в Японии, возможно, проявился особый «тектонический цикл». Определение абсолютного возраста пород из амфиболитов и гранат-роговообманковых — диопсидовых гнейсов зоны Хиды дали цифры 500—550 млн. лет, а из лититов — 496 ± 35 млн. лет. Нам кажется вероятным развитие позднедокембрийской геосинклинали по крайней мере на западной стороне о. Хонсю. В этой геосинклинали, судя по составу пород массива Хиды, формировались карбонатные, терригенные и смешанные толщи, а также отчасти вулканогенные серии преимущественно основного и среднего состава. В связи с обособленным положением Японии объяснить структурное отношение Японской рифейской геосинклинали к материковым трудно.

Среднепалеозойская складчатая зона выделяется в Юго-Восточном Китае. Это Катазиатская зона, оконтуривающая Южно-Китайскую платформу с востока. Мощный геосинклинальный комплекс представлен здесь в основном терригенными породами, но в разрезе присутствуют подводные лавы и кремнистые отложения (Jen Chi-shun, 1968). Т. К. Хуанг и др. (Беляевский, 1966) определенно указывают на миогеосинклинальную природу этого комплекса, противопоставляя его эвгеосинклинальным образованиям Китая. Замыкание геосинклинали, согласно ряду авторов, в том числе и упомянутого выше, произошло в силуре. Они отмечают, что в этой геосинклинали (по крайней мере в

палеозое) был один седиментационный цикл, что ей свойственна одна складчатость, в ней проявился один «цикл» гранитоидного магматизма, совпадающий по времени с орогенной стадией ее развития. Из литературы еще нельзя уяснить, какова была история развития геосинклинали в раннем девоне, однако все же можно считать, что это время отвечает заключительному этапу геосинклинального процесса, поскольку в среднем девоне появляются уже залегающие в виде чехла красноцветы.

Проследим далее распространение среднепалеозойских геосинклиналей в других частях Азии.

В Северо-Вьетнамской зоне выявляется геосинклиналь, в которой образовывались терригенные (в том числе, как можно судить, и граувакковые) и карбонатные толщи, включающие основные эффузивы и кремнистые сланцы (если возраст эффузивов и сланцев установлен верно).

Индокитайско-Малаккская зона характеризуется развитием миогеосинклинальных или субплатформенных (особенно район Шаньского массива) толщ большой мощности, сложенных песчано-сланцевыми, карбонатными и терригенно-карбонатными формациями. Только в восточной части Малакки разрез имел эвгеосинклинальный характер (Burton, 1970).

К северу от Китая нижнепалеозойские геосинклинальные толщи известны в Приморье, в частности на территории Ханкайского массива. Это терригенные и карбонатные отложения, которые местами включают кремнистые породы, а на западе Ханкайского массива — и порфиристы (Берснев, 1968). Отложения достигают многокилометровой мощности (иногда более 10 км), а их возрастной диапазон определяется как ранний кембрий — силур.

Мы не можем сказать чего-либо определенного по поводу присутствия нижнепалеозойских отложений в хр. Сихотэ-Алинь из-за того, что здесь не вскрываются породы древнее силура, да и последний не доказан.

Далее на север нижнепалеозойская геосинклиналь отмечается в районе р. Уды и Шантарских островов, где развиты терригенные, яшмовые и зеленокаменные формации большой мощности. Немного севернее, в районе г. Аяна, разрез становится уже совсем иным; он представлен карбонатными и терригенными толщами, перекрывающимися (вместе с рифеем?) кристаллический комплекс фундамента. Вообще нижний палеозой в пределах мезозойд Северо-Восточной Азии обычно носит своеобразный характер, лишь подобный геосинклинальному. Его распространение на поверхности в основном связано с поднятиями периферии Колымского массива и некоторыми другими поднятыми структурами.

Из сказанного выясняется, что в пределах внешней зоны Тихоокеанского обрамления существуют три основных района распространения нижнепалеозойских геосинклиналей, не имеющих между собой непосредственной структурной связи. Первый из этих районов занимает западную часть Приморья, второй и третий — соответственно Катазиатскую и Индокитайско-Малаккскую зоны. Последние два района разделены Северо-Вьетнамской геосинклиналью второстепенного значения.

Особую тектоническую область представляет собой район Северо-Восточной Азии. Есть определенное сходство в развитии между ним и Индокитайско-Малаккской зоной, которое, вероятно, объясняется сходным взаиморасположением блоков, сложенных древними породами, и прогибов, а также очень сходной позицией по отношению к океанскому ложу. Катазиатская миогеосинклиналь отличается главным образом проявлением гранитоидного магматизма. В Приморье и на территории ДРВ проявлен подводный магматизм. В общем можно сказать, что при

приближении к Тихому океану признаки «геосинклинальности» усиливаются.

Что касается внутренней (островной) зоны азиатского сектора Тихоокеанского пояса, то относительно распространения в ней пород нижнего палеозоя определенных сведений нет.

Позднепалеозойские складчатые зоны распространены в Тихоокеанском обрамлении Азии также весьма ограниченно.

Одна из них Тумангано-Суйфунская (Геологическое строение Северо-Восточной Кореи..., 1966), занимает пространство, лежащее между северной частью КНДР и Ханкайским массивом. Гродековская зона Южного Приморья является ее частью. Последняя (Берсенов, 1968) характеризуется распространением среднепалеозойских геосинклинальных терригенных, кремнистых и, реже, известняковых отложений (девон и, возможно, силур), заключающих порфириты и габброиды; средний палеозой прорван гранитоидами. Верхнюю часть геосинклинального разреза составляют пермские терригенные и вулканогенные толщи, прорванные позднепермскими гранитоидами. В триасе и позднее здесь не образовывалось геосинклинальных формаций. На территории КНДР тип строения геосинклинального комплекса в общем такой же.

Другой зоной верхнепалеозойской складчатости является Амуро-Охотская. Геосинклинальный комплекс нижнего палеозоя продолжается здесь в средней палеозой, характеризуясь распространением очень мощных (14 км) толщ обломочных пород, кремнистых сланцев, яшм, основных эффузивов (Караулов, 1969). Амуро-Охотская геосинклиналь раскрывается и погружается в сторону Охотского моря. Замыкание прогиба произошло в конце раннего карбона. Позднепалеозойское время было эпохой образования моласс. Таким образом, это более ранняя складчатая зона, чем Тумангано-Суйфунская, хотя обе они относятся к позднепалеозойским; разделяет их Буреинский массив.

О распространении на западной периферии Тихого океана средне- и верхнепалеозойских геосинклиналей имеется больше данных, чем о более древних.

Тумангано-Суйфунская геосинклиналь, несомненно, продолжалась на север, подходя к восточному краю Буреинского массива, где развиты терригенные и кремнисто-вулканогенные образования до нижней перми включительно, имеющие мощность около 12 км.

Терригенные и кремнистые формации, а также порфириты, спилиты, габброиды суммарной мощностью не менее 15 км (силур? девон, карбон, пермь) распространены в Главном Сихотэ-Алиньском антиклинории. Восточнее, в прибрежном поднятии, каменноугольные отложения (более древние породы здесь не обнажены) состоят из алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, яшм, а также рифогенных известняков умеренной мощности, т. е. разрез имеет несколько иной тип.

«Нижнепермские отложения залегают согласно на каменноугольных и сложены известняками (биогермами) мощностью 300—400 м, а во внерифовой фации — спилитами, порфиритами, туфопесчаниками, яшмами, кремнистыми алевролитами и глинистыми сланцами общей мощностью около 1000 м. Верхнепермские отложения залегают, по-видимому, с разрывом и также представлены двумя фациями — рифогенными известняками мощностью до 300 м и песчано-алевролитовой толщей с кремнями и линзами известняков общей мощностью 600 м (Берсенов, 1968, стр. 21). Можно думать, что если второй тип развития — нормально эвгеосинклинальный, то первый (с рифогенными известняками) — характеризует краевую субокеаническую зону.

Палеозойские геосинклинальные толщи развиты на Восточном Сахалине. По новейшим данным (Егоров, 1969), они входят в состав единого пермо-триасового метаморфического комплекса, видимая мощность

которого — около 3 км. Метаморфизму здесь подверглись породы кремнисто-глинистой и спилито-диабазовой формаций, а также образования ультраосновного состава типа эклогитов, дунитов и гарцбургитов. Среди метаморфических толщ встречаются линзы известняков, иногда содержащие фораминиферы и некоторые другие органические остатки. Н. А. Богданов (1965) сделал вывод, что Сахалинская геосинклиналь располагалась в зоне земной коры небольшой мощности, лежащей за пределами шельфа. Продолжение Сахалинской геосинклинали многими геологами указывается на о. Хоккайдо.

В более южных районах Японии средне- и верхнепалеозойские геосинклинальные толщи развиты достаточно широко, причем наиболее древние из них относятся к среднему силуру.

К. Ичикава (Ichikawa, 1964) и некоторые другие японские геологи выделяют особую эру в тектонической истории Японии в период времени от силура до раннего мезозоя. Замыкание соответствующей геосинклинали на значительной площади страны произошло в результате пермо-триасового тектогенеза.

Средне- и верхнепалеозойские комплексы наилучшим образом изучены на северо-востоке и юго-западе Японии — соответственно в горах Китаками и на о. Кюсю (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Повсюду их суммарная мощность достигает многих километров. Отмечается, что ниже- и среднедевонские толщи сложены в основном сланцами, содержащими кератофиры и другие кислые вулканические породы, а также базальтовые туфы. Однако на западе, на плато Хида, главную роль в разрезе играют черные битуминозные известняки. Верхний девон — терригенный. Карбон представлен осадочными и осадочно-вулканогенными толщами, причем для верхнего карбона отмечают две различные по развитию зоны, одна из которых находится на северо-западе и западе, а другая — на юго-востоке. Первая из них характеризуется развитием шельфовых маломощных известняков с подчиненными глинистыми сланцами и небольшим количеством вулканогенных пород, а другая — мощными аспидными сланцами, кремнистыми породами и продуктами вулканизма (Kato a. o., 1963). Таким образом, общая схема распределения структурно-формационных зон для палеозоя Японии, предложенная Н. А. Богдановым (1965), оказывается справедливой.

М. Минато (Minato, 1966) отметил, что в горах Китаками пермские отложения, достигающие большой мощности, могут представлять собой «мио- или парагеосинклинальные» отложения.

Приморско-Японская область (включая Сахалин) является ключевой для выяснения палеозойской структурно-формационной зональности на периферии Тихого океана в Азии. Здесь эта зональность представлена в наиболее широком диапазоне, причем в Японии средне- и верхнепалеозойские комплексы подступают наиболее близко к современному океанскому ложу, что весьма важно для палеотектонических реконструкций.

Рассмотрим распространение средне- и верхнепалеозойских геосинклиналей к северу и югу от упомянутой выше области.

На площади мезозойд Северо-Восточной Азии в среднем палеозое накапливались в крупных и широких прогибах мощные, преимущественно карбонатные, а также терригенные толщи, а в позднем палеозое — толщи многокилометрового по мощности терригенного геосинклинального верхоянского комплекса, охватывающего, кроме верхнепалеозойских, ниже- и среднемезозойские отложения. Можно сказать, что этот тип развития ничего общего не имеет с приморским. Но отдельные восточные районы мезозойд (бассейны рек Еропол и Большой Анюй) характеризовались в среднем и позднем палеозое геосинклинальным развитием с образованием мощных вулканогенно-кремнистых толщ,

вещающих интрузивы плагиогранитного и основного состава (Белый и др., 1964).

Средне-верхнепалеозойские геосинклинальные толщи (или их фрагменты) обнажаются в Корякском нагорье. На западе его (Пенжинский край) формировались терригенно-карбонатные и, в меньшей мере, вулканогенные и кремнистые отложения, причем в среднекаменноугольное — раннепермское время широкое развитие получили конгломераты, брекчии и углисто-глинистые сланцы. В более восточных районах особенное значение в разрезе принадлежит яшмам и эффузивам преимущественно основного состава, но кроме них, развиты терригенные породы, известняки, туфы и кремнистые сланцы (Геология и полезные ископаемые..., 1965). Восточная зона через Камчатку, вероятно, продолжалась на о. Хонсю; она унаследованно развивалась и в мезозое.

Позднепалеозойский геосинклинальный пояс продолжался и к югу от Японии. Пермские отложения известны на ряде островов дуги Рюкю, в ее тыльной части, обращенной к Восточно-Китайскому морю (Konishi, 1963, 1964). Они показывают, что в пределах дуги в соответствующее время располагалась геосинклиналь, в которой формировались мощные известняковые, а также доломитовые, кремнистые, терригенные, пирокластические и зеленокаменные (в особенности порфириты) толщи¹. На севере геосинклиналь продолжалась в пределы о. Кюсю, а на юге — в район о. Тайвань, о чем свидетельствует разрез одного из южных островов дуги — Исигаки, где развиты палеозойские породы, образовавшиеся в результате метаморфизма вулканогенных и песчано-глинистых толщ (Foster, 1965). Имеющиеся данные показывают, что развитие этой геосинклинали продолжалось и в мезозое (об этом будет сказано ниже).

В районе Тайваня, как и на дуге Рюкю, нет палеонтологических доказательств распространения палеозойских отложений древнее пермских (Ho, 1967). Складчатое основание молодой структуры острова образовано эвгеосинклинальным метаморфическим комплексом, включающим кристаллические сланцы, зеленокаменные породы и известняки, а также (в подчиненном количестве) гнейсы и гипербазиты. Распространение гнейсов и известняков может указывать на приконтинентальное расположение Тайваньской эвгеосинклинали. В самом деле, в современном структурном плане Тайвань отстоит от материка лишь на 150 км. В то же время на юго-востоке Китая в позднем палеозое геосинклинали уже не было.

Главный ствол геосинклинального пояса от Тайваня уходил в Индонезию. Ответвлением этого ствола была Северо-Вьетнамская геосинклиналь, которая, хотя и с перерывом, продолжала развитие нижнепалеозойской геосинклинали в условиях усложненной структуры. В синклиналих образовывались сланцевые, кремнистые и эффузивные (основного состава) толщи большой мощности, на антиклиналиях — формации терригенно-карбонатного состава.

Большой мощности (возможно, около 10 км) преимущественно терригенные, а также карбонатные и кремнистые морские нижне- и среднепалеозойские породы достигают у северного края Индосинийского массива. Имеются основания для предположения, что аналогичные геосинклинальные комплексы в виде нешироких полос заходят в пределы самого массива, разделяя блоки докембрийской консолидации. Что касается юго-восточной части массива (район г. Далата), то здесь (Постельников и др., 1964) зафиксирована складчатая зона позднепалеозойского возраста. В других местах предполагать зоны палеозойской складчатости под чехлом массива можно на основании анализа текто-

¹ В верхах разреза мощной доломитовой пачки найдены верхнепермские фузулины.

нических деформаций в этом чехле (Kobayashi, 1960; Geologic map of Northeastern Thailand, 1964).

С западной стороны Индосинийского массива, в Бирманско-Малайской зоне, во второй половине палеозоя формировались мощные карбонатные серии, сменившие карбонатно-песчано-глинистый комплекс ордовика и силура (Кудрявцев и др., 1968). Вулканогенных образований во всем этом разрезе практически нет. В общем характере среднепалеозойских формаций и структур этой зоны снова можно видеть сходство с районами мезозойского Северо-Востока СССР.

Наконец, обратимся к Филиппино-Индонезийской области.

На геологической карте Филиппин (Geologic map of Philippines, 1962) не показано еще распространение палеозойских образований. Однако позднее Ф. Гервасио (Gervasio, 1967; и др.) привел ряд соображений в пользу их существования на некоторых островах. К палеозою им отнесены базитовые амфиболитовые сланцы, зеленые сланцы, образовавшиеся из спилитов и основных лав и иногда ассоциирующие с кварц-полевошпат-слюдисто-амфиболовыми сланцами, а также лежащие выше этого комплекса толщи хлорит-эпидот-слюдистых сланцев, филлитов и аспидных сланцев, ассоциирующих с мраморами, и, наконец, толщи тонкопереслаивающихся метаграувакк, филлитов, аспидных сланцев, мраморов. Возраст комплексов он считает средне-позднепалеозойским, однако, как нам представляется (см. ниже), значительная их часть отвечает триасу. С нижним комплексом связаны габбро и, возможно, ультрабазиты. Петрографический состав верхнего комплекса, по мнению Ф. Гервасио, указывает на размыв континентальных масс, состоявших из сланцев, гнейсов и, видимо, «крупных тел гранитов». Местоположение таких масс он предполагает в пределах моря Сулу, к востоку от о. Лусон и к западу от этого острова, в Южно-Китайском море. Отмечается, что оба комплекса прорваны метаморфизованными кварцевыми диоритами (штоки) с сиенитовыми и монцититовыми фациями и альбит-гранитами, имеющими вероятно, доюрский возраст.

Разрезы Филиппин позволяют предполагать, что соответствующий район Тихоокеанского обрамления принадлежал в конце палеозоя к главному стволу геосинклинального пояса, который, возможно, был здесь очень широким, простираясь до Индокитая. В связи с этим стоит привести интересные данные о распространении метаморфических и изверженных пород в районах, лежащих восточнее Филиппин, хотя возраст ни тех, ни других не известен. Речь идет об о. Яп, находящемся в крайней западной части группы Каролинских островов. В книге «Геологическое развитие Японских островов» (1968) говорится следующее: «По данным Кайзера... и Таяма..., складчатое основание этих островов сложено амфиболитовыми сланцами и амфиболитами, актинолитовыми, тальковыми и зелеными сланцами, а также диоритами, лейкогранитами, габбро, диалаговыми перидотитами и норитами. В брекчиях и конгломератах миоценового возраста, перекрывающих перечисленные породы, Таяма обнаружил обломки и гальку габбро, пироксенитов, серпентинитов, амфиболовых гранитов, амфиболовых сиенитов, амфиболитов, амфиболовых сланцев, кварцитов, норитов и известняков» (стр. 52—53). Наличие этих пород на о. Яп, по мнению авторов книги, указывает на их широкое распространение под неогеновыми отложениями на соседних подводных хребтах. Хотя отсутствие данных о возрасте этих пород фактически не позволяет делать палеотектонических реконструкций, можно отметить, что в наборе пород есть немало общего с филиппинским.

Если хотя бы часть из этих пород имеет позднепалеозойский возраст, то ширина соответствующего геосинклинального пояса будет достигать 2000—2500 км.

Далее перейдем к Индонезии, о тектонике которой недавно сделал обобщение И. В. Архипов (1964).

На о. Калимантан известны геосинклинальные верхнепалеозойские толщи, в составе которых выделяются разнообразные кремнистые породы, глинистые сланцы, мергели, известняки, а также основные эффузивы и пирокласты. Среди метаморфических пород Калимантана (кристаллические сланцы, гнейсы и т. д.) несомненно присутствуют более древние, чем верхнепалеозойские, однако возрастное разграничение метаморфических толщ еще не проведено. Что касается о. Сулавеси, то среди широко распространенных, особенно в его восточной части, метаморфических пород присутствие верхнепалеозойских толщ вероятно. На островах вокруг моря Банда также распространены метаморфические комплексы, причем на островах Тимор и Лети намечается постепенный переход от кристаллических сланцев к метаморфизованным отложениям с нижнепермской фауной. Пермские отложения Тимора состоят из глинистых сланцев, песчаников, известняков, мергелей и туфогенных пород, то есть представляют собой миогеосинклинальный комплекс, окаймляющий с юга позднепалеозойский геосинклинальный пояс. Южнее миогеосинклинали находились уже структуры Австралийской платформы.

Приведенные данные позволяют прийти к заключению о том, что в средне- и позднепалеозойское время на востоке Азии простирался крупный и сложно построенный геосинклинальный пояс, включающий геосинклинальные зоны разного характера: от миогеосинклинальных на периферии океанского ложа до океанических, местами, вероятно, непосредственно примыкавших к ложу океана. Наиболее распространены были разнообразные эвгеосинклинальные зоны с развитием в них мощных процессов подводного вулканизма. В формационных рядах таких зон большая роль принадлежит кремнистым, в частности яшмовым, формациям, сочетающимся с вулканогенными, терригенными и вулканогенно-осадочными; их суммарная мощность может достигать 12—15 км и даже более. В ряде районов имел место значительный позднепалеозойский тектогенез (хотя и разновременный), сформировавший складчатые зоны, впоследствии, однако, оказавшиеся вновь вовлеченными в геосинклинальный процесс. Только в двух районах континент нарастался складчатыми зонами — там, где Тихоокеанский пояс сочленялся с Монголо-Охотским поясом, для становления складчатой структуры которого позднепалеозойские тектонические движения оказались решающими.

Раннемезозойские складчатые зоны развиты на юго-востоке Азии. Их две: Северо-Вьетнамская и Малайско-Тибетская; они разделены Индосинийским массивом. В первой из них в поздней перми, после накопления среднекаменноугольных — пермских известняков, началось образование мощных толщ самого верхнего геосинклинального комплекса, продолжавшееся до норийского века позднего триаса. В нижней половине разреза синклинали преимущественно развиты терригенные породы, среди которых могут залегать эффузивы (спилиты, порфиры, риолиты, дациты и их туфы), известняки и кремнистые сланцы. В верхней половине (карнийский ярус) состав менее пестрый, терригенный. Суммарная мощность отложений около 5000 м. В норийском веке в наложенных на складчатую структуру впадинах образовывались преимущественно континентальные молассы, что однозначно указывает на время формирования складчатой структуры (Пушаровский, 1965; Нгуен Динь Кат, 1969). На западной стороне Индосинийского массива (Малайско-Тибетская зона) триасовые комплексы представлены в основном песчаниками, сланцами и, отчасти, известняками, к которым в Малайзии добавляются эффузивы преимущественно среднего состава, а также кремнистые породы. Возможно, что район Малайзии занимал тектоническую позицию, близкую к позиции Северо-Вьетнамской зоны. Орогенный комплекс красноцветных моласс здесь также начинается с верхов триаса.

Рассмотрим распространение триасовых геосинклиналей за пределами раннемезозойских складчатых зон. Имеющиеся материалы по Индонезии, сведенные И. В. Архиповым (1964), показывают, что в триасовое время в ее пределах в одних местах существовали геосинклинальные зоны, в то время как в других — были зоны поднятий, которые только в позднем триасе, после перерыва, вновь стали областями осадконакопления.

Геосинклинальный комплекс, сходный с тем, который развит в Малайзии (флишеподобный, с эффузивами), прослеживается на юго-западе о. Калимантан. Можно предполагать, что Центральный Калимантан также был геосинклинальной зоной примерно того же типа. Далее на восток триасовая геосинклиналь (многогеосинклиналь) установлена лишь на Тиморе (карбонатно-терригенные толщи), близко расположенном к шельфу древней Австралийской платформы. На о. Сулавеси, островах южной и северной периферии моря Банда известны только верхнетриасовые толщи, причем для северной периферии указываются граувакки, а для южной — флишеподобные песчано-сланцевые отложения. На крайнем востоке (о. Хальмахера и другие острова, расположенные в этом районе) образования триаса неизвестны.

Что касается Филиппин, то Ф. Гервазио (Gervasio, 1967) полагает, что здесь в самом конце палеозоя имела место сильная орогения, а на ранний и средний триас приходится перерыв в геосинклинальном осадконакоплении, которое возобновилось, возможно, в конце триаса, но определено — в юре. Ф. Гервазио указывает, что юрский граувакковый комплекс с резким несогласием залегает на более древних образованиях. Но этот факт наводит на другое предположение, а именно, что орогения имела место непосредственно перед формированием грауваккового комплекса и совпадала по времени с эпохой раннемезозойской складчатости, что больше увязывается с тектоническим положением Филиппин. В этом случае к палеозою может быть отнесена лишь часть образований метаморфического цоколя, тогда как другая часть должна считаться триасовой.

Некоторым подкреплением такой точки зрения является возраст эвгеосинклинального метаморфического комплекса Тайваня, хотя также нетвердо установленный. Хо (Ho, 1967) делает заключение, что этот комплекс по времени образования может отвечать позднему палеозою — раннему мезозою. Мезозойскую геосинклинальную толщу, возможно включающую и триас, отмечают в пределах дуги Рюкю, на о. Окинава (Konishi, 1963). Ее распространение связывается с так называемым поясом Кунигами, простирающимся восточнее зоны, сложенной палеозойскими породами. Толща состоит из различных сланцев, метаморфизованных в условиях фации «зеленых сланцев» и габброидов.

В более северных районах Азии геосинклинальный триас известен широко.

В Японии выделяется несколько районов геосинклинального осадконакопления в триасе. Прежде всего, это Юго-Восточная Япония — зона Титибу, в южной части которой развиты глинистые сланцы и песчаники с прослоями кремней, известняков и основных туфов, образующие с пермской толщей единый комплекс (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Другие районы — Северо-Восточная Япония, север Южной Японии — характеризуются развитием многогеосинклиналей. В то же время в некоторых районах встречаются мощные молассы, особенно характерные для верхнего триаса, указывающие на наличие поднятых размывавшихся зон.

Такая сложная тектоническая структура Японии образовалась в результате длительной и сложной по характеру своего проявления орогении, начавшейся в позднем палеозое и продолжавшейся в раннем мезозое.

Особняком стоит о. Хоккайдо, где триасовые отложения не доказаны, но, возможно, входят в многокилометровый комплекс пород, представленный главным образом слабо метаморфизованными граувакковыми песчаниками и сланцами, сопровождаемыми в верхах разреза кремнистыми породами, спилитами, диабазами и их туфами. Лишь в верхней трети этого комплекса найдены верхнеюрские палеонтологические остатки (Геологическое развитие Японских островов, 1968; Марков и др., 1967). Однако в свете новых данных о геологии наиболее древних метаморфических толщ Сахалина этот комплекс скорее всего может захватывать лишь верхнюю часть триаса. В то же время нельзя не допустить распространения в основании комплекса сходных с сахалинскими пермотриасовых образований.

На Сахалине геосинклинальный прогиб в раннем мезозое существовал в восточной половине острова¹. Выше (стр. 26) уже говорилось, что здесь к триасу частично относится нижний метаморфический комплекс. Но, кроме того, триасовый возраст могут иметь также нижние толщи более высоко залегающего многокилометрового по мощности комплекса, сложенного глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами, радиоляритами, алевритами, песчаниками, известняками, порфиритами, спилитами, диабазами и туфами (Шуваев, 1969). Сложение и строение комплекса таково, что его нужно рассматривать как образование океанической геосинклинали (Богданов, 1965).

В Приморье в раннем мезозое был дифференцированный тектонический режим. Для Сихотэ-Алиньской зоны характерно развитие мощных толщ, сложенных преимущественно терригенными и кремнистыми породами, в том числе яшмами, иногда содержащими порфиры, туфы и известняки, т. е. принципиального изменения в развитии по сравнению с палеозойским временем не произошло, хотя тектонические движения в позднепермское время и, видимо, в триасе здесь имели место.

В более западных зонах Приморья, наоборот, тектонические условия стали существенно иными. Там образовывались формации мелководного миогеосинклинального и орогенного характера. Очевидно, Приморская область и Сахалин в триасовое время входили в единый геосинклинальный пояс, в котором фиксируется последовательная смена зон от континентальных на западе до океанических на востоке. Отметим, что на фоне этой общей зональности здесь существовали более дробные зоны, свидетельствующие о динамичном и контрастном тектоническом режиме; эти зоны уже отмечались в литературе (Бурдэ, Мостовой, 1965; Берсеев, 1968).

Не рассматривая Камчатку, сведений о которой недостаточно, обратимся к Корьякскому району.

Мезозойская (доверхнеюрская) история развития Корьякского нагорья поддается расшифровке только в его северной части. Здесь в триасе и в значительной мере в юре существовали прогибы, заполнявшиеся терригенными и туфогенными осадками (Егизаров, 1970). Они развивались в условиях неустойчивого тектонического режима, когда этот район, подобно Японии (но в меньшей степени), испытывал дифференцированные движения, начавшиеся в позднем палеозое и продолжавшиеся в раннем мезозое (Кайгородцев, 1966; Иванов, 1967). Можно только предполагать, что в юго-восточной части Корьякского нагорья в триасе простиралась зона более высокой «степени геосинклинальности».

Наконец, в огромной Верхояно-Чукотской области, кроме Анюйской зоны, в течение триаса продолжалось формирование терригенного верхоянского комплекса, однако тектоническая структура в то время стала

¹ Однако на крайнем востоке Западного Сахалина также известны геосинклинальные толщи, но распространение их в пределах основной площади Западного Сахалина пока неясно.

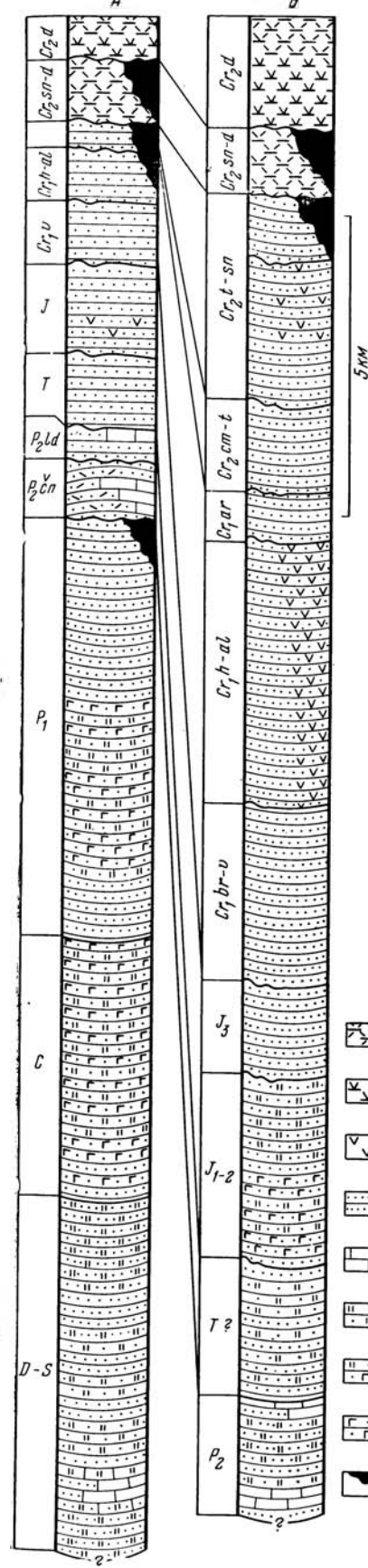


Рис. 2
 Геологический профиль через среднюю часть Верхоянского хребта (составил И. М. Сборщиков, 1969 г.)

Свиты и толщи верхоянского комплекса: C_1 — толща нижнего карбона; C_{bl} — былькатская свита; C_{st1} — нижняя часть сетачанской свиты; C_{st2} — верхняя часть сетачанской свиты; C_{jp} — юпенчинская свита; C_{sr} — суорганская свита; C_{hl} — халданская свита; P_{kg1} — нижняя часть кыгылтасской свиты; P_{kg2} — верхняя часть кыгылтасской свиты; P_{ec} — эчийская свита; P_{en} — эндыбальская свита; P_{ng} — нёрская свита (цифры у индекса ng указывают разные части нерской свиты); T_1 — отложения нижнего триаса; T_{2-3} — отложения среднего и верхнего триаса; J — отложения юры

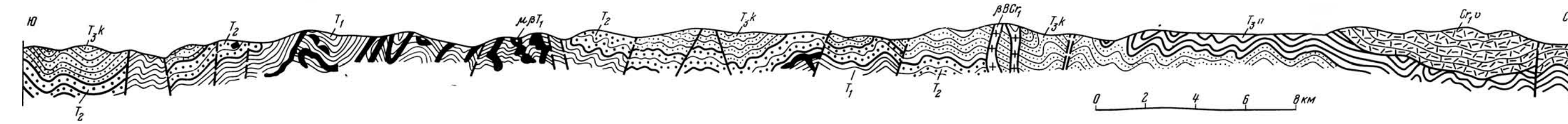


Рис. 3
 Геологический профиль через Анюйскую складчатую зону (Тильман, 1962)

T_1 и T_2 — песчаники и сланцы с диабазами, туфами и спилитами; T_{3k} — песчано-сланцевая флишоидная толща; T_{3n} — песчаники, в нижней части — флишоиды; C_{1v} — аркозовые песчаники, конгломераты, в нижней части туфы и туфиты кислых эффузивов; $\mu\beta T_1$ — дайки габбро и габбро-диабазов; $\beta\beta Cr_1$ — дайки долеритов, лампрофиров и базальтов

Рис. 4
 Различия в строении разрезов основных тектонических зон Сихотэ-Алиня (Геология СССР, 1969)

A — разрез Главного антиклинория; B — разрез Главного (Тетюхинского) синклинория. Геологические формации: 1 — липаритовая; 2 — липарито-андезитовая; 3 — андезитовая; 4 — песчано-алевритовые и песчано-алеврито-глинистые; 5 — известняковые, известняково-доломитовые, рифогенные; 6 — терригенно-кремнистые; 7 — вулканогенно-терригенно-кремнистые; 8 — диабазовая, спилито-диабазовая; 9 — гранитоиды (основные этапы внедрения)

существенно более дифференцированной, и в ряде районов, особенно в конце триаса, заметную роль в составе пород стали играть туфогенные.

Суммируя приведенные данные, можно констатировать, что на востоке Азии в раннемезозойское время протягивался пояс геосинклинальных зон, который можно проследить от Корякского нагорья до юга Индонезии. Структурный план этого пояса, включающего весьма разнообразные по характеру развития зоны, указывает на крупные по масштабу тектонические движения, в условиях которых этот план формировался. Эти движения, как можно проследить по всем регионам, особенно приматериковой и материковой областей, начались еще в конце палеозойского времени и выразились в образовании отдельных, иногда больших по размерам внутренних поднятий, в усложнении тектонической структуры геосинклинальных зон, в смене формационных комплексов, в перерывах в осадконакоплении, в складчатости, в явлениях метаморфизма. Тем самым, позднепалеозойские — триасовые движения на востоке Азии достигали большой интенсивности и охватывали широкие площади, что до сих пор еще не подчеркивалось в литературе. Речь идет о суммарной характеристике движений в указанное время. Дальнейшие исследования должны выяснить значение тектонических движений более узких временных интервалов этой эпохи. Однако уже сейчас видно, что наиболее сильные движения в различных регионах проявлялись в разное время: в начале эпохи, во второй ее половине и в конце, когда, в частности, сформировались складчатые зоны в Индокитайской области.

Все эти движения происходили на фоне геосинклинального процесса, в ходе развития которого проступали определенные закономерности. Так, в Приморско-Сахалино-Японской области в триасе сохранялся принципиально тот же план расположения геосинклинальных зон, что и в палеозое, т. е. в ближних к океану районах протягивались зоны океанического типа, а на западной периферии геосинклинального пояса — континентальные миогеосинклинальные зоны. Та же последовательность улавливается и в Юго-Восточной Азии (включая Филиппины).

Хотя основная часть раннемезозойского геосинклинального пояса в дальнейшем сохранила свою подвижность, в районе Индокитайского полуострова произошло наращивание континента обширной складчатой областью.

К областям мезозойской складчатости (или позднемезозойской) принадлежат два крупных района Тихоокеанского пояса: северо-восток Азии и Приморье.

Давно уже установлено, что в пределах Северо-Восточной Азии, т. е. в Верхояно-Чукотской складчатой области, образование верхоянского терригенного комплекса, достигающего многокилометровой мощности, закончилось в начале поздней юры и что в основном на конец юры и ранний мел приходится время окончательного становления той структуры, которая сейчас и проявлена (рис. 2). Большая часть этой области с конца среднего палеозоя развивалась как миогеосинклиналь и лишь на севере, в Анюйской зоне (рис. 3), в разрезе принимают заметное участие эффузивные и кремнистые образования (Тильман, 1962).

В Приморской (Сихотэ-Алиньской) области, в ее восточной половине, геосинклинальное осадконакопление продолжалось до начала позднего мела (Меланхолина, 1965; Берсенов, 1968), и ее современный структурный план окончательно сформировался в конце мелового периода (рис. 4, 5). Мощные юрские комплексы здесь формационно близки к триасовым, но нижнемеловые образования, достигающие иногда мощности 10 км, совершенно от них отличны. Они представлены терригенными толщами, весьма напоминающими толщи верхоянского комплекса, причем некоторые из них описываются как терригенный флиш (Маркевич, 1968).

Рассмотрим далее распространение мезозойских геосинклиналей. В результате разрастания материкового блока Азии в ходе предшествующего тектонического развития основной пояс распространения геосинклиналей в юрское и меловое время располагался там, где ныне находятся окраинные моря Тихого океана и островные дуги. Из современных материковых частей, кроме Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алиньской областей, геосинклинальной зоной было лишь Корякское нагорье. В его пределах во второй половине мезозоя (J_3 — Cr_2) располагалась тектонически расчлененная геосинклиналь, в которой как по площади, так и по вертикали сменялись терригенные, кремнистые, вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации, достигающие мощностей в несколько километров (Агапитов, Иванов, 1969). От этой обширной зоны Н. А. Богданов (1970) отделил крайнюю восточную часть, сложенную граувакко-кремнистой формацией и обломочными толщами, которую он отнес к типу геосинклиналей, образовавшихся на коре океанического типа.

На Камчатке относительно изученными являются геосинклинальные формации только верхнего мела. По-видимому, здесь имела место та же картина, что в районе Корякского нагорья (Геология СССР, 1964).

Позднемезозойская геосинклиналь Сахалина резко делилась на две части: западную и восточную. Первая из них в середине мела и в поздне-меловую эпоху была типичной миогеосинклиналью, заполнявшейся терригенными отложениями большой мощности. Восточная часть характеризуется также большой мощностью отложений, но в их составе наряду с обломочными породами участвуют кремнистые сланцы, яшмы, радиоляриты (в виде линз), вулканогенно-осадочные образования и эффузивы.

Меловой геосинклинальный пояс охватывал и район Малой Курильской дуги, где развиты базальты, андезито-базальты, подушечные лавы, туфогенные породы, туфобрекчии, обломочные отложения, заполнявшие геосинклинальный прогиб, который, как считает М. С. Марков (Марков и др., 1967), возник в позднем мелу или «несколько раньше» на коре, лишенной «гранитного» слоя (см. рис. 20 и 21).

Далее на юг мезозойские геосинклинальные зоны прослеживаются в Японии. В сложной структуре Центрального Хоккайдо выделяются два глубоких прогиба, заполненных меловыми флишеподобными терригенными толщами, включающими пачки туфогенных пород кислого состава. На Восточном Хоккайдо разрез состоит из терригенных пород, лав различного состава и туфов.

В распространении меловых отложений на юго-западе Японии четко выражена зональность, которая (с севера на юг) схематически может быть представлена следующим образом: «Во внутренней зоне главного пояса Хонсю, т. е. в пределах поясов Тюгоку — Тамба — Хида, залегают континентальные отложения и наземные вулканические образования (кислого состава. — Ю. П.), в срединной зоне — верхнемеловые отложения необычайно большой мощности (терригенные флишеподобные отложения и флиш Идзуми, охватывающий кампан и маастрихт, мощность до 10 км. — Ю. П.), во внешней зоне, т. е. в районе пояса Титибу — литоральные и неритовые морские осадки и, наконец, в пределах главного пояса Симанто — мощная толща геосинклинальных отложений (песчаники и аргиллиты, иногда роговики, известняки и основные вулканические породы. — Ю. П.)» (Геологическое развитие Японских островов, 1968, стр. 239). Особо подчеркивается, что меловой период для территории Японии был временем многократных движений земной коры.

Южнее Японии позднемезозойский геосинклинальный прогиб фиксируется в пределах дуги Рюкю. Он связан с той же тектонической зоной, что и раннемезозойский прогиб («пояс Кунигами»), но формационный характер слагающих его толщ иной. Это слабо метаморфизованные, лишённые вулканических продуктов обломочные толщи, которые

К. Кониши (Konishi, 1963) характеризует как турбидиты («флиш Кэйо»).

На Тайване верхнемеловые (?) отложения входят в единый комплекс с палеогеновыми. Этот комплекс представлен обломочными породами и залегает с размывом на породах метаморфического комплекса верхнего палеозоя — нижнего мезозоя.

На Филиппинах имеется несколько толщ, относимых к юре и мелу (Gervasio, 1966). Это юрская толща Южного Миндоро, состоящая из конгломератов, граувакк, аспидных сланцев, алевролитов, содержащая аммониты; сходные по составу толщи Восточного Минданао, относимые к мелу, но, возможно, включающие также и юру; кремнисто-граувакковый юрский комплекс, развитый также на Минданао и в некоторых других районах Филиппин, который, по Ф. Гервасио, сходен с комплексом Данау на Калимантане и с францисканским комплексом Калифорнии (см. ниже). Среди многих выходов пород позднемезозойского структурного яруса Филиппин встречаются лавы основного состава, спилиты. Мощность спилито-граувакковых разрезов иногда превышает 5000 м.

Наконец, отметим индонезийские верхнемезозойские геосинклинальные зоны. На Калимантане образования юры и мела состоят из обломочных пород, кремнистых сланцев, радиоляритов, лав основного состава, пирокластов. В северной половине Калимантана (Саравак) распространена мощная кремнисто-спилитовая формация, сменяющаяся сверху песчано-глинистыми отложениями флишевого типа. Она сходна с так называемой формацией Данау Индонезийского Калимантана, имеющей возраст от позднего палеозоя до юры включительно. Эта формация характеризует океанические геосинклинальные зоны. Юрская толща Юго-Восточного Калимантана (хр. Мератус) принадлежит, вероятно, к тому же типу.

Естественно было бы ожидать подобные геосинклинали на о. Сулавеси. Но, насколько сейчас известно, вулканизм здесь в мезозое был приглушен и формировались толщи флишевого характера, карбонатного и песчано-глинистого состава (Архипов, 1964). Эффузивы (порфириты, диабазы) присутствуют в мощном юрско-меловом разрезе островов северной периферии моря Банда, но на юге, ближе к Австралийской платформе, располагалась миогеосинклинальная зона.

Наиболее восточная часть Индонезии — Молуккские острова — изучена слабо. Здесь отмечаются юрско-меловые сланцевые толщи в ассоциации с габброидами, ультраосновными породами и эффузивами.

Резюмируя сказанное, отметим ряд особенностей тектонического развития азиатского сектора Тихоокеанского пояса в юрско-меловое время. Анализ распространения типов геосинклинальных зон и прежде всего таких, которые формировались на коре океанического или субокеанического строения, показывает, что граница Тихоокеанского пояса и ложа океана в рассматриваемое время проходила примерно в тех же районах, где и сейчас, если не считать Филиппинского моря, тектоническая история которого для этого времени неясна. Вблизи океанического ложа протягивался пояс геосинклинальных зон сложного строения, в котором, как и в современном поясе, чередовались участки с различным характером строения земной коры, в том числе и лишенные «гранитного» слоя. Для тыловой части Тихоокеанского пояса характерно распространение мощных вулканогенно-осадочных и терригенных формаций, причем в меловое время среди терригенных комплексов здесь были широко развиты толщи флишевого типа. Окраинные области этой части во второй половине юрско-мелового этапа тектонического развития пояса превратились в крупные складчатые области, нарастившие материк. Соответствующие этому времени движения, хотя и иначе, но очень значительно проявились и во внутренней (приокеанической) зоне пояса. Местами они обозначили новый этап в геосинклинальном развитии отдельных зон,

иногда с перестройкой структурного плана. На других участках произошла резкая смена формационного состава отложений. Отмечаются также геосинклинальные новообразования и, наконец, перерывы и различные по значению несогласия в залегании толщ. Нужно добавить, что столь крупные тектонические движения сопровождались в тыловой части пояса мощным внедрением гранитоидов, причем процесс этот охватил огромные материковые площади, лежащие за пределами Тихоокеанского пояса.

Индонезийская область, занимающая межматериковое пространство, по-видимому, уже тогда отличалась особой неустойчивостью тектонического режима.

Область раннекайнозойской складчатости представлена в Азии Коряжским нагорьем, за исключением его юго-восточной части, принадлежащей к более молодому тектоническому поясу. К концу позднего мела здесь закончилось накопление собственно геосинклинальных формаций и начался этап широкого развития моласс, продолжавшийся до конца эоцена (Белый и др., 1964). В этот период времени и формировалась в основном складчатая структура нагорья.

Поздне меловые и (или) раннекайнозойские движения проявились тем или иным образом во многих приокеанических районах востока континента. В западной части Камчатки, а местами и на востоке ее с соответствующим временем связана смена терригенно-кремнисто-вулканических формаций терригенными флишоидными. На Малых Курильских островах подводный вулканизм сменился наземным.

В восточных районах Сахалина, где в поздне меловую эпоху накапливался мощный геосинклинальный комплекс, в палеогене наступил перерыв в седиментации, а в западных районах началось накопление угленосной формации, основание которой слагают иногда мощные и часто грубые конгломераты.

Аналогичные изменения в характере осадконакопления произошли на о. Хоккайдо и в ряде других районов Японии, кроме так называемого пояса Симанто (приокеаническая зона Юго-Восточной Японии), где морское геосинклинальное осадконакопление продолжалось без перерыва. По формационному составу и характеру развития в палеогене этот «пояс» уподобляют Восточной Камчатке (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Его разрез очень типичен для наиболее близких к океану геосинклинальных зон, что видно из следующей характеристики: «Залегающая на меловых отложениях серия траувакк и траувакковых песчаников и сланцев представляет собой довольно ритмично чередующиеся слои, являющиеся разновидностью флиша. Накопление этой серии происходило непрерывно в течение всего палеогена, в условиях морского режима в пределах большей части депрессионного трога. Общая мощность накопившихся осадков достигает 5000 м. Местами морская седиментация сопровождалась подводными излияниями базальтов. Эти излияния были особенно мощными в восточной части рассматриваемого пояса... В этих районах мощные пласты подушечных базальтовых лав и туфов чередуются с серпентинитами и пластами кремнистых сланцев и известняков, образуя серию, напоминающую флиш» (Геологическое развитие Японских островов, 1968, стр. 304).

В западных зонах дуги Рюкю в конце мелового времени образовались складчатая структура и горы, о чем свидетельствуют континентальные молассы палеогена. Но в восточной зоне, коррелируемой иногда с зоной Симанто Японии (Konishi, 1963), в палеогене формировалась глубоководная толща. К стати укажем, что та же тектоническая зональность сохранилась здесь и в миоцене.

Насколько можно судить по имеющимся данным, формационно единые верхнемеловые — палеогеновые геосинклинальные комплексы формировались также на Тайване и Филиппинах, но в Индонезии для нача-

ла кайнозоя местами намечаются некоторые изменения в характере осадконакопления, хотя и локального значения.

Таким образом, тектонические движения конца мела — начала палеогена играли определенную и иногда существенную роль в структурном развитии пояса кайнозойских структур Восточной Азии, особенно его тыловой части. Однако, за исключением Корякского нагорья, все другие районы проявления этих движений в ходе дальнейшей геологической истории снова оказались вовлеченными в геосинклинальное развитие.

Области позднекайнозойской складчатости, т. е. такие, где геосинклинальное осадконакопление закончилось совсем недавно — в конце неогена или даже в конце плиоцена, связаны на Земле, по-видимому, только с Тихоокеанским поясом, причем наибольшего распространения они достигают в западной его половине.

В Азии выделяется несколько тектонических зон позднекайнозойской складчатости. Крайнее северное положение занимает зона, простирающаяся по восточной окраине Корякского нагорья. На суше она выражена Опускско-Пекульнейским прогибом (Гладенков, 1964), который заполнен несильно складчатыми олигоценовыми и главным образом миоценовыми (включая верхний миоцен) обломочными толщами, содержащими иногда туфогенный материал и достигающими суммарной мощности более 8000 м.

Далее на юг пояс позднекайнозойских складчатых зон через Западную Камчатку протягивается на Сахалин. Та складчато-блоковая структура, которая свойственна современному тектоническому плану этого острова, образовалась в плиоцен-четвертичное время (Пушаровский, 1964б). Север и запад Сахалина в миоцене были заняты миогеосинклинальными прогибами, в которых накапливались мощные (несколько километров) обломочные, иногда обломочно-туфогенные толщи.

Близкие по составу, возрасту, мощности и времени деформации осадочные комплексы развиты на о. Хоккайдо, а также на обращенной к матерiku стороне о. Хонсю.

Южнее зону позднекайнозойской складчатости можно видеть в пределах о. Тайвань. Западный прогиб этого острова, с его мощными обломочными формациями неогена, является тектоническим гомологом Западно-Сахалинского прогиба (Меланхолина, 1968). Однако Восточный прогиб Тайваня существенно иной — он заполнялся в значительной мере вулканогенными толщами.

Наконец, к зонам позднекайнозойской складчатости относятся районы Западной Индонезии. Главное основание для этого — то же, что и в предыдущих случаях, а именно: распространение крупных миогеосинклинальных прогибов, выполненных мощными неогеновыми осадочными комплексами, деформированными и поднятыми в плиоцен-четвертичное время. Такие прогибы (или их системы) существуют на Суматре, Яве, в пределах северо-западной, юго-восточной и восточной частей Калимантана. По характеру разрывов и структурным признакам к позднекайнозойским зонам складчатости должны быть отнесены также западная часть о. Сулавеси, острова Палаван, Тимор и некоторые другие.

Во всех упомянутых позднекайнозойских складчатых зонах формирование складчатой структуры еще не закончилось, и они являются незавершенными. Это доказываются не сложившимися еще формационными рядами орогенного этапа развития складчатых областей, относительно простыми формами дислокаций в миогеосинклиналях (рис. 6), наблюдающимися сейчас тектоническими движениями. Собственно орогеническая эпоха продолжается здесь еще слишком незначительное время.

Пояс позднекайнозойских складчатых зон Азии, как это видно из рассмотрения его структурного плана, тесно взаимосвязан с современным геосинклинальным поясом и в общем виде может быть охарактеризован как тыловая часть обширной области кайнозойского тектогенеза.

Описание региональной тектоники азиатской части Тихоокеанского пояса показывает, что на востоке Азии в Тихоокеанском поясе имеется большое количество разновременных по образованию складчатых зон — от позднедокембрийских до позднекайнозойских, еще не полностью сформировавшихся. Наиболее древние из складчатых зон лежат на западе пояса, а наиболее молодые — в его восточной части. В целом выясняется отчетливая картина постепенного, но неравномерного увеличения площади материковых областей Азии начиная с рифейской эры (а если принять во внимание восточноазиатские дорифейские платформы, то и много раньше). Тем самым пояс геосинклинальных зон Восточной Азии все более оттеснялся в сторону Тихого океана.

В одних случаях определенно, а в других в большей или меньшей мере условно удается проследить протирание и внутреннее строение тихоокеанских геосинклинальных зон разного времени развития. Площадь, занятая геосинклинальными зонами, всегда значительно (и часто во много раз) больше площади складчатых зон, образовавшихся на месте геосинклинальных. Это характеризует высокую степень тектонической подвижности азиатского отрезка Тихоокеанского пояса, где во многих случаях геосинклинальный процесс протекал длительно, не прерываясь, либо после перерыва он вновь восстанавливался на прежнем месте. Складчатые области домезозойского возраста (включая их подводные продолжения) занимают на востоке Азии резко подчиненное положение по отношению к мезозойским и кайнозойским. Это можно рассматривать как признак уменьшения степени тектонической подвижности в ходе времени в соответствующей полосе периферии Тихого океана.

Начиная с древних (палеозойских) этапов тектонического развития Тихоокеанского пояса можно проследить в общем закономерное расположение в плане различных геосинклинальных зон: с запада на восток происходит смена мюгеосинклинальных зон, вообще говоря, неодинаковых по типу, разнообразными эвгеосинклинальными; в наиболее восточных районах отмечаются зоны, возникшие на коре океанического типа. Однако об этом можно говорить только схематично, поскольку конкретные структурные планы разных тектонических эпох были сложными. Намечается, например, что в мезозое существовал пояс окраинных глубоко-водных морей, весьма подобный современному. Сходные образования могли существовать и раньше (рис. 7).

Общая тектоническая подвижность пояса включает периоды особо высокой динамичности, выражающейся прежде всего в развитии контрастных по тектоническому рельефу и разнотипных структурных форм и зон. Таких периодов на востоке Азии было несколько. Сейчас можно назвать следующие: среднепалеозойский, позднепермско-раннемезозойский, позднемезозойский. Все эти периоды оставляли свой отпечаток на тектоническом строении внутриматериковых областей, смежных с Тихоокеанским поясом, но об этом речь будет ниже.

Следует сказать о распространении зон периферического выклинивания позднепалеозойских и (или) мезозойских геосинклинальных поясов, где тектоническое развитие по ряду признаков (Пушаровский, 1961) было редуцированным. К таким зонам относится район хр. Ломоносова, южная часть п-ова Таймыр, ряд мезозойских прогибов в Западном Приохотье и некоторые другие участки. В последнее время появились доказательства существования очень протяженной зоны бокового ответвления от южной части Приморского позднепалеозойского геосинклинального пояса в глубь материка (Борзаковский, Суетенко, 1970).

Все эти зоны отображают характер тектонического соотношения (в определенное время) Тихоокеанского и Атлантического сегментов земной коры в области Азии.

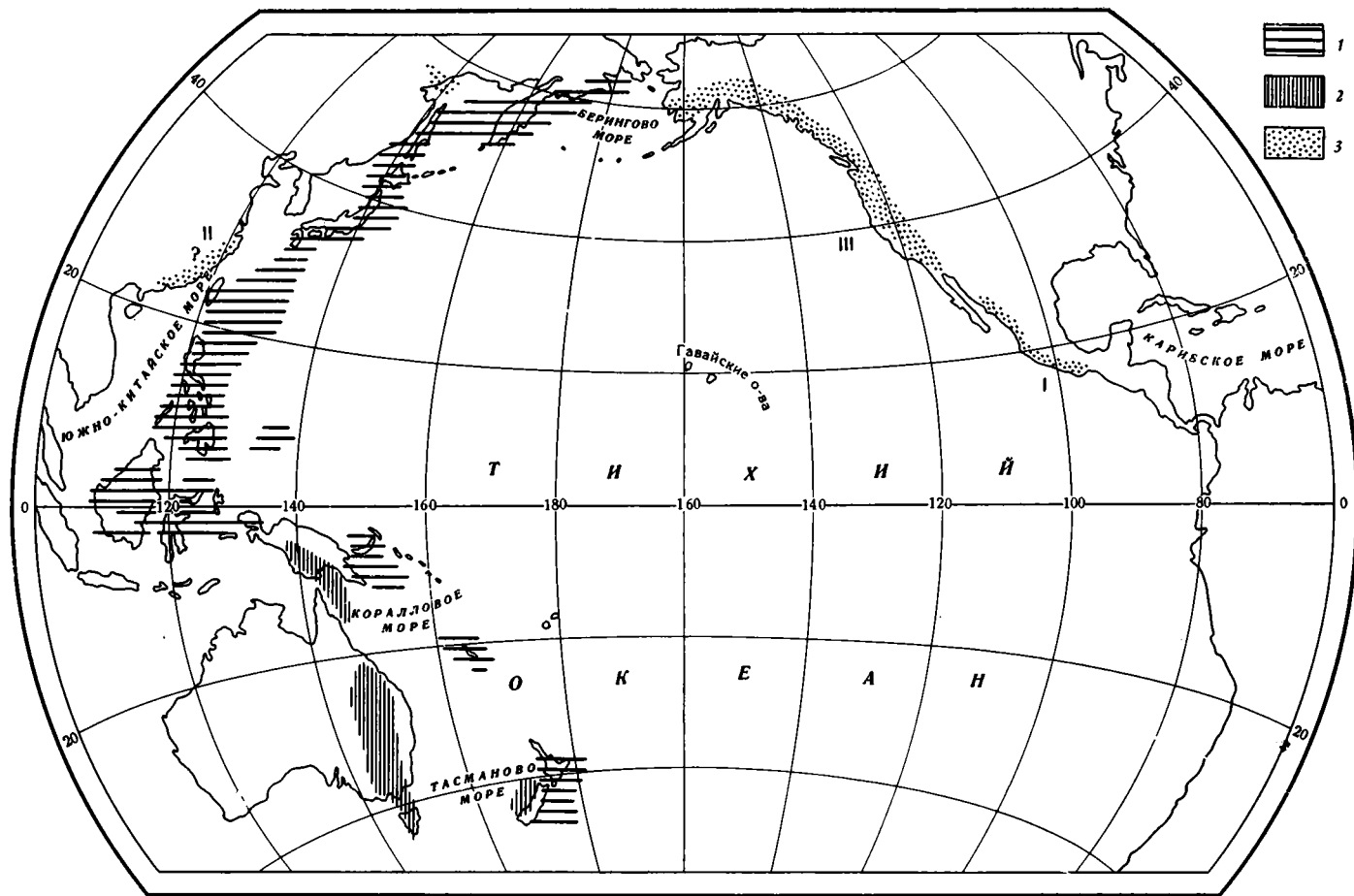


Рис. 7

Предполагаемые приокеанические геосинклинальные зоны в палеозое

1, 2 — зоны с пестрым строением земной коры: 1 — позднепалеозойские, 2 — среднепалеозойские; 3 — линейные эвгеосинклинальные зоны: I — позднепалеозойские и, возможно, более древние, II — рифейско-среднепалеозойские, III — рифейско-палеозойско-мезозойские

Прежде всего отметим принципиальное подобие тектонической ситуации Австрало-Меланезийской области и востока Азии. Вместе с тем каждая из этих частей Тихоокеанского пояса позволяет выявить взаимодополняющие характеристики структуры и тектонической истории его западной половины.

В Австрало-Меланезийской области представлены позднедокембрийская, среднепалеозойская, позднепалеозойская и позднекайнозойская складчатые зоны, заключенные между Австралийской платформой и современным геосинклинальным поясом.

Их характеристика будет дана здесь прежде всего на основе обобщающих работ Н. А. Богданова (1967) — палеозойские структуры — и Ю. М. Пущаровского и Р. А. Афремовой (1965) — кайнозойские структуры — учитывающих большое число литературных источников.

Позднедокембрийская складчатая область находится на юге Австралии; обычно она называется Аделаидской. Эта область состоит из западной и восточной геосинклинальных зон, разделенных средним массивом Брокен-Хилл. Последний сложен метаморфическими породами протерозоя, образующими фундамент позднедокембрийских (рифейских) геосинклинальных комплексов. Западная зона представляет собой миогеосинклиналь, характеризующуюся распространением терригенных и карбонатных пород, а также тиллитов; общая мощность рифейского разреза достигает здесь 12—14 км. В строении восточной зоны, кроме обломочных пород, принимают участие эффузивы (в том числе кислого состава) и туфогенные образования. Мощность позднего докембрия здесь также очень велика. С этой зоной связано распространение наложенных мульд и грабен-синклиналей, выполненных полого залегающими нижнепалеозойскими породами и определяющих время формирования Аделаидской складчатой области как позднедокембрийское — раннекембрийское.

Каждая из зон построена сложно — прогибы в них чередуются с геантиклиналями. В направлении с запада на восток отмечается увеличение признаков глубоководности отложений. Однако Н. А. Богданов считает, что только на самом востоке континента, в районе г. Брисбена, есть признаки формирования верхнедокембрийских отложений непосредственно на океанском ложе. Что же касается собственно Аделаидской области, как и значительной части территории Восточной Австралии, то они в позднем докембрии составляли окраинно-континентальную зону, местами осложненную глубоководными трогами. Интенсивная складчатость, происходившая в начале кембрия, сопровождалась внедрением гранитоидов и метаморфизмом пород. Вероятно, в этой зоне строение коры было пятнистым, подобным тому, какое сейчас наблюдается на западе Тихого океана.

Среднепалеозойская складчатая зона, или Лахланская складчатая система, занимает центральную полосу Восточной Австралии, окаймляя с востока Аделаидскую область. В этой складчатой системе также можно различить западную и восточную структурно-формационные зоны. Западная, более узкая — миогеосинклинальная; восточная — эвгеосинклинальная, характеризующаяся широким распространением среди мощных терригенных толщ (особенно в кембрии) спилитовых лав, туфов основных эффузивов, а также кремнистых пород. Хотя ордовикские отложения представлены главным образом мощными песчано-сланцевыми толщами, но и в них в сторону Тасманова моря заметно увеличивается количество кремнистых пород, а грубообломочных становится меньше.

В Лахланской складчатой системе в силуре и раннем девоне формировались две антиклинальные и две синклинальные зоны, имевшие важ-

ное тектоническое значение. Осадконакопление в это время происходило в основном в синклинальных зонах, причем в западной из них образовывались мелководные терригенные отложения мощностью до 9 км, а в восточной — преимущественно вулканогенно-осадочные и граувакковые (среди них присутствуют радиоляриевые яшмы и кремнистые сланцы). Местами в этой зоне тектонический рельеф был резко расчленен, что отразилось и на типе отложений, и на их мощностях, которые могут изменяться от небольших величин до 10 км. Здесь снова возникает предположение о возможном распространении на востоке Австралии пояса структур с меняющимся строением земной коры. Геосинклинальное развитие в Лахланской системе прекратилось в среднем девоне, когда произошли интенсивная складчатость, поднятие и значительное внедрение гранитоидов. С позднего девона в пределах складчатой системы началось формирование наложенных впадин, заполнявшихся пестроцветными континентальными или паралическими отложениями.

Из областей, сопредельных с Восточной Австралией, нижнепалеозойская геосинклиналь определенно устанавливается только в Новой Зеландии¹. Здесь в западной части о. Южного известны мощные (5000 м) среднекембрийские эффузивы среднего и основного состава, которые перекрыты обломочными и туфогенными породами условно верхнекембрийского возраста. Ордовик в этой геосинклинали также мощный (до 8 км), но в основном сланцево-карбонатный. Как видно, геосинклинальные разрезы Новой Зеландии в грубых чертах сопоставимы с восточноавстралийскими. Их характер, как кажется, вполне отвечает представлениям о существовании здесь ранне-среднепалеозойского приокеанического пояса со сложным, пестрым строением земной коры.

Нижнепалеозойские толщи, безусловно, существуют на Новой Гвинее, но изучены они недостаточно. Среди них указываются кембрийские, ордовикские и силурийские отложения вулканогенного, терригенно-карбонатного, кремнистого, карбонатного, сланцевого состава. Только силурийские отложения, сложенные в основном филлитовыми сланцами, обоснованы палеонтологически. Вероятно, на Новой Гвинее присутствуют и среднепалеозойские отложения (верхний силур, девон), на что указывает ряд признаков, но в разрезах они еще не установлены. Таким образом, в пределах Новой Гвинеи (точнее, в большей ее части) в раннем и, несомненно, в среднем палеозое существовала геосинклинальная зона, обрамлявшая древнюю Австралийскую платформу. Однако еще недостаточно материала, чтобы выяснить внутреннее строение этой зоны.

Имеются данные, позволяющие говорить о возможном распространении среднепалеозойских (верхний девон — нижний карбон) геосинклинальных толщ на западе Новой Каледонии в виде лав и туфов риолитов и дацитов, но надо думать, что здесь существовала и более древняя геосинклиналь. Нигде на других островах Меланезии признаков нижне-среднепалеозойских геосинклиналей нет.

Позднепалеозойская складчатая зона, или складчатая система Новой Англии, занимает крайнюю восточную часть Австралии. В то время как Лахланская система в среднем палеозое вышла из стадии геосинклинального развития, значительно увеличив площадь материкового блока, на территории складчатой системы Новой Англии еще долго продолжалось геосинклинальное осадконакопление. Как и в ранне-среднепалеозойское время или позднем докембрии, эта геосинклинальная зона делится на две продольные части, резко различные по истории развития. Только в позднем палеозое западный край зоны сильно сместился на восток.

¹ Н. А. Богданов (1967) обращает внимание на то, что на западе Новой Зеландии, согласно данным измерений абсолютного возраста, присутствуют также породы рифея.

В западной части происходило накопление мощных (несколько километров) мелководных терригенных и карбонатно-терригенных толщ. Одновременно накапливались туфы и, в меньшей степени, лавы кислого и среднего состава. Очевидно, «вулканические центры располагались в пределах многочисленных местных поднятий, так как значительная часть вулканогенного материала отлагалась в континентальных условиях, и часто туфы включают обильные растительные остатки» (Богданов, 1967, стр. 160). Соответственно в тектоническом плане западной части геосинклинальной зоны устанавливается чередование многочисленных узких прогибов и поднятий, причем, как показывает палеотектонический анализ, конфигурация этих структур во времени изменялась. Отметим, что такой тип тектонического развития установился на той площади, которая в предшествующее время входила в приокеанический пояс с изменчивым характером строения земной коры. Несомненно, что указанная связь закономерна. В этой части зоны геосинклинальное осадконакопление закончилось в середине позднего карбона.

Восточная часть зоны характеризовалась более длительным геосинклинальным накоплением — до конца ранней перми. Здесь повсеместно развита однообразная кремнисто-сланцевая формация мощностью более 5000 м, свойственная приокеанической полосе.

Складчатая система Новой Англии сформировалась в конце раннепермской эпохи, так что породы верхней перми слагают платформенные формации и залегают практически горизонтально.

Рассмотрим острова Меланезии. На Новой Гвинее, в западной ее половине, известны отдельные районы, где верхнепалеозойские толщи залегают на породах нижнего силура с угловым несогласием и представлены мелководными и даже континентальными терригенными отложениями. В то же время в восточной половине острова (осевые части хребтов Бисмарка и Оуэн-Стенли) развит метаморфический комплекс, составные части которого имеют, вероятно, разный возраст: от среднего и, возможно, даже нижнего палеозоя до мезозоя. Первоначально это были геосинклинальные терригенные и вулканогенные толщи. Метаморфические образования встречаются и на некоторых островах, находящихся непосредственно восточнее Новой Гвинеи: в архипелагах Антркасто и Луизиада. Однако к верхнему палеозою может относиться лишь самая нижняя часть метаморфического комплекса, представленная, в частности на о. Мисима (архипелаг Луизиада), амфиболитами и гнейсами, образовавшимися, по-видимому, в результате метаморфизма основных лав.

Нельзя исключить присутствие верхнепалеозойских отложений среди в основном более молодых метаморфических пород о. Новая Британия в архипелаге Бисмарка. В целом можно считать, что для позднепалеозойского времени в районе Новой Гвинеи намечаются две тектонические зоны, одна из которых располагалась ближе к периферии Австралийской платформы и характеризовалась в общем миогеосинклинальным типом развития, а другая — дальше от нее, ближе к внутренней части Тихоокеанского пояса, где проявлялся вулканизм.

Верхнепалеозойские геосинклинальные толщи прослеживаются и на Новой Каледонии, причем в западной и восточных частях острова они различны. На западе верхнепалеозойские отложения представлены мощными толщами туфов и известковистых граувакковых песчаников, на востоке развита мощная граувакковая формация (возраст ее определяется как пермский — юрский).

В Новой Зеландии также выявляются две структурно-формационные зоны. Одна из них находится на северо-западном побережье о. Южного. «Здесь мелководные терригенные и карбонатные отложения, достигающие огромных мощностей (свыше 5000—6000 м), чередуются с прослоями спилитовых лав. Вверх по разрезу спилиты постепенно сменяются

спилито-кератофировой формацией» (Богданов, 1967, стр. 163). Эту зону Н. А. Богданов увязывает с западной новокаледонской структурно-формационной зоной. «Вероятно, к концу верхнего палеозоя в этой части островов уже существовал мощный метаморфический слой и строение земной коры здесь было почти такое же, как и в пределах континента» (там же).

В восточной половине Новой Зеландии в позднем палеозое происходило образование толщи граувакковых песчаников, чередующихся с прослоями кремнистых и глинистых сланцев и яшм. Н. А. Богданов, как и ряд новозеландских геологов, считает, что указанные породы отлагались в глубоководной впадине, в основании которой была кора океанического типа. По-видимому, эта восточная новозеландская структурно-формационная зона по характеру развития коррелируется с восточной зоной Новой Каледонии.

В конечном счете, на основе приведенных данных о распространении и составе верхнепалеозойских геосинклинальных образований в Австралии и Меланезии отчетливо выявляется обширный геосинклинальный пояс, окаймляющий с севера и востока постсреднепалеозойскую Австралийскую платформу и имеющий сложное внутреннее строение, характеризующееся сочетанием различного рода структурных форм, в том числе и океанических геосинклиналий.

К позднекайнозойским складчатым зонам относятся значительная часть Новой Гвинеи, Новая Каледония и почти вся Новая Зеландия, вместе с их подводными продолжениями. История геосинклинального развития районов уходит в палеозой, о чем уже была речь выше.

Позднепалеозойский тектогенез в той или иной мере коснулся только немногих, наиболее приближенных к Австралии районов, тогда как на остальной площади в мезозое происходило в общем унаследованное формирование геосинклинальных комплексов. Именно такой характер развития имел место в пределах восточной половины Новой Гвинеи, островов архипелага Бисмарка¹, восточных зон Новой Каледонии и Новой Зеландии. Но во второй половине мезозоя, по крайней мере на крупных островах, тектонические условия резко переменялись — начались значительные тектонические движения, коррелируемые по времени с мезозойскими движениями Северо-Востока СССР или Кордильер Северной Америки (см. стр. 58). В Новой Зеландии эти движения, приходящиеся в основном на раннемеловое время, получили наименование «орогений Рангитата» (Brown а. о., 1968). Некоторые авторы, отвлекаясь от последующей тектонической истории, придают этой орогении решающее значение в формировании современной складчатой структуры Новой Зеландии и потому классифицируют ее как район не кайнозойской, а мезозойской складчатости. Нам уже приходилось возражать против такой точки зрения (Пушаровский, Афремова, 1965), но в то же время необходимо констатировать, что движения орогении Рангитата конечно были очень важными в истории структурного развития Новой Зеландии.

В пределах Новой Каледонии в начале второй половины мезозоя имела место резкая формационная смена (Lillie, Brothers, 1970): позднепалеозойско-раннемезозойский граувакковый комплекс сменился угленосным комплексом верхней юры — мела, строение которого свидетельствует о существовании внутри зоны осадконакопления островных поднятий.

Смена формационных комплексов, а также метаморфическая ступень устанавливаются и для восточных районов Новой Гвинеи.

Следовательно, в позднемезозойское время по периферии позднепалеозойского Австрало-Меланезийского складчатого пояса концентриче-

¹ Если там действительно существуют верхнепалеозойские и нижнемезозойские породы.

ски по отношению ко всем более древним складчатым поясам Австралийского материка, т. е. в совершенно закономерной структурной позиции, протягивалась полоса интенсивного тектогенеза, в пределах которой в отдельных местах образовывались даже складчатые зоны. Однако в ходе дальнейшей тектонической истории эта полоса вновь оказалась вовлеченной в геосинклинальный процесс, и сейчас значительные ее части заняты уже позднекайнозойскими складчатыми зонами, которые были названы выше.

Принадлежность к зонам позднекайнозойского возраста Новой Гвинеи обосновывается широким распространением здесь неогеновых геосинклинальных комплексов многокилометровой мощности, в которых развиты терригенные, карбонатные и вулканогенные породы, деформированные в поднятые складчатые структуры в конце плиоцена и в четвертичном периоде. Имеющиеся данные о молодых и современных движениях на Новой Гвинее указывают на незавершенность позднекайнозойской орогении.

На Новой Каледонии прекращение геосинклинального осадконакопления и интенсивное складкообразование произошли в более раннее время, чем на Новой Гвинее,— в олигоцене. Однако можно полагать, что Новая Каледония являлась одной из больших антиклинальных зон тыловой части пояса тихоокеанских позднекайнозойских структур, и ее геоантиклинальное развитие началось раньше, чем закончился геосинклинальный режим в сопредельных прогибах. На этом основании данный остров должен быть включен в складчатую зону именно позднекайнозойского возраста.

Новозеландская зона характеризуется признаками тектонического развития, сходными с новогвинейскими (рис. 8). На о. Северном Новой Зеландии существует несколько крупных синклинальных структур, заполненных мощнейшими толщами морских, в основном терригенных отложений неогена, которые были дислоцированы в совсем недавнее время. На о. Южном в связи с общим фланговым затуханием здесь геосинклинального процесса кайнозой представлен в основном молассами. Новая Зеландия и сейчас находится в тектонически активном состоянии, о чем свидетельствуют формирующиеся разломы и другие признаки тектонических движений, а также действующие вулканы и сейсмические явления.

* * *

Приведенная краткая характеристика тектонического положения и развития складчатых сооружений Австралии и Меланезии действительно убеждает, как уже упоминалось, в большом сходстве этой части Тихоокеанского пояса с азиатской. В то же время между ними есть различие: в азиатской части наилучшим образом выражена мезозойско-кайнозойская тектоническая зональность, а в австрало-меланезийской — до-мезозойская. Здесь вновь видно, как со временем геосинклинальный процесс последовательно отселялся в сторону современного Тихого океана, причем происходило это на фоне превращения древних приокеанических зон с неоднородным строением земной коры в континентальные зоны.

Обращает на себя внимание совершенно закономерное тектоническое положение складчатых сооружений по отношению к древней Австралийской платформе, с одной стороны, и к ложу Тихого океана, с другой. Его следует трактовать как результат направленного и длительного тектонического развития, но отнюдь не как следствие какого-нибудь случайного явления, например поворота Австралии в соответствующую позицию в процессе континентального дрейфа (Л. Кинг, 1967; и др.).

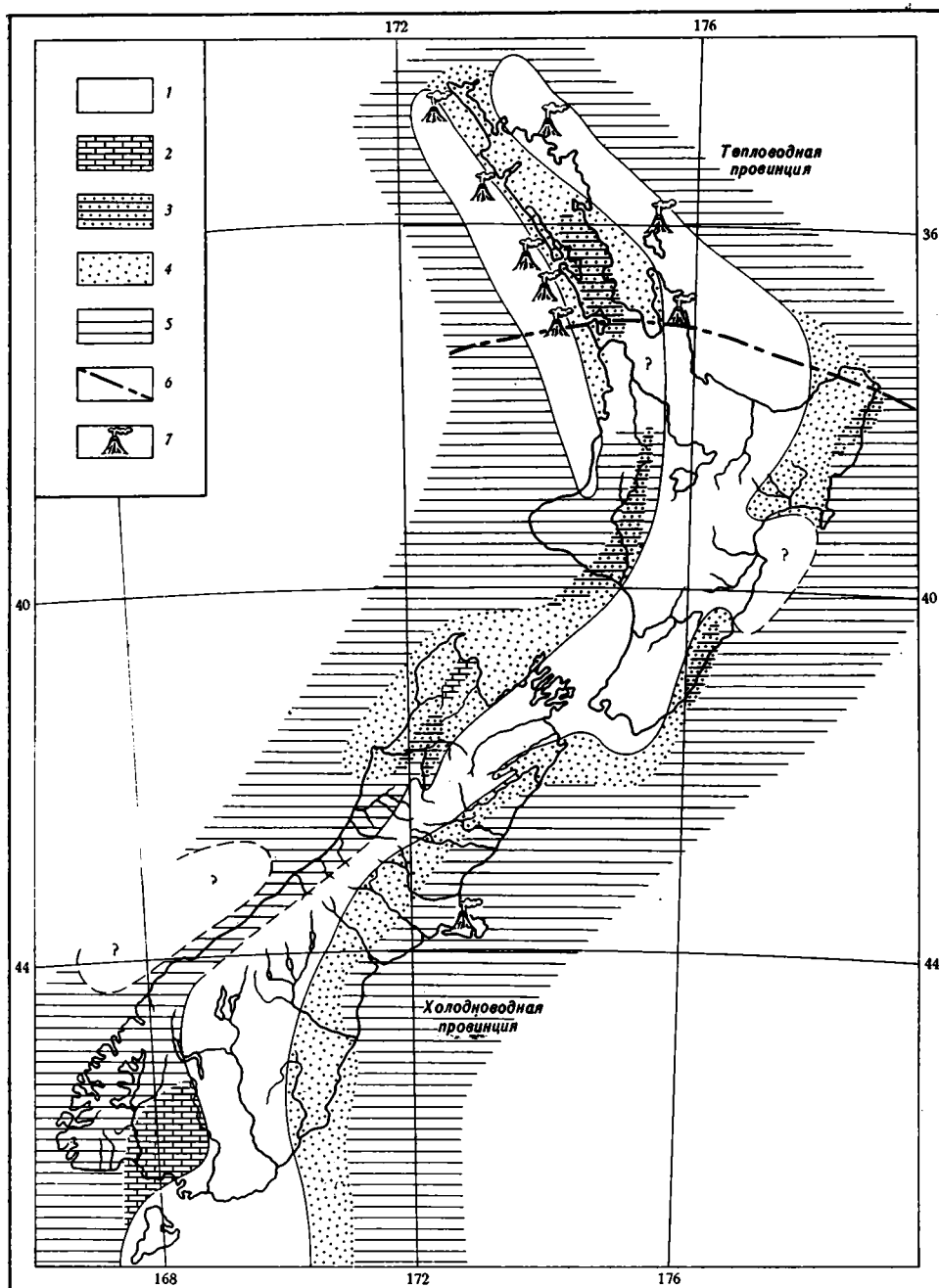


Рис. 8

Палеогеографическая схема Новой Зеландии для раннего миоцена (Brown а. о., 1968)

1 — суша; 2 — мелководные известняки; 3 — отложения прогибов, характеризующиеся градационной слоистостью; 4 — пески шельфа, зеленые пески, туфы; 5 — шельфовые и батинальные алевролиты и неутонченные морские отложения; 6 — южная граница коралловых рифов; 7 — активные вулканы (раннемиоценовые — на западном хребте, несколько более поздние — на восточном)

Нужно отметить, что и здесь рост площадей складчатых сооружений происходил медленно, поскольку пояс тихоокеанских геосинклиналей обладал длительной тектонической динамичностью. Последняя сопровождалась нередко перестройкой структурного плана и несомненно изменением характера строения земной коры. Она происходила и в недавнем геологическом прошлом.

СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

В Тихоокеанский тектонический пояс входит весь запад континента, представленный в основном Андийским горным поясом. Однако Анды не образуют одновременно возникшего складчатого сооружения, а состоят по крайней мере из двух тектонических зон (Пушаровский, 1965): позднепалеозойской и раннекайнозойской; последняя является главной по занимаемой площади. Кроме того, в пределах прибрежной полосы материка местами выделяются зоны (или их фрагменты) позднекайнозойской складчатости.

Север Южной Америки, где протягиваются Карибские горные цепи, также входит в Тихоокеанский тектонический пояс, представляя собой зону среднекайнозойской складчатости. Из-за недостаточности фактических сведений остается неясным, принадлежит ли к Тихоокеанскому поясу юг континента, т. е. территория, расположенная южнее древней платформы и почти целиком закрытая чехлом молодых осадков. То же можно сказать и о тектонической позиции Фолклендских островов.

К позднепалеозойской складчатой зоне относятся Центральная и Восточная Кордильеры Боливии. В литературе она иногда называется зоной Пуна. Представление об этой зоне можно составить по книге «Геология Боливии» (Ahlfeld, Braniša, 1960), а также по статьям В. В. Белоусова (1963), Ф. Зонненберга (Кордильеры Америки, 1967) и В. Цейля (Zeil, 1966). В статье Ф. Зонненберга имеется очень сжатая характеристика геологического разреза интересующей нас зоны: «В Боливии отложения от кембрийских до современных представлены главным образом обломочными осадочными породами. Карбонатных и эвапоритовых пород мало. Осадки от кембрия до девона в основном морские, каменноугольные и пермские — морские и флювиогляциальные, а мезозойские — третичные, преимущественно континентальные. Палеозойские отложения максимально достигают мощности около 50 тыс. футов. Главнейшие несогласия установлены в конце ордовика, девона, перми, триаса и мела» (Кордильеры Америки, 1967, стр. 29).

Движения в конце девона были, вероятно, значительными и важными. Во всяком случае, в карбоне характер осадконакопления резко переменялся — в разрезе этого времени появляются континентальные отложения и морские тиллиты. К этому нужно добавить, что есть районы, где в основании карбона имеется перерыв или несогласие. Образование перми в Боливийских Андах представлены известняками относительно небольшой мощности.

Хотя формации и структуры каменноугольно-пермского времени недостаточно ясны, все же складывается представление, что они носят признаки отмирающего геосинклинального режима. Если это так, то время образования складчатой зоны Пуна может считаться в основном позднепалеозойским, хотя оно и захватывает, быть может, также конец среднего палеозоя. Здесь видно, кстати сказать, насколько различно время образования палеозойских складчатых зон в Тихоокеанском поясе.

Палеозойские формации в пределах характеризуемой зоны с резким угловым несогласием залегают на докембрийских филлитах (Восточная Кордильера), а последние перекрывают более древние кристалли-

ческие породы (Пампасские хребты). Характерно, что несмотря на большую ширину зоны — более 300 км, в ней не выявляются признаки эвгеосинклинального типа развития.

Придерживаясь схемы изложения, принятой для предыдущих разделов, мы должны далее рассмотреть распространение южноамериканских геосинклиналей в палеозое вообще. Они простирались по всей тихоокеанской периферии континента, а также на севере и юге его, обрамляя широким поясом Южно-Американскую древнюю платформу.

Охарактеризуем тихоокеанскую периферию, прежде всего Чилийские Анды¹.

Исключительный интерес в Чилийских Андах представляет Береговая Кордильера, наиболее близко расположенная к Тихому океану и протягивающаяся на огромное расстояние. К сожалению, она изучена еще очень слабо. Приводимые ниже сведения о ней (и о геологии Чили вообще) даются с учетом книг В. Цейля (Zeil, 1964) и К. Руиса (Ruiz, 1965), а также ряда более поздних материалов, опубликованных в трудах Института геологических исследований Чили и в других изданиях.

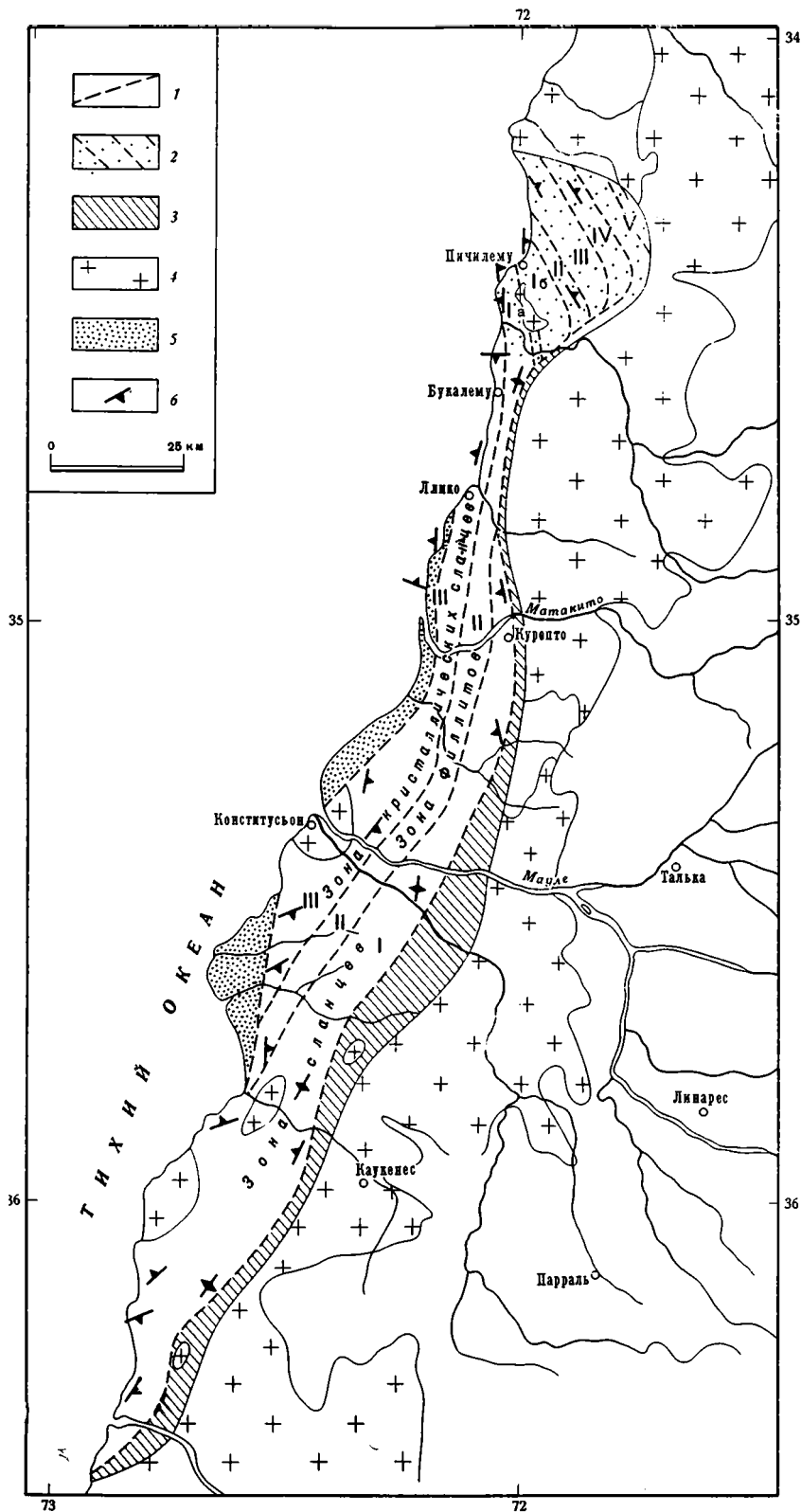
Прежде всего несколько слов о докембрии. Еще недавно предполагалось довольно широкое распространение докембрийских пород в Береговой Кордильере. Но сейчас взгляды изменились, и даже публикуются высказывания, что относительно докембрия в Чили данных нет (González-Vonogino, Aguirre, 1970). Однако поздний докембрий, по-видимому, существует, образуя выходы среди метаморфических и изверженных пород палеозоя. Возможно, что один из этих выходов имеется на севере Береговой Кордильеры в районе г. Антофагаста, где обнажены крупнокристаллические диоритовые породы, заключающие амфиболиты. А. Морага (устное сообщение) допускает, что эти породы образовались в результате гранитизации. Однако кристаллический комплекс докембрия должен быть более распространенным в южных районах Береговой Кордильеры. Общей предпосылкой наличия позднедокембрийских пород в Чили является широкое распространение палеозойских миогеосинклиналей и достаточно значительное проявление в Береговой Кордильере палеозойского гранитоидного магматизма. И то и другое косвенно указывает на присутствие допалеозойской коры континентального типа. В Высокой Кордильере Чили, расположенной в восточной части страны, докембрий, вероятно, также имеется, но обнажается редко; степень метаморфизма здесь также весьма высокая.

Нижний и средний палеозой, лишенные как и в зоне Пуна, сколько-нибудь мощных толщ карбонатных пород, в Береговой Кордильере развиты в ряде мест, но стратифицированы недостаточно. Это различные глинистые сланцы, филлиты, песчаники, кварциты, реже конгломераты. Разрезы в районе 26°15' ю. ш. по литологическим признакам сопоставляются с разрезами среднего палеозоя (S — D) Центральной Кордильеры Боливии.

Локальные выходы пород палеозоя (Pz₁, Pz₂) имеются в Высокой Кордильере Чили; здесь они боливийского типа.

Но помимо сравнительно слабо метаморфизованных отложений, как уже упоминалось, к палеозою теперь относят многие выходы метаморфических образований, представленных обычно различными метаморфическими сланцами, реже гнейсами и иногда амфиболитами. В частности, в районе Вальпараисо развиты кварц-полевошпатовые и амфибол-плагиоклазовые сланцы, интродуцированные гранодиоритом, имеющим возраст 185 млн. лет (свинцовый метод). К. Гримме и Л. Альварес (Grimme,

¹ В 1971 г. автор имел возможность лично ознакомиться с геологическим строением Центрального и Северного Чили.



Alvarez, 1964) считают что кварц-полевошпатовые сланцы, по-видимому, происходят в основном из песчаников и кислых магматических пород, тогда как амфибол-плагиоклазовые сланцы образовались из андезитовых или базальтовых пород, переслаивавшихся с осадочными породами.

Данные о метаморфической зональности к югу от г. Пичилему (Береговая Кордильера) опубликовали Ф. Гонзалес-Бонорино и Л. Агирре (González-Bonorino, Aguirre, 1970). Вблизи океана (рис. 9) ими выделена зона кварц-слюдистых сланцев (Курепто), образовавшихся в условиях низких температур и высоких давлений. Следующая к востоку зона (Пичилему) характеризуется развитием кристаллических сланцев, амфиболитов и гранулитов. Третья зона (Ниривило) — зона контактового метаморфизма (с палеозойскими гранитами). Rb-Sr методом был определен возраст девяти образцов сланцев, который оказался равным 342 ± 5 млн. лет; K-Ar метод показал 245 млн. лет. На основе указанных и других определений авторы считают, что породы отлагались в раннем карбоне и были метаморфизованы в пермскую эпоху.

До недавнего времени принималось, что в Чилийский Андах нет признаков существования палеозойских эвгеосинклинальных зон. Но сейчас в приокеанической полосе района г. Вальдивия обнаружены пиллоу-лавы (устное сообщение М. Г. Ломизе), а цепочка выходов гипербазитовых пород была здесь известна раньше. Тем самым на краю континента намечается палеозойская эвгеосинклиналь. К тому же имеется указание (Сесioni, 1970), что на двух островах на юге Чили (Диего-де-Альмагро и Мадре-де-Дьос) обнажаются палеозойские серпентиниты и яшмы.

Перед поздним карбоном в Чилийских Андах была сильная складчатость, которая зафиксирована несогласным залеганием верхнекаменноугольных отложений. Вероятно, эти движения и боливийские (предкаменноугольные) — синхронны. Необходимо, однако, уточнить дальнейшими исследованиями время их проявления.

Несогласно залегающие отложения верхнего карбона и частично перми в Чилийских Андах развиты незначительно и в Береговой Кордильере Центрального Чили представлены морской, в основном терригенной толщей, причем в верхах разреза местами присутствуют тиллиты. В Высокой Кордильере известны верхнепалеозойские обломочные красноцветы с эффузивами. На южных островах ($50-52^\circ$ ю. ш.) отложения соответствующего времени представлены мощной морской (фузулины) толщей сланцев и песчаников с прослоями известняков и мраморов.

Имеющиеся данные о палеозое Чили явно недостаточны для ясного представления о палеозойской тектонической истории страны, но, по-видимому, здесь можно говорить о двух крупных периодах тектонического развития: среднепалеозойском — геосинклинальном и позднепалеозойском — периоде отмирания геосинклинальных условий. Обращает на себя внимание большая ширина миогеосинклинальной зоны — около 600 км (включая Боливию). Ситуация здесь приблизительно такая же, как, например, между Сибирской платформой и Колымским массивом. Надо полагать, что в Андах был и сходный тектонический рельеф.

В Аргентине нас интересует строение массивов Десеадо и Патагонского, находящихся в южной части страны.

Рис. 9

Распространение метаморфических фаций «кристаллического основания» в Береговой Кордильере Центрального Чили (González-Bonorino, Aguirre, 1970)

Метаморфические серии: 1 — западная (Курепто), 2 — северная (Пичилему), 3 — восточная (Ниривило); 4 — гранитные батолиты и штоки; 5 — кайнозойские прибрежные отложения; 6 — простарания и падения плоскости S_1

Первый из них, более южный, имеет метаморфический цоколь докембрийского или нижнепалеозойского возраста (Кордильеры Америки, 1967), который перекрыт чехлом верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских осадочных и эффузивных пород. Распространено мнение, что этот массив простирается в юго-восточном направлении на Фолклендские острова, где на мысе Мередит его фундамент (гнейсы и кристаллические сланцы) выходит на поверхность.

Близким по строению считается и Патагонский массив, расположенный севернее. О. Брайтш (Braitsch, 1965) в пределах этого массива выше метаморфического комплекса выделил складчатый комплекс, состоящий из филлитов, кварцитов, граувакк и, реже, кристаллических известняков, который он отнес к нижнему палеозою, поскольку выше с несогласием залегает железорудная серия силура — нижнего девона (?), выполняющая наложенные мульды. Силурийский возраст доказан палеонтологически (Müller, 1965). Соответственно О. Брайтш писал о распространении раннекаледонской (предсилурийской) складчатости на востоке Андийского форланда. В то же время на Фолклендских островах отмечается зона позднепалеозойской складчатости (Frakes, Crowell, 1967), а около 500 км к северу от Патагонского массива, в Сьерра-де-ла-Вентана, силурийско-девонская серия кварцитов и кварцитовых песчаников представляет собой миогеосинклинальный комплекс, сильно смятый в позднем палеозое и несогласно перекрытый слабо-складчатыми пермскими отложениями с тиллитами.

На основании всего сказанного можно представить, что оба блока занимают положение внутренних массивов в средне- и верхнепалеозойской складчатой структуре юга континента. Однако доказательств для этого немного, и в дальнейшем может оказаться, что здесь никаких подобных массивов нет, а распространена единая зона раннепалеозойской складчатости. В этом случае оба массива будут представлять собой лишь выступы основания молодой платформы. Как уже говорилось, остается неясным, какое отношение палеозойские комплексы обоих массивов имеют к развитию Тихоокеанского тектонического пояса.

Несколько отличная картина палеозойской истории, по сравнению с Чилийскими и Боливийскими Андами, намечается в Андах Перу и Эквадора (Кордильеры Америки, 1967; Koch, 1968). Здесь в ходе палеозойского миогеосинклинального развития происходили значительные предсилурийские (силур в разрезе отсутствует), а также значительные позднедевонские (акадская складчатость) движения. Последняя орогения сменилась (или сопровождалась?) накоплением терригенных, отчасти континентальных нижнекаменноугольных образований, а затем морских терригенных средневерхнекаменноугольных и карбонатных (Перу) — нижнепермских. В поздней перми имела место большая орогения, которую сопоставляют с апалачской. Она завершила палеозойскую историю Перуанско-Эквадорских Анд, окончательно сформировав складчатое основание более молодых геосинклиналей.

Обобщая новейшие данные по геологии Перу, А. А. Богданов (1970) обращает внимание на то, что как палеозойская, так и допалеозойская история этого основания не вполне ясна. Однако по поводу ранних этапов развития он заключает следующее: «По-видимому, некоторая часть наиболее глубоко метаморфизованных пород (гнейсы, кристаллические сланцы) по времени своего образования связана с эпохами консолидации Бразильского и Гвианского щитов (нижний протерозой?)» (Богданов, 1970, стр. 144). Кроме того, в структуре основания важная роль принадлежит складчатым толщам бразильского комплекса, охватывающего верхний докембрий и самые низы палеозоя. Интересно, что в их строении существенную роль играют метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, о которых А. А. Богданов пишет, что наиболее вероятно их образование в эвгеосинклинальных прогибах, каких в

палеозое не отмечается. Он считает, что, несмотря на отчетливость несогласий между бразильским и древнепалеозойским (ордовикским) комплексами, «бразильский цикл» не являлся завершенным.

Среднепалеозойскую складчатость, сопоставимую с каледонской в Европе (конец ордовика — силур), выделяют в Колумбийских Андах (Кордильеры Америки, 1967; Bugl, 1967). Базальные горизонты девона с угловым несогласием залегают здесь на нижнепалеозойских породах. Последние на западном склоне Центральной Кордильеры (где в то время, как считает Г. Бюргль, был континентальный склон) представлены глубокоководными осадками и базальтами, изменившимися в подводных условиях, а в Восточной Кордильере — миогеосинклинальными песчаниками и сланцами мощностью в несколько тысяч метров. Девон и верхний палеозой в Восточных Андах Колумбии сложены отложениями эпиконтинентального моря и континентальными, а в Западных — морскими миогеосинклинальными; однако все они еще недостаточно изучены. Каменноугольно-пермские образования характеризуются широким распространением красноцветов. В конце палеозоя имели место тектонические движения, создавшие блоковые структуры, в дальнейшем составившие основание мезозойской подвижной зоны.

Венесуэльские Анды, ответвляющиеся от Восточной Кордильеры Колумбии, имеют сходную с последней палеозойскую историю; то же как будто относится к горам Периха, находящимся на крайнем западе Венесуэлы. Подчеркивают значительную интенсивность позднепалеозойских движений на западе Венесуэлы (в отличие от Колумбии; Кордильеры Америки, 1967), причем наиболее сильный орогенез указывается для периода времени, охватывающего конец перми и триас (триасовые красноцветные молассы).

Имеющиеся данные о палеозойской истории Анд, приведенные выше, определенно свидетельствуют о большой неполноте представлений геологов в этом вопросе. Можно не сомневаться, что дальнейшие исследования дадут существенные дополнения к тому, что сейчас известно о домезозойских геологических формациях, тектонических структурах и магматизме Анд. Однако и существующих сведений достаточно, чтобы видеть, что отдельные участки современных Анд в палеозое по основным тектоническим свойствам не были одинаковыми. Более всего это относится к трем главным продольным отрезкам горного пояса: Чилийскому, Перуанско-Эквадорскому и Колумбийско-Венесуэльскому.

В пределах последнего в раннем палеозое существовала тектоническая зональность, в принципе сходная с зональностью запада Тихоокеанского пояса, т. е. у Бразильской платформы протягивалась миогеосинклинальная зона, а ближе к Тихому океану — эвгеосинклинальная (по Г. Бюрглю). На других отрезках Анд палеозойские эвгеосинклинали обычно не обнаруживаются либо существование их проблематично.

Хотя о допалеозойской истории Анд материалы очень скудны, но для некоторых районов (в зоне Пуна, в Перуанских Андах) устанавливается позднедокембрийская складчатость (в Чили она предполагается). Весьма определенно выявляется широкое распространение раннепалеозойских более или менее значительных тектонических движений, обусловивших складчатость, поднятие структур и иногда образование моласс. Они приходятся на силурийский период (либо захватывая его целиком, либо — значительную часть), причем иногда движения начались еще в конце ордовика, а иногда — продолжались в раннем девоне. Насколько можно судить, это — значительная эпоха геосинклинальной складчатости (орогении) палеозойского времени в Андах.

Следующий крупный период тектонических движений начался в позднем девоне и продолжался до конца палеозоя. В конце девона движения отмечаются в Перуанских и Боливийских Андах. С конца

девона и, в особенности, в карбоне и перми происходило становление складчатой зоны Пуна. В Чилийских Андах отмирание палеозойского геосинклинального режима происходило в позднем карбоне и перми; оно было вызвано значительными движениями, начавшимися в более ранние эпохи карбона (возможно, тогда же, когда и в зоне Пуна). Самые поздние палеозойские движения (позднепермские) указываются в Колумбийско-Венесуэльских, Перуанско-Эквадорских и Чилийских Андах. Они и сформировали окончательно ту палеозойскую структуру, поверх которой в мезозое вновь возникли геосинклинальные зоны.

Раннекайнозойская зона складчатости в Южной Америке занимает основную площадь Андийского горного пояса. В раннем мезозое в пределах значительной части палеозойского складчатого пояса запада континента произошла регенерация геосинклинального режима, закончившегося в конце мела — начале палеогена формированием высоко поднятой зоны с глыбово-складчатой или складчатой структурой. Краткую характеристику этой зоны мы начнем с северных районов, проанализированных Г. Бюрглем (Bürgl, 1967). Здесь в Колумбийских Андах выделяются две продольные структурно-формационные зоны. Более западная из них почти в течение всего мезозоя находилась ниже уровня моря. Ее наиболее западная часть, как считает Г. Бюргль, входила в пределы абиссальной равнины: ныне здесь протягивается Западная Кордильера. Несколько восточнее, по представлению того же автора, простирался глубоководный трог, который преимущественно заполнялся турбидитами. В меловое время западнее гребня Центральной Кордильеры происходило подводное излияние основных лав, редко переслаивающихся с пластами бедных фауной осадочных пород (кремнистых сланцев и др.).

В другой, более восточной, зоне, наоборот, в течение раннего и среднего мезозоя накапливались континентальные отложения и происходила эрозия, вызванная значительными блоковыми движениями. Последние начались еще в триасе и продолжались до титонского времени, с ними связывают несколько магматических проявлений различного характера. В конце ранней юры на восточном крыле Центральной Кордильеры образовался вулканический свод, который разделял западную и восточную зоны.

В период времени от титона до альба восточная зона превратилась в геосинклиналь, в которой накапливались мощные морские толщи миеосинклинального характера. Общая мощность меловых отложений в местах наибольшего прогибания может достигать 12 км. Отмечается предальбская тектоническая фаза, после которой в течение альба — коньяка вновь происходила морская седиментация. Значительные складчатые движения имели место в сантоне и кампане (субгерцинская фаза Штилле; перуанская складчатость Штейнманна), но в течение маастрихта морская седиментация возобновилась. Геосинклинальное осадконакопление прекратилось на границе мела и палеогена, когда произошла складчатость, особенно значительная в западной зоне. Она и явилась главной складчатостью, создавшей современную структуру Колумбийских Анд. За ней последовало образование континентальных моласс, выполняющих крупные грабены.

Из сказанного видно, что Колумбийские Анды никак не могут рассматриваться в качестве района, где в мезозое не было геосинклинали, как об этом пишут С. Е. Колотухина и др. (1968).

В Перуанско-Эквадорских Андах «после перерыва в образовании осадков (в конце палеозоя — начале мезозоя. — Ю. П.) морские отложения от среднего триаса и до ранней юры накапливались в узких линейных прогибах, протягивавшихся вдоль Центральной и Восточной Кордильер через всю территорию Перу и Эквадора» (Кордильеры Америки, 1967, стр. 50). В дальнейшей геологической истории значитель-

ная роль принадлежала континентальной седиментации и наземному вулканизму, а также тектоническим движениям, которые происходили неоднократно. Е. Кох (Koch, 1968) отмечает, что в конце мела в пределах Восточной Кордильеры Перу мощные серии триаса — лейаса и мела были смяты в узкие складки, наклоненные, опрокинутые и даже сорванные по надвигам с движением масс на северо-восток. В прибрежной зоне Перу (А. А. Богданов, 1970) в юре и раннем мелу протягивалась эвгеосинклиналь, в пределах которой формировалась карбонатно-вулканогенная (спилитовая) формация большой мощности. С конца мела и в палеогене в Перу происходило накопление континентальных, в том числе вулканогенных образований, отвечающее самостоятельному (орогенному) этапу тектонического развития этой территории.

Далее коснемся мезозойских геосинклиналей Чили, которые группируются в две обособленные зоны: Андийскую и Магелланову, расположенную на юге страны.

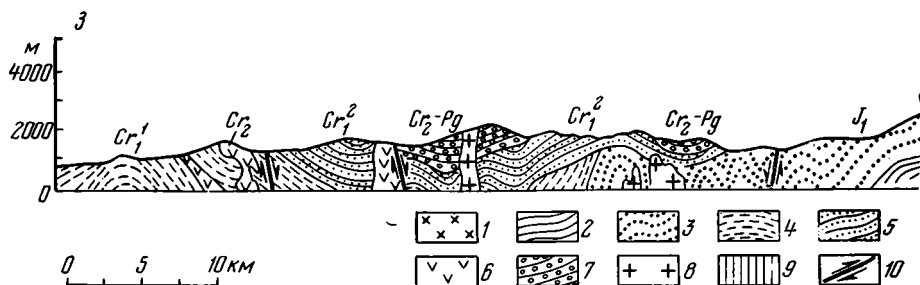
В Андийской зоне развиты триасовые, юрские и меловые образования. Триас представлен в основном континентальными сериями с растительными остатками и вулканитами. Лишь временами в результате трансгрессий океана накапливались морские отложения, среди которых самыми древними считаются среднетриасовые. Среди вулканитов главное значение имеют кислые эффузивы — кератофиры, кварцевые порфиры, достигающие большой мощности.

Отложения юры развиты широко. С раннелейасовым временем связывается тихоокеанская трансгрессия. На севере Чили юрские осадки в основном морские. Южнее появляются континентальные и лагунные образования. Среди обломочных толщ юры развиты вулканогенные толщи, состоящие в основном из андезитов и их туфов и агломератов, а также заключающие кератофиры. Они могут достигать многокилометровой мощности и являются главным образом подводными. В южных районах Андийской зоны они почти полностью вытесняют осадочные толщи. В поздней юре (кимеридж) имели место значительные тектонические движения (невадские). В пределах Высокой Кордильеры в эту эпоху образовались гипсовые отложения, но в титоне морские условия восстановились. Указывается, что общая мощность юры может достигать 6 км и более.

Начавшееся в титоне морское осадконакопление на севере Андийской зоны Чили продолжалось до апта. В это время, как и в юре, накапливались обломочные и вулканогенные (в основном андезитовые) толщи. В конце раннего мела происходили тектонические движения, и далее морские осадки сенона формировались только на узком прибрежном пространстве Береговой Кордильеры. На дат и отчасти палеоцен и в указанном районе приходится перерыв в осадконакоплении (Zeil, 1964). Это явилось следствием особенно широкого распространения в это время в Андах орогенного режима развития, отвечающего заключительной стадии геосинклинальной истории. Складчатость в «мезозойских» Андах видна на рис. 10.

Тектоника мезозойских формаций в Береговой Кордильере иная, нежели в более внутренних районах Анд. Здесь поверх домезозойского интенсивно складчатого основания, сложенного в основном метаморфизованными породами, развиты довольно простые складчатые формы с широким распространением моноклиналей и «блоковой тектоники». В Высокой Кордильере складчатость мезозойских толщ обычно линейная, сжатая. Местами (Кордильера Домейко) закартированы надвиги.

Относительно характера развития Андийской зоны в мезозое В. Цейль, основываясь на широком распространении вулканитов, считает, что оно было эвгеосинклинальным, хотя и отмечает, что мощные кремнистые отложения среди мезозойских толщ отсутствуют. Однако



фактическое отсутствие спилитов, кремнистых пород, ультрабазитов не позволяет применять термин «эвгеосинклиналь» в обычном его смысле. Но об этом будет сказано ниже, здесь же отметим, что геология Чили, как и Колумбии, разумеется, не дает оснований для представлений об Андах как о зоне позднепалеозойского тектогенеза, лишь активизированной более поздними движениями.

Андийскую геосинклиналь чилийские геологи противопоставляют Магеллановой многогеосинклинали, которая простирается к югу от 50° ю. ш. и с запада ограничивается метаморфитами береговой полосы континента, а с востока — Аргентинской плитой. Триас в этой зоне неизвестен, и низы ее разреза, по-видимому, представлены мощными юрскими слабо метаморфизованными кислыми вулканитами, среди которых особенно широко развиты кварцевые порфиры. Однако следует выяснить, не являются ли эти вулканиты стратиграфическими аналогами триасовых эффузивов Андийской зоны, упоминавшихся выше. Затем в разрезе выделяется мощная терригенная толща меловых пород. Для верхнего мела характерно развитие терригенного флиша. В конце маастрихтского времени в разрезе появились угли, а эоцен характеризовался уже широким развитием моласс, морских и континентальных, образование которых было обусловлено складчатостью, происходившей на границе мела и палеогена и имевшей важнейшее значение для данного района. Геофизические данные показывают (Dragičević, 1970), что наибольшая глубина залегания фундамента находится в районе Лагуна Бланка и составляет 7 км.

Итак, Андийский горный пояс в главной своей части представляет тектоническую зону, где формирование геосинклинальных комплексов прекратилось во второй половине мела и где после этого, особенно в самом конце мела и начале палеогена, происходили тектонические движения, сформировавшие основные черты современной структуры. На этом основании данная зона и названа раннекайнозойской. Однако время окончания позднегеосинклинальной (орогенной) стадии развития продолжалось здесь, если судить по краевым предандийским прогибам, до конца неогена, т. е. эта стадия оказывается значительно растянутой во времени.

Следует специально разобрать специфику андийских мезозойских геологических разрезов, включающих большой процент континентальных формаций, особенно вулканогенных. Уже сейчас кажется несомненным, что эту качественную особенность Анд можно связать с регенерацией мезозойских геосинклинальных структур на палеозойском складчатом основании. С тем же коррелирует и глыбово-складчатый характер деформаций, нередко наблюдаемый, в частности, в западных районах Чили, а также многочисленные, в том числе складчатые, тектонические движения в ходе мезозойского геосинклинального процесса. Однако это не относится к значительным движениям конца юрского времени, которые (и это чрезвычайно симптоматично!) фактически

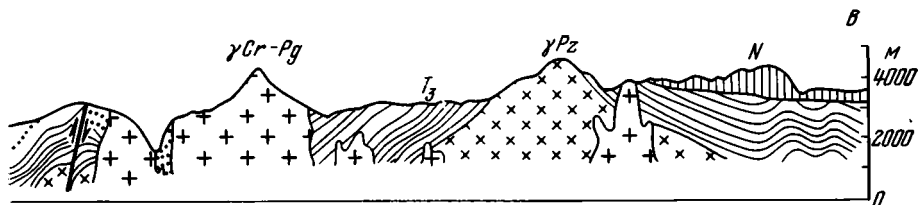


Рис. 10

Геологический профиль через Чилийские Анды в районе 20° ю. ш. (Sergerstrom, 1968)
 1 — палеозойские граниты; 2 — триас; 3 — нижняя кра; 4 — неоком; 5 — средний мел; 6 — порфиры
 верхнего мела; 7 — верхний мел — палеоген; 8 — гранитонды мела — палеогена; 9 — неоген; 10 — раз-
 ломы

совпадают с главной эпохой складчатости в североамериканских нева-
 дидах.

Можно констатировать, что изучение геологического строения и истории развития Анд со все большей отчетливостью выявляет различие между их продольными отрезками: Колумбийским, Перуанско-Экваторским, Чилийским, Магеллановым. В то же время анализ строения Анд вкрест их простирания еще далеко не достаточен, что с большой остротой ставит проблему существования и положения в пространстве собственно эвгеосинклинальных зон в пределах большей части горного пояса. Можно думать, что такие зоны (или их фрагменты), исключая Колумбию и Перу (см. выше), протягиваются в прибрежной полосе материка, но главным образом находятся на дне океана между материком и Перуанско-Чилийским глубоководным желобом.

Среднекайнозойской складчатой зоной является Карибская, занимающая север Венесуэлы. Она тектонически мало связана с Андами, но коррелируется с зоной Больших Антил. Сходство между этими зонами обнаруживается, в частности, в характере тектонического плана, особенностью которого является распадение зон по их простиранию на несколько обособленных фрагментов. В зоне Больших Антил эти фрагменты смещены друг относительно друга по косым сдвигам и раздвигам; в Карибской зоне подобные явления, но менее выраженные, по-видимому, тоже имеют место.

Досреднемезозойская история Карибской зоны (север Венесуэлы) не ясна, так как выходы пород, которые могут быть доюрскими (граниты, гнейсы), встречены только в двух ограниченных районах (Кордильеры Америки, 1967). Считается, что последний период геосинклинального развития начался здесь в юре. В середине мела произошла складчатость и сформировались метаморфические комплексы, бывшие первоначально осадочными и вулканогенными. В поздне меловую эпоху образование геосинклинальных толщ (обломочных и вулканических) продолжалось в условиях сложного тектонического рельефа. В конце мела и в палеоцене вновь происходили значительные движения (Чехович, 1965), в результате которых сформировались Карибская геоантиклиналь и сопредельные с ней прогибы, в которых местами образовывался флиш. Геосинклинальное осадконакопление кончилось в Карибской зоне в основном в середине эоцена, а далее до конца неогена, судя по истории развития Венесуэльского краевого прогиба (Пушаровский, 1959), зона находилась в орогенной стадии геосинклинального развития.

Самая молодая — позднекайнозойская складчатая зона Южной Америки протягивается вдоль низменности Тихоокеанского побережья в Колумбии, Эквадоре и Перу. Эта узкая зона прослеживается на большое расстояние — около 2500 км. По размерам она подобна другим андийским тектоническим зонам.

Зона сложена очень мощными (до 9 км), преимущественно морскими отложениями палеогена и неогена, среди которых главное место

занимают терригенные породы. Складчатость здесь еще, очевидно, не закончилась, так как породы слабо дислоцированы, причем основная роль в деформациях принадлежит разломам, в том числе конседиментационным, а складчатые структуры выражены слабо (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Основными структурно-формационными элементами этой зоны, насколько можно судить по разрезам и морфологии структур, являются прогибы, типичные для тыловых зон Тихоокеанского кайнозойского кольца и описанные Е. Н. Меланхолиной (1968). Важная особенность развития этих прогибов та, что миогеосинклинальное осадконакопление в них продолжалось до конца неогена.

Несколько фрагментов позднекайнозойских прогибов, развитых местами на берегу Чили (например, в районе г. Арика) и сложенных терригенными, иногда угленосными отложениями, представляют, на наш взгляд, структуры той же категории.

* * *

После краткого обзора тектоники складчатых зон Южной Америки нужно вновь обратить внимание на то, что Андийский горный пояс не представляет собой разновозрастного складчатого сооружения, как геологи думали еще немного лет тому назад, а состоит из различных по времени формирования тектонических комплексов. В общем расположении разновозрастных тектонических зон наблюдается та же закономерность, что и на других материках, а именно: в направлении от древней платформы к Тихому океану происходит смена более древних складчатых зон более молодыми, а затем и структурами современного геосинклинального пояса (имеется в виду Перуанско-Чилийский желоб). Мы подчеркиваем эту зональность, поскольку она имеет важное значение для ряда тектонических построений и раньше не отмечалась.

Не только береговая линия, но, по-видимому, и структуры современного геосинклинального пояса срезают здесь на больших участках (особенно в Чили) материковые складчатые зоны, продолжающиеся в пределах шельфа. Любопытны в этом отношении палеогеографические реконструкции ряда геологов и в их числе П. Гробера (Groeber, 1963), согласно которым начиная с юрского времени и до эоцена предполагается существование поднятия, соединявшего острова Сан-Феликс, Хуан-Фернандес и материк. На срезание молодым тектоническим планом структур шельфа указывает и Д. Чечони (Cecioni, 1970), который отмечает, что палеозойские и мезозойские фациальные зоны Чилийских Анд простираются в северо-западном направлении, а не в меридиональном, отвечающем простиранию горного пояса и Перуанско-Чилийского глубоководного желоба. Таким образом, фациальные зоны секутся краем этого желоба. Наиболее отчетливо северо-западные простирания фациальных зон показаны Д. Чечони на палеогеографических схемах для позднего палеозоя, юры и раннего мела. Что касается Перуанского отрезка, то интересно заключение А. А. Богданова, который пишет: «Складывается впечатление, что палеозойский комплекс Прибрежной зоны (Перу.— Ю. П.) образует крупное антиклинальное поднятие, серповидно изогнутое с востока на запад, выпуклая (западная) часть которого находится в пределах Тихого океана. Палеозойские и допалеозойские серии, вероятно, имели широкое распространение на площади, ныне занятой восточными окраинами океана. Присутствие обломков древних пород в составе терригенных толщ мелового возраста, сносившихся с запада, из современной океанической области, отмечается рядом лиц, изучавших литологию меловых отложений Перу и Чили» (Богданов, 1970, стр. 143).

Сказанным можно аргументировать, что на таких участках строение складчатых зон раскрывается не полно. Однако вне зависимости от

этого имеющихся данных достаточно, чтобы говорить об изменениях в тектонической структуре как вкрест простираения складчатых зон, так и по их простираению. В последнем аспекте, если брать кайнозойские зоны, очень резко по структурным признакам и характеру тектонической эволюции выделяется Карибская складчатая зона. Она противопоставляется Андам в целом, что, кстати, очень четко было отмечено Е. Менчёром (Кордильеры Америки, 1967). В то же время сами Анды распадаются на несколько тектонически различных отрезков, сменяющих друг друга по простираению. Объяснить это пока нелегко, но когда лучше будет изучена тектоника древней Южно-Американской и молодой Аргентинской платформ континента, с одной стороны, и краевых океанических областей, с другой, между которыми располагаются Анды, вероятно, удастся найти некоторые решения. Но, вообще говоря, на протяжении 9000 км, как это имеет место в случае Андийского горного пояса, тектонические изменения по простираению вполне закономерны. Это видно на примере Альпийского пояса Евразии, имеющего меньшую протяженность. Кстати, и для Альпийского пояса соответствующих объяснений пока не найдено.

На данной стадии изученности складчатого пояса Южной Америки только в отношении его Колумбийского отрезка указывается распространение в геологическом прошлом геосинклиналей, возникших на океанической коре. Однако нельзя исключить, что в ходе дальнейших исследований подобные структуры будут обнаружены и в других местах, в частности на севере Венесуэлы.

СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АМЕРИКИ

В Тихоокеанский пояс входят тектонические структуры Аляски, запада Северо-Американского континента и Центральной Америки, включая в нее Большую и Малую Антильские дуги. Через Аляску тектонические зоны Северной Америки связываются с азиатскими, а через Карибский регион — с южноамериканскими.

В пределах рассматриваемой части земной поверхности выделяются мезозойские, раннекайнозойские, среднекайнозойские и позднекайнозойские складчатые зоны; наибольшее распространение имеют мезозойские.

Мезозойские складчатые зоны занимают значительную площадь Аляски и Кордильерский горный пояс. Их тектонической характеристике посвящено большое число публикаций, в том числе вышедших недавно (Gates, Grys, 1963; Tectonic history and mineral..., 1966; Ф. Кинг, 1967, 1969; Кордильеры Америки, 1967; Roddick a. o., 1967; Gabrielse, 1967; и др.).

Из отечественных работ по этим областям наиболее новой является сводка Е. Н. Меланхолиной (1967), написанная в связи с разработкой проблемы типизации процессов геосинклинального развития в Тихоокеанском поясе и опирающаяся на большое количество первоисточников.

История мезозойской Кордильерской складчатой зоны начинается с позднего докембрия. С этого времени здесь происходило формирование геосинклинальных комплексов, завершившееся в позднеюрское — раннемеловое время образованием поднятой складчатой структуры. На всем огромном протяжении Северо-Американских Кордильер (свыше 2500 км) в них не выявляется самостоятельных складчатых зон, возраст которых был бы древнее, чем мезозойский. Это является следствием длительного, фактически сквозного для всего этого времени геосинклинального развития.

После появления книги М. Кэя (1955) прочно утвердилось представление о разделении пояса мезозойид Северной Америки на приплатформенную миогеосинклинальную зону Миллард и расположенную ближе к Тихому океану эвгеосинклинальную зону Фрэзер. Эти зоны, совершенно гармонично вписывающиеся в тектоническую систему материка — Тихий океан, противостоят расположенному по другую сторону материка поясу Аппалачей, в свою очередь обнаруживающему естественную связь с тектоникой Атлантического сектора Земли.

Однако, следуя Ф. Кингу (1969), нужно отметить, что в пределах как эв-, так и миогеосинклинальной зон ни в пространстве ни во времени характер геосинклинального развития не был одинаковым, и в каждой из них намечается несколько частных геосинклиналей. Существенная неоднородность строения мезозойского складчатого пояса Северной Америки отчетливо видна, в частности, в его современном тектоническом плане. По простиранию с юга на север в пределах пояса ясно обособляются три поперечных отрезка: Невадийский, Канадский и Аляскинский.

Верхний докембрий в Невадийском отрезке выходит на поверхность в миогеосинклинальной зоне и представлен мощными карбонатно-терригенными толщами, перекрывающими древние складчатые структуры и массивы гранитоидов. Эта зона позднедокембрийского прогибания была частью более крупной зоны, протягивавшейся на западе материка субпараллельно его современному краю и срезавшей более древние докембрийские структурные образования. Об эвгеосинклинали для этого времени данных нет.

Палеозойский разрез миогеосинклинали — карбонатный (за исключением базальных горизонтов кварцитов). Мощность его достигает 8—10 км. Полоса шириной около 100 км связывала миогеосинклинальную зону с эвгеосинклинальной. В пределах последней в палеозое происходило формирование очень мощных (20—25 км) зеленокаменных толщ. «Характерно обилие эффузивных пород андезитового и базальтового состава. Эффузивные образования всегда сочетаются с кремнистыми и терригенными породами. Характерен полимиктовый и кварцево-полевошпатовый состав терригенного материала, поступавшего из весьма удаленных источников» (Меланхолина, 1967, стр. 60).

В зоне раздела эв- и миогеосинклинали во второй половине палеозоя сформировалось крупное геосинклинальное поднятие Антлер, которое в начале мезозоя как бы поглотило почти всю миогеосинклиналь. Мезозойские комплексы занимают в Невадийской области западную часть¹. Здесь в течение триаса и юры накопилась толща (8—10 км) вулканогенно-осадочных пород, представляющих собой ныне зеленокаменный комплекс и в общем продолжающих палеозойский характер развития. В эпоху поздней юры и раннего мела (в разных районах несколько по-разному) геосинклинальное осадконакопление закончилось и сформировалась поднятая складчатая структура, перед фронтом которой (на стыке с платформой) развился краевой прогиб (Меланхолина, 1967), особенно энергично заполнявшийся молассами в меловом периоде. В то же время молассы образовывались и в небольших межгорных впадинах, находящихся внутри Невадийской области. В заключение своей работы по анализу тектоники Невадийского отрезка мезозойид Северной Америки Е. Н. Меланхолина пишет: «Длительное развитие основного и среднего вулканизма и последующее внедрение ультраосновных пород в эвгеосинклинали Кордильер было определено

¹ Иными словами, имело место отеснение зоны геосинклинального осадконакопления в сторону Тихого океана, т. е. то же самое явление, которое выше неоднократно нами отмечалось.

ее расположением вдоль границы Тихого океана и континента» (1967, стр. 63).

Мио- и эвгеосинклинальные зоны Канадского отрезка выражены очень четко. Верхний докембрий также присутствует только в миогeosинклинальной зоне. Там, где разрез докембрия выражен наиболее полно, в его сложении принимают участие песчаники, песчаные доломиты, строматолитовые известняки, аргиллиты и алевролиты, суммарная мощность которых может достигать 4500 м (Gabrielse, 1967). После образования этого комплекса произошли значительные тектонические движения, которые в самом конце позднего докембрия вновь сменились мощным миогeosинклинальным осадконакоплением (горы Маккензи).

В средней части описываемого отрезка, между мио- и эвгеосинклиналями прослеживается полоса метаморфических образований, которые ранее рассматривались как древний кристаллический фундамент. Однако сейчас выясняется (Кинг, 1969), что, хотя эти породы древнее менее метаморфизованных палеозойских отложений, время их метаморфизма измеряется всего 150 млн. лет.

Палеозойские толщи миогeosинклинали преимущественно карбонатные, а мезозойские — преимущественно терригенные. Е. Шоу (1967) четко показал, что чешуйчатая структура миогeosинклинали лежит на склоне Канадского щита, не затронутом деформациями (рис. 11).

Эвгеосинклиналь Канадских Кордильер в палеозое и мезозое (имеются в виду главным образом средний и поздний палеозой и ранний мезозой) заполнялась очень мощными (до 25 км) морскими толщами граувакк, кремнистых сланцев, пирокластических пород, а также андезитов и базальтов с подушечной отдельностью. Основная складчатость и орогенез имели место здесь в конце юры — раннем мелу (как и в Неваде). Е. Шоу пишет, что в западной Канаде есть верхнеюрские отложения, представляющие собой «первый большой снос грубообломочных пород с поднимающейся Западной Кордильеры». О том же свидетельствует наличие крупного межгорного прогиба Боусер, начавшего свое развитие в конце юры (Roddick a. o., 1967) и существовавшего в течение раннего мела (Geological history of Western Canada, 1964), а также краевого прогиба, сложенного в основном меловыми молассами, в том числе угленосными (Пушаровский, 1959) ¹.

Дж. Роддик (Roddick a. o., 1967), анализируя общий ход тектонической истории западной Канады, пришел к любопытному заключению, что в палеозойско-раннемезозойское время эта область напоминала современное Японское море, будучи частично отделенной от океанической впадины Береговой геoантиклиналью.

Для нас эта идея интересна прежде всего тем, что она связана с представлением о соседстве эвгеосинклинальной зоны мезозонид Канады с океаном начиная по крайней мере с палеозоя.

Теперь обратимся к последнему, Аляскинскому, отрезку описываемой складчатой зоны. Существенное отличие в его тектонике составляет Юконский внутренний массив с фундаментом докембрийского возраста. О существовании этого массива в последнее время высказывается М. Чуркин (М. Churkin). Он основывается при этом на малых мощностях палеозойских отложений в соответствующем районе, отличном от геосинклинальных толщ составе пород и их слабых деформациях ². Вероятно, под водами Берингова моря этот массив соединяется с Чукотским.

¹ В краевом прогибе, а также в Скалистых горах и горах Маккензи деформации продолжались вплоть до эоцена (Кордильеры Америки, 1967).

² Цитируется по докладу, прочитанному М. Чуркиным в Геологическом институте АН СССР в 1967 г.

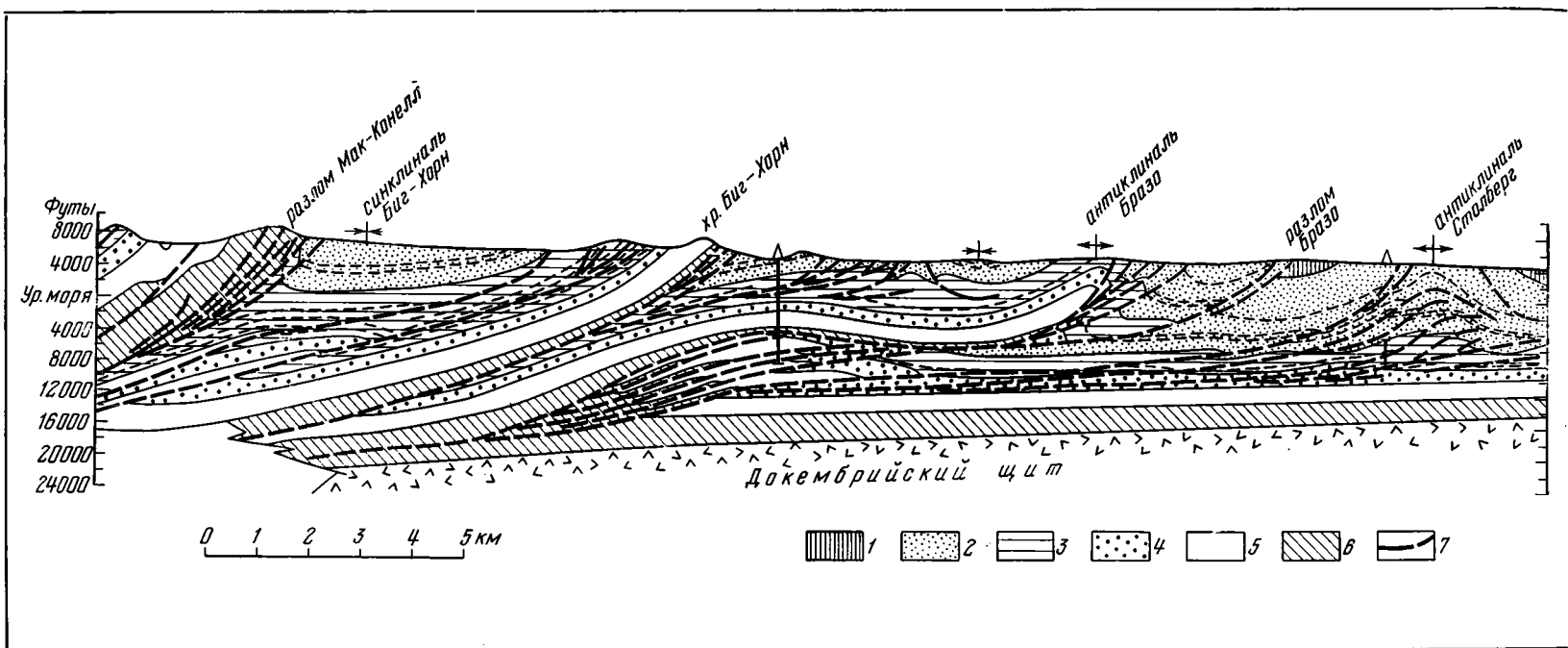


Рис. 11

Надвиги Скалистых гор на склоне Канадского щита (Шоу, 1967)

1 — палеоген; 2 — верхний мел; 3 — нижний мел и менее мощные юра и триас; 4 — миссисипий; 5 — девон; 6 — кембрий; 7 — разломы

Юконский массив делит мезозойды Аляски на две части: северную — миогеосинклинальную и южную — эвгеосинклинальную. К северной относится антиклинорий Брукса с преимущественно карбонатными толщами девона и карбона и терригенно-карбонатными — перми и раннего мезозоя, развитыми вдоль его северного склона. Хотя надвиги этого антиклинория резко отличают его по строению от поднятий Северо-Восточной Азии, формационно между ними есть много общего. Однако для периода развития мезозойд район хребта Брукса вырисовывается как зона их флангового затухания. Строго говоря, у этого района нет той структурной связи с Канадскими Скалистыми горами, которая традиционно указывается в литературе.

Эвгеосинклиналь Аляски, наоборот, непосредственно связана с эвгеосинклиналью Канады, и по характеру развития они близки. Указывают, однако, что в разрезе Аляски местами развиты мощные толщи карбонатных пород (Gates, Grys, 1963), для Канады не характерные.

В мезозойдах Аляски превосходно выражены структуры позднего геосинклинального (орогенного) этапа их тектонического развития, которые американские геологи не выделяют в качестве особых типов тектонических структур. Речь идет о наложенных впадинах Кускоквим, Коюкук и других и об Аляскинском краевом прогибе, заполненных меловыми молассовыми толщами.

Соответственно, время формирования мезозойд Аляски то же, что и в других их отрезках Северо-Американского пояса. Что касается распространения палеозойских и раннемезозойских геосинклинальных зон, то оно устанавливается и за пределами мезозойд. Аляскинская геосинклиналь по крайней мере во второй половине палеозоя и в мезозое простиралась в той части Южной Аляски, где ныне развиты складчатые структуры раннекайнозойской генерации. Кроме того, геосинклинальные толщи мезозойского возраста имеются в пределах Алеутской дуги, однако еще нужны дополнительные исследования, чтобы разобраться в тектонической истории этого района.

Что касается более южного района — Калифорнийского, то здесь нет автохтонных отложений древнее верхнеюрских (Бейли, Блейк, 1969), а последние вместе с меловыми (францисканская формация), по Н. А. Богданову (1969), представляют собой талассогеосинклиналь.

Палеозойские геосинклинальные зоны были распространены в Мексике и Центральной Америке. Наиболее крупная из них протягивалась вдоль Восточной Мексики и далее в северной части Центральной Америки. По материалам ряда авторов, в том числе Ф. Кинга (1969), палеозойские образования этой зоны, имеющие миогеосинклинальный облик, и их структурные формы больше похожи на апалачские, чем на кордильерские. Более того, в пределах этой зоны проявились сильные позднепалеозойские тектонические движения, соответствующие апалачским, сформировавшие и здесь складчатую страну. Лишь впоследствии (после образования триас-юрских красноцветов), как и в Андах, здесь снова возникли геосинклинальные условия. Фрагментом позднепалеозойской складчатой структуры в Центральной Америке является Гондурасский массив.

Казалось бы естественным экстраполировать позднепалеозойскую складчатую зону в пределы Карибского района, но это сложно из-за неясности возраста метаморфических пород Кубы и других островов Больших Антиль. Все же, по ряду косвенных соображений, мы склоняемся к мнению, что позднепалеозойские структуры были распространены в Карибском районе и что мезо-кайнозойская геосинклиналь является здесь по существу регенерированной.

Наконец по крайней мере позднепалеозойская геосинклиналь (эвгеосинклиналь) и непрерывно ее сменяющая раннемезозойская существовали вдоль тихоокеанского побережья Мексики и Центральной Амери-

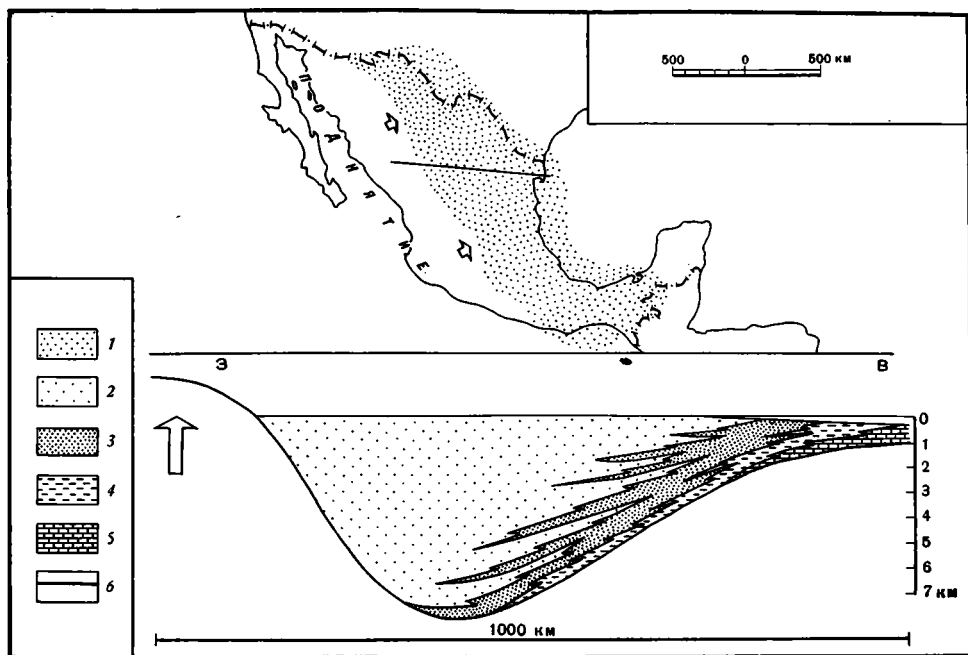


Рис. 12

Расположение и строение поздне мелового — палеоценового прогиба в Северо-Восточной Мексике (Guzman, de Cserna, 1963)

1 — обломочные или флишевые отложения; 2 — конгломератовые пески; 3 — пески; 4 — глины и алевроиты; 5 — карбонаты; 6 — линия разреза; стрелкой показана область поднятия

ки. От более северных тектонических зон их отделяли докембрийские массивы — Мексиканский и Оахака (Guzman, de Cserna, 1963). Для метаморфических и изверженных пород массива Оахака указывается возраст 1 млрд. лет.

Раннекайнозойским складчатым зонам принадлежат два района Северо-Американского континента, один из которых охватывает Мексику и значительную часть Центральной Америки, а другой — южную часть Аляски. Гузман и де Черна (Guzman, de Cserna, 1963), Винсон, Бринеман (Кордильеры Америки, 1967), Ф. Кинг (1969) характеризуют главные черты тектоники первого из указанных районов. В средней его части обособляется цепочка внутренних массивов, два из которых — Мексиканский и Оахака, как указывалось, имеют докембрийский фундамент, а третий — Гондурасский — палеозойский. Эти массивы разделяют существенно различные по тектоническому развитию продольные зоны описываемой складчатой области. Та из этих зон, которая обращена к Мексиканскому заливу и Карибскому морю, возникла, как уже отмечалось, поверх области завершенной складчатости позднепалеозойского возраста и является миогеосинклиналью. Зона, обращенная к Тихому океану, наоборот, выявляет признаки непрерывного палеозойско-мезозойского развития, причем тип этого развития — эвгеосинклинальный (или талассогеосинклинальный?). Легко увидеть пространственные связи обеих зон: в первом случае с Аппалачами, во втором — с Кордильерами.

Миогеосинклиналь сложена двумя главными комплексами пород. Нижний из них залегает на нижнемезозойских красноцветах и представлен верхнеюрскими и нижнемеловыми карбонатными отложениями мощностью до 2 км. Верхний комплекс терригенный, иногда флишевый; он отвечает верхнему мелу и отчасти палеоцену (?) и достигает мощ-

ности 7 км (рис. 12). В эвгеосинклинали накапливались осадочные и вулканогенные толщи, которые еще слабо изучены. Геосинклинальные комплексы интенсивно дислоцированы и местами перекрыты горизонтально лежащими нижнепалеогеновыми породами чехла или мощными грубыми континентальными молассами, залегающими в грабенах позднегеосинклинальной генерации.

Из района Мексики меловые геосинклинальные зоны простирались в район Калифорнии, где для раннего мела можно различить талассогеосинклиналь (Береговые хребты) и миогеосинклиналь (Большая Долина), а для верхнего мела — единую миогеосинклиналь с формированием терригенных флишеподобных и иногда флишевых толщ. Далее на север зона меловых геосинклиналей продолжалась в район тихоокеанского побережья штатов Орегон и Вашингтон США, а затем они фиксируются лишь на юге Аляски, где уже в раннекайнозойское время на их месте образовалась обособленная Южно-Аляскаинская складчатая зона. Эта зона в верхней части геосинклинального разреза сложена мощными обломочными ниже- и верхнемеловыми толщами, дислоцированными в конце мела — начале палеогена (Пушаровский, 1963; Bugk, 1965). Впадина залива Кука, в разрезе которой значительную роль играют эоценовые обломочные породы, принадлежит уже к структурам орогенного яруса. Были здесь и более ранние тектонические движения, однако завершенных складчатых зон ни в мезозое, ни в палеозое не образовалось (Gates, Grys, 1963). На крайнем юге Аляски в меловое время существовал прогиб, на месте которого в дальнейшем возникла зеленокаменная зона. Он являлся остаточным от эвгеосинклинали более раннего периода развития, занимавшей всю южную половину Аляски, что свидетельствует о процессе отеснения геосинклинали в направлении от материка к океану.

Далее коснемся складчатой зоны среднекайнозойского возраста, которая представлена Большими Антилами. Уже обращалось внимание, что характеризующая зона горизонтальными смещениями по разрывам разбита на ряд фрагментов. Значительно лучше других ее районов изучен Кубинский. Геосинклинальное развитие устанавливается здесь для периода времени юра — конец эоцена, причем характер развития в доюрское время остается неясным.

Геосинклинальный комплекс Кубы (Пушаровский и др., 1967) неодинаков по характеру строения. Основное различие в нем существует между северной прибрежной полосой острова и всей его остальной частью. На севере Кубы развиты в основном мощные доломитово-известняковые толщи, а в более южных районах среди геологических формаций большую роль играют мощные подводные вулканогенные образования (порфириды), а также ультрабазиты, габброиды и гранитоиды. Здесь ясно различаются миогеосинклиналь и эвгеосинклиналь. Они разделены между собой крупным тектоническим швом, в зоне которого в меловое время отлагались маломощные глубоководные осадки. Мезо-кайнозойское геосинклинальное осадконакопление к концу эоцена закончилось, и в позднем эоцене произошла складчатость, создавшая современную структуру. Поверх этой структуры залегают слабо деформированные или недеформированные толщи миоцена (отчасти олигоцена), выполняющие впадины, грабены либо лежащие в виде чехла.

Позднеэоценовые тектонические движения важного значения, сопровождавшиеся сменой характера седиментации, К. Боуин (Bowin, 1966) отмечают для о. Гаити, а П. Мэттсоном (Mattson, 1965) — для Пуэрто-Рико. Вероятно, они имели место и на Ямайке (Butterlin, 1956). Не подлежит сомнению, что значительная часть складчатой зоны Больших Антил находится под водами Карибского моря. По особенностям развития зона Больших Антил сходна с севером Венесуэлы. Представ-

ляется, что оба эти района принадлежали к единой тектонической провинции.

Теперь обратимся к последней возрастной группе тектонических зон Северной Америки, имеющей позднекайнозойский возраст складчатости. Таких зон насчитывается три: Калифорнийская, Орегонско-Вашингтонская и зона Якатага, расположенная на крайнем юге Аляски. Все они вытянуты в виде узких прибрежных полос вдоль тихоокеанской окраины континента.

По тектонике Калифорнийской зоны имеется значительная литература, позволившая автору совместно с Е. Н. Меланхолиной (Пущаровский, Меланхолина, 1963) дать ее обзорную тектоническую характеристику. Кроме этой работы, существенно важна для нас статья Э. Г. Бейли и М. К. Блейка (1969), с ее новой трактовкой структурной позиции и происхождения геосинклинали калифорнийских Береговых хребтов.

Калифорнийская зона распадается на две продольные части, одна из которых отвечает Береговым хребтам, а другая — крупному прогибу Большой Долины, расположенному у края Сьерра-Невады. Э. Г. Бейли и М. К. Блейк считают, что структурный комплекс Большой Долины надвинут на комплекс Береговых хребтов. Относительно Береговых хребтов уже говорилось, что в позднеюрское — меловое время здесь развивалась талассогеосинклиналь. В ней накапливались в основном граувакковые, а также вулканогенные (основного состава) и кремнистые породы мощностью до 10 км, выше которых лежат флишевидные отложения мощностью около 3 км, относящиеся к верхним частям верхнего мела. Что же касается прогиба Большой Долины, который в своей главной части лежит на складчатом невадийском комплексе, то он в конце юры и в мелу заполнялся песчано-сланцевыми толщами. В кайнозое в обеих частях зоны формировались мощные (иногда около 10 км) терригенные толщи, но структурные различия между частями сохранились. На площади Береговых хребтов геосинклинальное осадконакопление происходило в тектонической системе впадин, разделенных поднятиями, с контрастным структурным рельефом; в пределах Большой Долины развивался крупный линейный прогиб. Осадконакопление в обоих случаях закончилось в самом конце неогена, когда произошли поднятие и деформации. Последние не столь значительны, так как позднекайнозойская орогения в Калифорнии еще не завершилась, чему имеется множество прямых доказательств.

Прогиб Большой Долины по структурному положению и строению очень сходен с рядом других прогибов, находящихся в тыловой части позднекайнозойских складчатых зон.

Орегонско-Вашингтонская позднекайнозойская складчатая зона изучена значительно слабее Калифорнийской вследствие большого пространства здесь молодых наземных эффузивов. Из-за развития подводных основных эффузивов среди эоценовых обломочных пород эту зону иногда считают эвгеосинклинальной (Кинг, 1969). Но нам представляется более правильной иная точка зрения (Меланхолина, 1964). «Очень интересной особенностью развития запада Орегона и Вашингтона является накопление в эоцене вулканогенно-осадочных отложений. Н. С. Шатский (1954) считал парагенезис эоценовых пород полуострова Олимпик принадлежащим к зеленокаменной (спилито-кератофировой) формации, характерной для внутренних прогибов геосинклинальных областей. Накопление этих пород происходило в начале эоцена на всей рассматриваемой территории. Оно захватило частично конец эоцена и олигоцен. Подводные излияния андезитов и базальтов в начале третичной истории прогиба значительно отличают его от одно-возрастных структур Калифорнии... Но это явление нельзя считать связанным именно с особенностями рассматриваемого отрезка кайнозой-

ской геосинклинали. Восточнее, в пределах современных Каскадных гор, в начале третичной эпохи были широко развиты наземные излияния базальтов и андезитов очень близкого состава. Наличие эффузивов среди терригенных эоценовых отложений на крайнем западе Орегона и Вашингтона объясняется, по-видимому, латеральным влиянием этой наземно-вулканической формации... В данном случае видна конвергенция признаков формаций, образовавшихся в различных тектонических условиях» (Меланхолина, 1964, стр. 158).

Таким образом, Орегонско-Вашингтонская зона здесь рассматривается как глубокий палеогеновый и отчасти неогеновый прогиб, заполнявшийся геосинклинальными терригенными отложениями мощностью около 6 км. Он принципиально подобен другим прогибам, находящимся в тыловой части кольца тихоокеанских позднекайнозойских геосинклиналей. Основное поднятие и складчатость произошло здесь в конце миоцена. Складчатость проявилась в ослабленной форме, так что и об этой зоне можно сказать, что она представляет собой тектонически еще незавершенное складчатое образование геосинклинальной природы.

Наконец остановимся на зоне Якатага Аляски. Она также вырисовывается как крупный линейный прогиб третичного времени (Пушаровский, 1963). Прогиб примыкает к Южно-Аляскинской зоне раннекайнозойской складчатости и заполнен угленосными эоценовыми отложениями (мощность 3 км), сменяющимися мощными (около 6 км) морскими терригенными толщами олигоцена, миоцена и плиоцена. В конце плиоцена и в начале плейстоцена породы были смяты в линейные складки и разбиты разломами. Тектонические движения на юге Аляски имели место и в течение всего четвертичного периода; они продолжаются и ныне. Прогиб Якатага — характерный пример структур, располагающихся в тыловой части позднекайнозойских складчатых зон.

* * *

Анализ распространения разновозрастных складчатых зон в пределах Северной Америки позволяет вполне четко фиксировать их закономерное взаиморасположение. Оно выражается в смене относительно более древних складчатых зон более молодыми в направлении от древней Северо-Американской платформы к Тихому океану. Особенно ясно это выражено на Аляске, где с севера на юг зона мезозойской складчатости сменяется раннекайнозойской, а последняя — позднекайнозойской, граничащей уже с современной геосинклинальной зоной. Запад Кордильер также достаточно нагляден в этом отношении.

Как видно, указанная закономерность проявлялась на этом континенте на протяжении позднемезозойского — кайнозойского времени. До второй половины мезозоя вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки по крайней мере с начала палеозоя имело место в общем непрерывное геосинклинальное развитие без формирования зон завершенной складчатости. При этом геосинклинальный пояс делился на две огромные продольные зоны, различавшиеся по характеру развития. Одна из зон — миогеосинклинальная примыкала к платформе, а другая — эвгеосинклинальная, как можно судить по ее заполнению, размерам, внутреннему строению и структурному положению, — к древнему океану. Столь длительное унаследованное развитие геосинклинального процесса, как на западе Северной Америки, нигде больше на Земле пока не установлено. Это один из важных показателей высокой степени тектонической подвижности Тихоокеанского пояса, вообще свойственной периферии Тихого океана. Тем не менее и в этих условиях различается процесс отеснения активных зон в сторону океана. Он виден на примере смещения подобных зон, вызванного ростом краевого поднятия Антлер, происходившим во второй половине палеозоя и в мезозое.

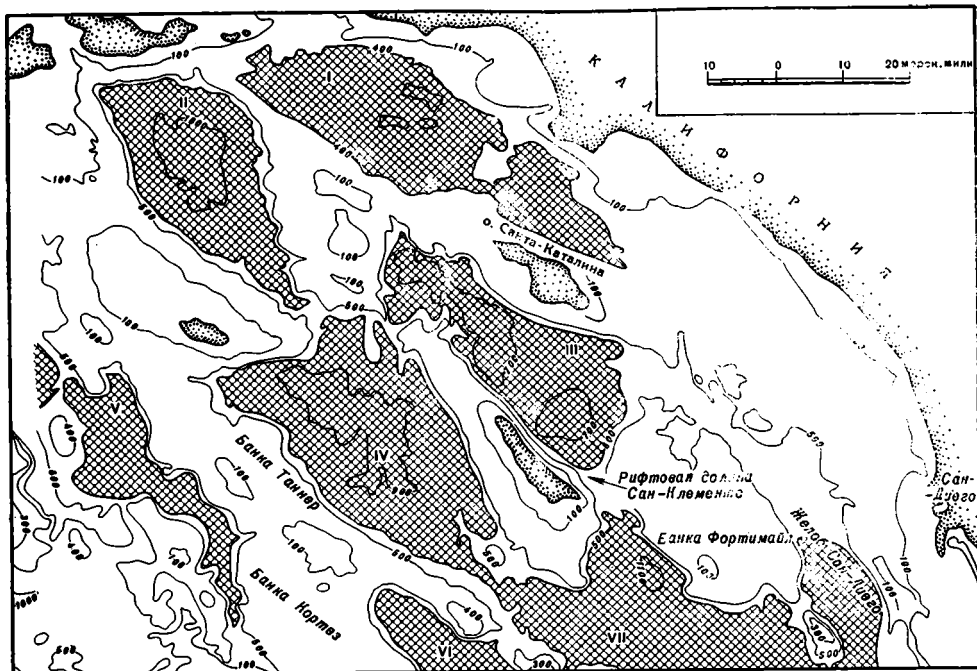


Рис. 13
Строение дна Тихого океана у Калифорнии (Шепард, 1969)

Котловины: I — Санта-Моника, II — Санта-Крус, III — Санта-Каталина, IV — Сан-Николас, V — Таннер, VI — Кортес, VII — Сан-Клементс. Изобаты проведены через 100 морских саженей (183 м)

Вместе с тем новейшие исследования раскрывают процесс вовлечения в геосинклинальное развитие во второй половине мезозоя участка земной коры с океаническим строением. Таковой была, например, полоса Береговых хребтов Калифорнии прежде чем здесь начала образовываться францисканская формация. Однако нужно помнить, что предыстория этой полосы остается неизвестной.

Существенно, что в ходе тектонического развития в новейшее время значительные участки молодых складчатых зон вновь оказались ниже уровня океана. Это хорошо доказано к западу от Калифорнии (рис. 13), а также устанавливается, например, на юге Аляски или в полосе Орегонско-Вашингтонского побережья.

Вся эта закономерная тектоническая зональность в пределах Мексики и Центральной Америки затухивается. В восточной части Мексики прослеживается миеосинклинальная складчатая зона раннекайнозойского возраста, располагающаяся поверх верхнепалеозойской складчатой системы, по-видимому, продолжающей Аппалачи. Ее северный конец, очевидно, гаснет во внутреннем углу Северо-Американской платформы. Эвгеосинклиналь прослеживается на тихоокеанском побережье, являясь продолжением тектонических зон запада материка. Получается, что здесь мы имеем дело с зоной клинообразного схождения двух разных по развитию тектонических поясов. Характерно, что в расположенной восточнее зоне Больших Антиль время становления основной складчатой структуры более позднее — среднекайнозойское. Сходный возраст имеют и структуры севера Венесуэлы, занимающие более восточное положение относительно раннекайнозойских Анд. Такая специфика и симметрия, очевидно, отражают влияние тектонических процессов в Атлантическом сегменте земной коры, что естественно предположить, поскольку оба района прилегают именно к Атлантике.

СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ АНТАРКТИКИ

Тихоокеанскому сегменту Земли в Антарктике принадлежат Западная Антарктида и район моря Скоша.

Относительно тектоники Западной Антарктиды в литературе имеется много разноречивых трактовок (рис. 14), что отчасти можно объяснить недостаточностью фактических геологических сведений, добываемых здесь с большим трудом из-за почти сплошного распространения ледяного панциря. Однако можно считать установленным распространение вдоль края Антарктической древней платформы зоны позднедокембрийской складчатости, но обширная площадь, расположенная между этой зоной и Тихим океаном, т. е. основная часть Западной Антарктиды, фактически продолжает оставаться тектонически нерасчлененной. В нее входят и так называемые Антарктанды¹, занимающие Антарктический полуостров. Большинство исследователей и нами они рассматриваются в качестве раннекайнозойской складчатой зоны. Вероятно, исходя из анализа общего тектонического плана юга Тихоокеанского сегмента, на данной стадии исследований наиболее правильно экстраполировать раннекайнозойский возраст складчатости на всю указанную выше область, которая, однако, должна пониматься как тектонически сложно построенная.

Зона позднедокембрийской складчатости Антарктиды сложена миогеосинклинальными складчатыми толщами многокилометровой мощности. Основную роль в их составе играют метаморфизованные песчано-сланцевые породы, но присутствуют и грубообломочные и карбонатные. Эту зону многие авторы называют геосинклиналью Росса.

Б. М. Гунн считает, что описываемая зона, отвечающая Трансантарктическому горному поясу, протягивается на 4200 км². Он указывает, что «Аделаидская миогеосинклиналь в Южной Австралии замечательна своим сходством с геосинклиналью Росса по типу и возрасту пород» (Гунн, 1966, стр. 26). В пределах зоны Росса пока еще не отделен собственно геосинклинальный комплекс пород от орогенного. Тем не менее признаки существования последнего имеются (Пушаровский, 1965). Все это важно, чтобы установить время прекращения геосинклинального осадконакопления и перехода зоны в завершающую стадию геосинклинального развития. Представляется, что имеется достаточно оснований считать зону Росса именно позднедокембрийской, рассматривая возраст метаморфизма пород (560—400 млн. лет) как отражение процессов орогенной стадии ее тектонической истории. В этой зоне местами существуют выходы кристаллических пород основания, но тектонические условия их залегания неизвестны.

Что касается зоны раннекайнозойской складчатости, то рассмотрим прежде всего район Антарктанд, как более ясный. В последнее время соответствующие данные были приведены Р. Эйди (1966) и Г. Э. Грикуровым (1966, 1971). На Антарктическом полуострове в основании разреза лежит метаморфический комплекс, в сложении которого участвуют филлиты, слюдистые и другие сланцы, а в низах — амфиболиты и мраморы (рис. 15). Он перекрывается мощным (12—14 км) терригенным комплексом (серия Тринити) позднепалеозойского возраста, претерпевшим сильную складчатость. Комплекс метаморфизован, но не сильно; породы часто катаклазированы и милонитизированы. По последним данным Г. Э. Грикурова, на тихоокеанской стороне Антарктического полуострова упомянутый комплекс замещается

¹ Антарктические Анды.

² По другим данным, ее протяженность может быть не менее 2500 км.

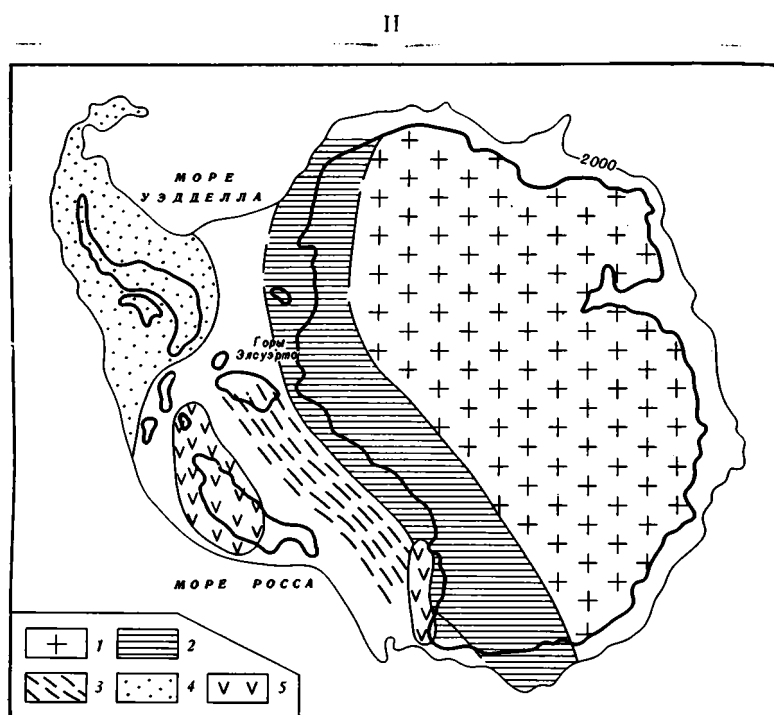
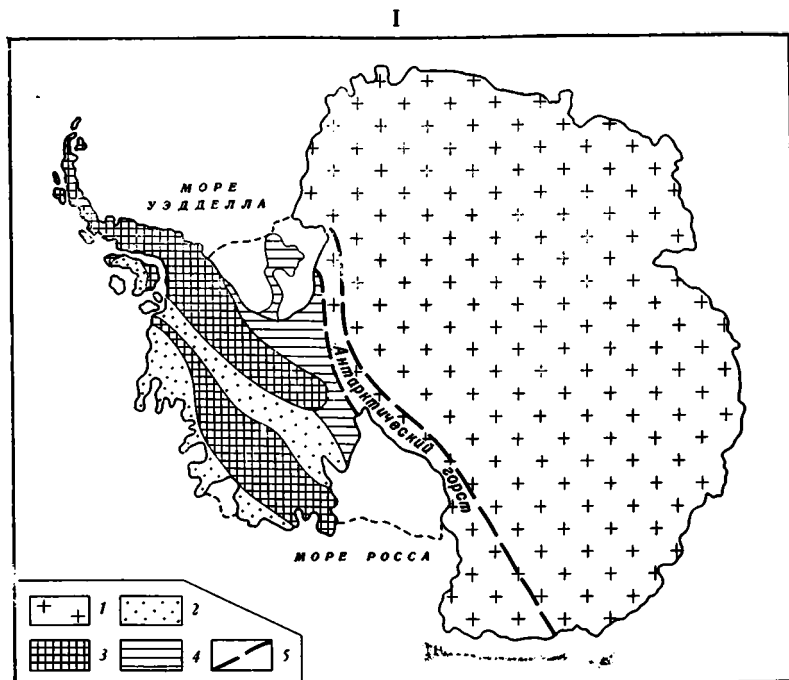
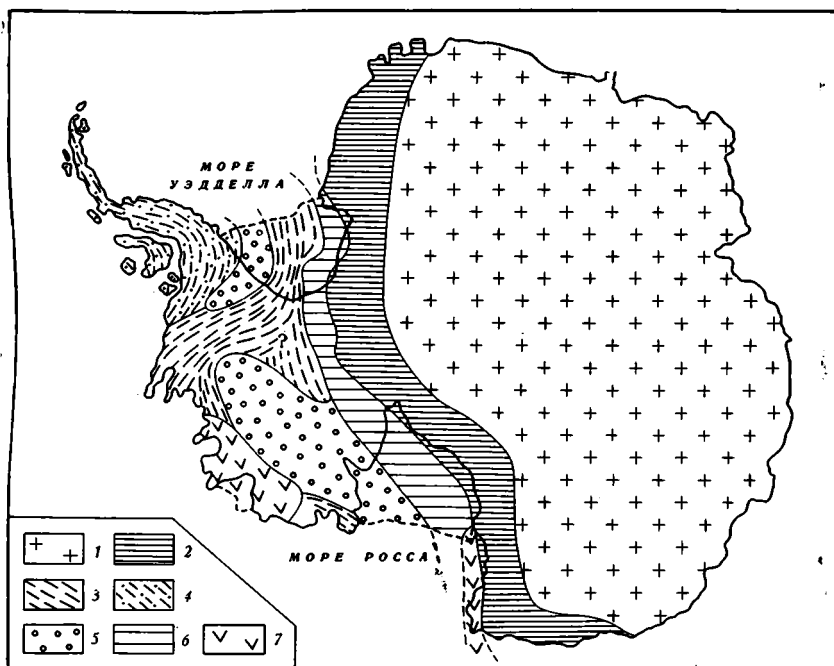
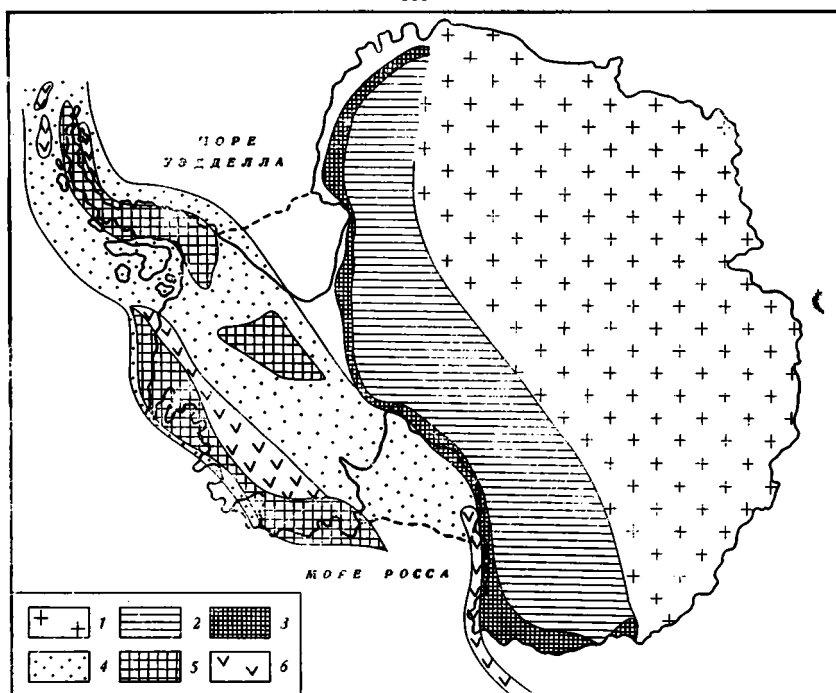


Рис. 14

Тектоническое строение Антарктики в интерпретации разных авторов

I — по Н. А. Богданову и В. И. Самодурову (1964): 1 — древняя платформа; 2 — область кайнозойской складчатости; 3 — антиклинальные зоны в ней; 4 — краевой прогиб; 5 — крупные разломы.

II — по У. Гамильтону (Hamilton, 1963): 1 — докембрийский щит; 2 — позднедокембрийско-раннекаледонская геосинклиналь; 3 — палеозойская геосинклиналь; 4 — мезозойская геосинклиналь; 5 — кайнозойские вулканические провинции. Показана изобата 2000 м.



III — по И. Хэррингтону (Harrington, 1965): 1 — древняя (дорифейская) платформа; 2 — позднедокембрийско-раннепалеозойская геосинклиналь; 3 — ее поднятая часть; 4 — депрессионная зона, сложенная юрскими, меловыми и кайнозойскими формациями; 5 — антиклинальные зоны в ней; 6 — кайнозойские вулканические зоны.

IV — по С. А. Ушакову и В. Е. Ханну (1965): 1 — древняя (дорифейская) платформа; 2 — байкалы — ранние каледониды; 3 — герциниды; 4 — альпиды; 5 — молодые внутренние прогибы; 6 — молодые краевые прогибы; 7 — области молодого вулканизма

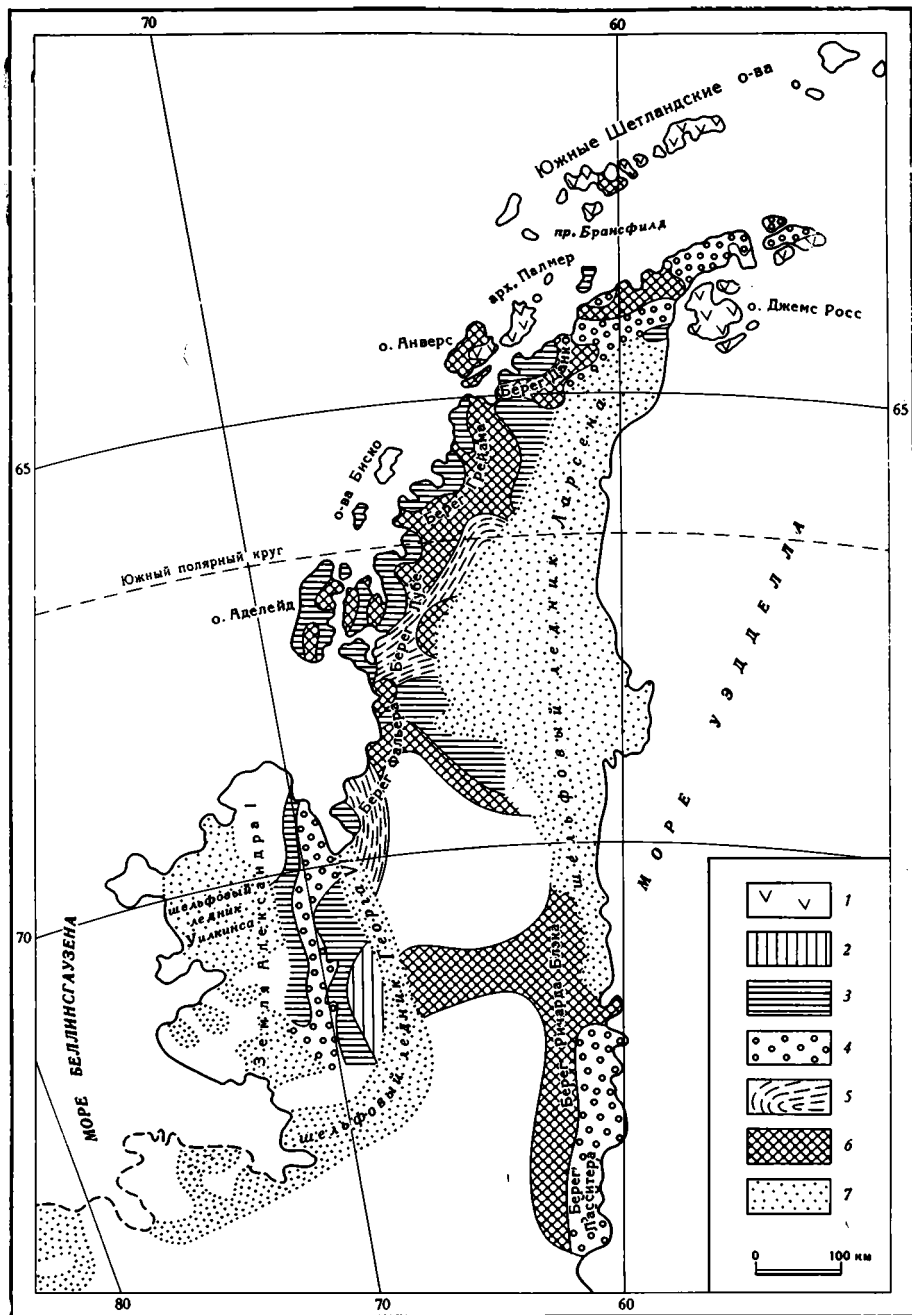


Рис. 15

Схематическая геологическая карта района Антарктического полуострова (Грикуров, 1966)

1 — кайнозойские вулканогенные образования (базальтовые лавы и туфы) с подчиненными осадочными отложениями (Pg-N); 2 — меловые терригенные отложения — конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 3 — юрские терригенные отложения и вулканогенные образования — конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, андезитовые и риолитовые лавы и туфы; 4 — палеозойско-нижнемезозойские (?) складчатые терригенные отложения серии Тринити на Земле Александра I (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы) и на Антарктическом полуострове (кварциты, песчаники, филлиты, алевролиты, глинистые сланцы); 5 — нижнепалеозойские (?) регионально метаморфизованные осадочные и изверженные породы — гнейсы, амфиболиты, кристаллические и метаморфические сланцы, граниты, гранито-гнейсы; 6 — интрузивные породы андийского комплекса — габбро, нориты, диориты и кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, щелочные граниты (Cg-Pg); 7 — шельфовые ледники

метаморфизованными вулканогенными и осадочно-вулканогенными эвгеосинклинальными толщами. Это очень интересное указание, свидетельствующее о том, что и в Антарктиде существовала палеозойская приокеаническая геосинклинальная зона. После орогении, смявшей верхнепалеозойские породы, осадкообразование возобновилось в средней юре. Среди юрских пород, иногда залегающих с мощными конгломератами в основании и достигающих большой мощности, указываются морские терригенные породы и вулканиты: лавы и пирокласты преимущественно кислого состава, образовавшиеся главным образом в субаэральных условиях. В меловое же время сформировался в основном песчано-сланцевый геосинклинальный комплекс мощностью несколько км. Замыкание геосинклинали произошло в конце мела — начале палеогена, т. е. в схеме наблюдается картина, очень близкая к андийской.

Сходный, но менее полный разрез описывается на Земле Александра I.

Структурная сложность Западной Антарктиды обусловлена распространением по крайней мере в двух ее районах мощных складчатых комплексов домезозойского возраста. Один из них развит в горах Элсуэрта (Крэдок и др., 1966; Craddock, 1966) и образован мощными (12 км) толщами осадочных пород, среди которых выделяются кембрийские известняки и обломочные породы, кварциты, предположительно верхнепалеозойская ледниковая толща и аргиллиты с глоссоптериевой флорой. Эти толщи были смяты, как считает К. Крэдок, главным образом в послепермское время и прорваны раннемезозойскими гранитными плутонами. В нашей интерпретации — это крупный выступ основания раннекайнозойской складчатой зоны, структурный характер которого, однако, недостаточно ясен.

То же можно сказать и о другом районе, занимающем гористую часть Земли Мэри Бэрд. Здесь залегает мощная толща (более 5 км) сравнительно слабо метаморфизованных складчатых терригенных пород флишеидного облика, прорванных гранитоидами (Равич, 1966; Hargington, 1965). Однако возраст этих пород менее ясен, чем в предыдущем случае.

Фрагментарность данных о распространении разных по характеру и возрасту отложений, по существу, не позволяет реконструировать местоположение в пределах всей Западной Антарктиды геосинклинальных зон для того или иного времени. Но об омоложении складчатых зон в направлении от древней платформы к Тихому океану говорить можно.

Среди островов моря Скоша выделяются две резко различные группы. Одну группу представляют вулканические Южные Сандвичевы острова. Это крупная геоантиклинальная зона в современном геосинклинальном поясе (см. гл. VI). Другая группа охватывает остальные острова моря Скоша, как северной, так и южной его окраин. К ним принадлежат Южная Георгия, Южные Оркнейские и Южные Шетландские острова. Они по строению и положению резко обособлены от Южных Сандвичевых, и поэтому так называемая дуга Скоша, их объединяющая, как и Карибская, тектонически представляет собой гетерогенное образование (если считать, что она вообще существует).

Остров Южная Георгия (Эйди, 1966; Frakes, 1966) располагается на восточном продолжении системы подводных возвышенностей, которую структурно можно связать с южным окончанием Южной Америки. На о. Южная Георгия имеются признаки позднемезозойской геосинклинали (флишеподобные складчатые толщи апта). Южные Шетландские острова, с их довольно разнообразным разрезом, в свою очередь обнаруживают существование геологических связей с Антарктическим полуостровом. К этой же зоне примыкают и Южные Оркнейские острова.

На наш взгляд, среди палеотектонических реконструкций наиболее перспективна та, согласно которой все эти островные массивы, а также

отдельные банки (например, банка Бердвуд) представляют собой фрагменты прежде компактной раннекайнозойской складчатой зоны, подвергнутой в дальнейшем разрушению, сопровождавшемуся горизонтальным перемещением ее отдельных частей.

Интересные данные, свидетельствующие о былом тектоническом единстве Анд, Антарктического полуострова и Южных Оркнейских островов приводят М. Г. Равич и А. Я. Крылов (1968). Они указывают, что абсолютный возраст метаморфизма пород, образующих палеозойское складчатое основание в Чилийских Андах (прибрежный район) и на Южных Оркнейских островах, примерно одинаков и составляет соответственно (К-Аг метод) 210 и 214 млн. лет и 235, 225 и 205 млн. лет, т. е. является триасовым. Кроме того, основываясь также на измерении возраста, они отмечают совпадение между Береговой Кордильерой центральной части Чили и Антарктическим полуостровом в проявлении мелового магматизма с возрастом 100 и 110—125 млн. лет.

Для объяснения механизма образования так называемой дуги Скоша предложено несколько моделей. Одна из последних (Ушаков, Грикуров, 1968) исходит из вероятного допущения различия плотностей самого верхнего слоя мантии под Тихим и Атлантическим океанами (под первым плотность меньше) и объясняет расползание участков континентальной коры процессом плотностного выравнивания на границе между океанами с подтоком глубинного вещества из-под Тихого океана в сторону Атлантического и соответственно возникновением бокового давления. Здесь эта гипотеза приведена потому, что динамика глубинного вещества в латеральном направлении представляется нам генеральным условием тектогенеза.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Выше были рассмотрены все складчатые зоны Тихоокеанского тектонического пояса, и приведенных данных достаточно, чтобы обосновать возраст каждой из них. Стало очевидным, что в Тихоокеанском поясе существуют складчатые зоны широкого диапазона времени их образования, причем анализ материала действительно убеждает (см. гл. I), что для их возрастной датировки лучше пользоваться понятиями относительной геохронологической шкалы, чем собственно тектонической, разработанной в основном на европейском материале. Слишком часто не совпадает, притом значительно, время становления складчатых зон Тихоокеанского пояса и западноевропейских, чтобы можно было их идентифицировать. Сопоставляя между собой по времени формирования, например, Анды с альпидами Европы или Лахланскую зону Австралии с каледонидами Скандинавии, мы сделали бы такую же ошибку, как если бы уравнивали по возрасту каледониды и варисциды Западной Европы.

Самостоятельные и достаточно значительные по их месту в структуре Тихоокеанского пояса складчатые зоны по возрасту делятся на следующие группы: позднедокембрийские, среднепалеозойские, позднепалеозойские, раннемезозойские, позднемезозойские, раннекайнозойские, среднекайнозойские и позднекайнозойские. Но некоторые из этих групп не укладываются в узкий интервал геологического времени, причем расхождение в возрасте иногда очень значительны. Так, например, позднепалеозойская зона в Южной Америке по времени окончания образования геосинклинальных толщ существенно древнее (почти на 100 млн. лет), чем позднепалеозойская зона востока Австралии или юга Приморья.

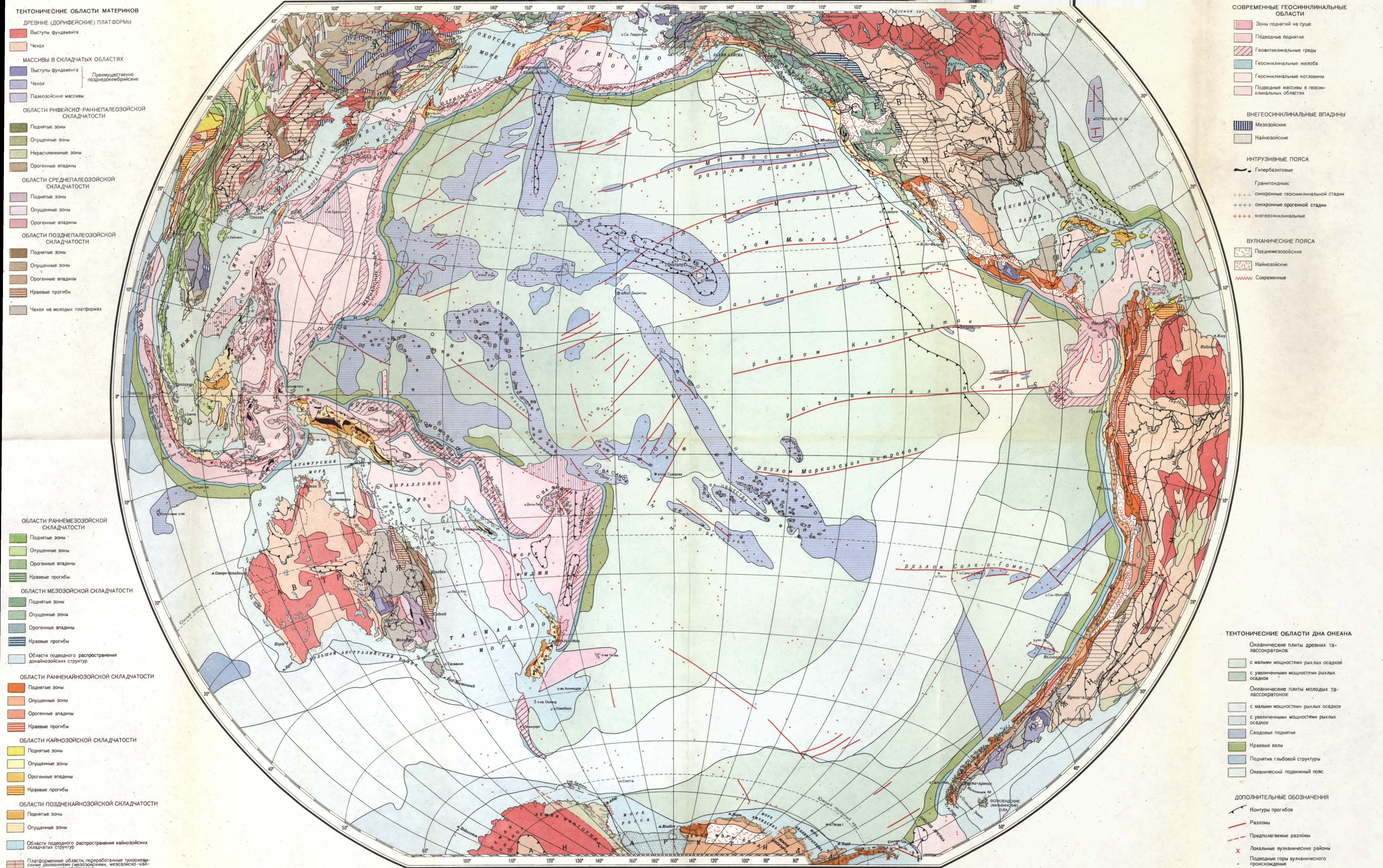
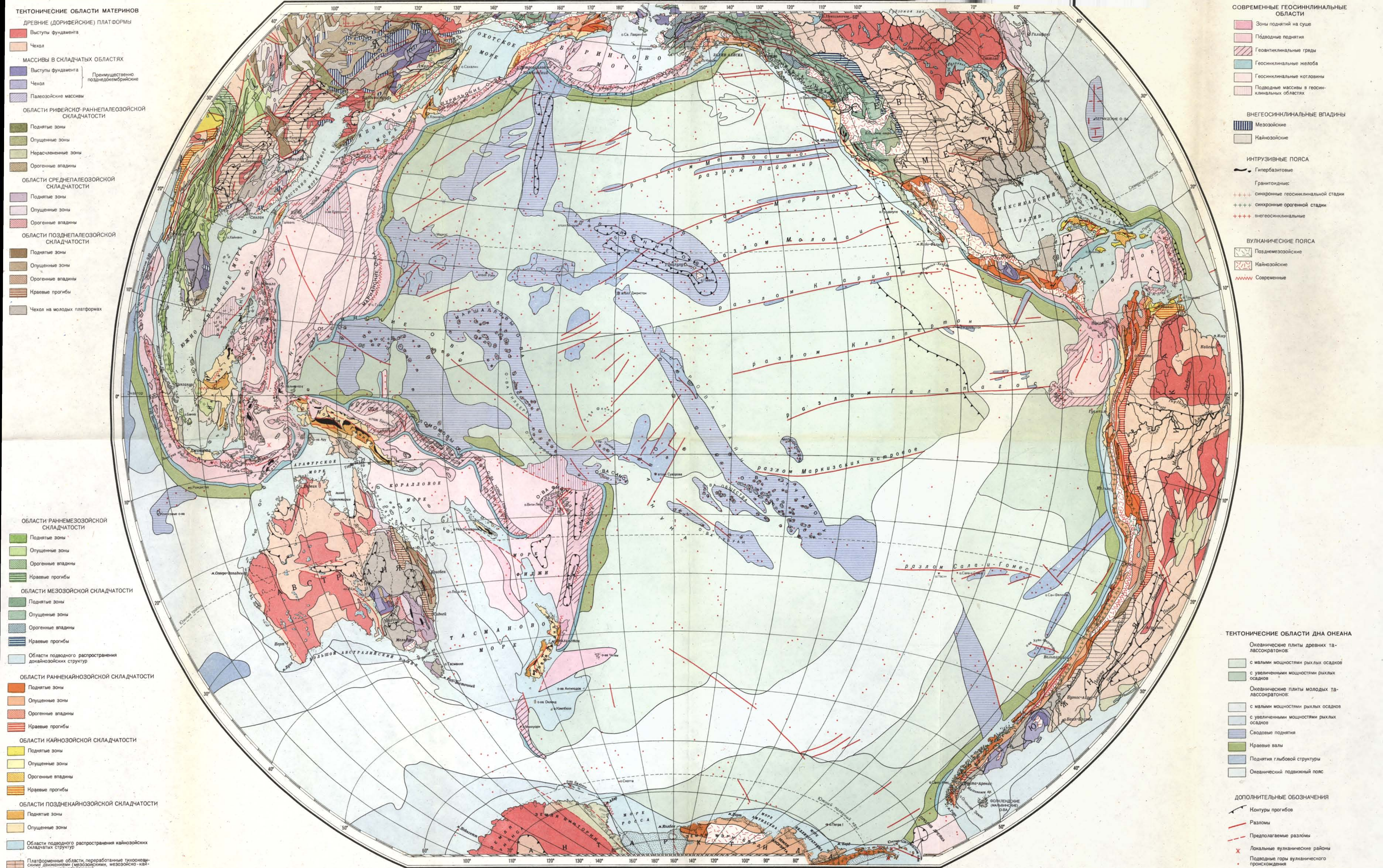
Все это иллюстрирует большую сложность геосинклинального развития в Тихоокеанском поясе — многоэтапность тектогенеза.

Насколько обширные пространства охватывали тектонические движения того или иного времени — вопрос сложный, потому что формы их проявления разные, и для соответствующего заключения нужно проводить специальные исследования. Кроме того, геологический материал не всегда позволяет расшифровывать такие движения в пределах того или иного региона. Все же, сопоставляя между собой тектоническую историю окраин континентов, лежащих по периферии Тихого океана, ориентируясь в основном на образование складчатых зон, можно подчеркнуть некоторые эпохи, когда движения охватывали большие пространства кольца. Широкое распространение имели движения конца позднего докембрия — раннего палеозоя, фиксирующиеся на всех континентах¹. Столь же большое распространение имели движения конца мела — начала палеогена и конца неогена — начала четвертичного периода, принадлежащие к эпохе еще не завершившегося геосинклинального орогенеза. Необходимо обратить внимание, что в двух последних случаях мы говорим о значительно более узких интервалах времени проявления движений, чем в случае позднедокембрийско-раннепалеозойского орогенеза. Выясняется большое значение складкообразовательных и блоковых движений триасового периода. Они охватывали Анды и, возможно, отчасти Западную Антарктиду, проявились в Кордильерах² и, как было подчеркнуто, широко охватили восток Азии. Существовали движения, ярко проявившиеся на какой-нибудь паре континентов. Так, например, среднепалеозойские складкообразовательные движения, приходившиеся на первую половину девона, были распространены в Австралии и Азии. Позднеюрско-раннемеловые движения проявились в Азии, Северной Америке, Южной Америке и Новой Зеландии.

Отдельные отрезки Тихоокеанского пояса, располагающиеся вдоль окраин различных континентов, существенно различаются по характеру их структурного развития, как, например, запад Северной Америки и запад Южной Америки и т. д. В то же время в строении и истории развития всех отрезков есть важнейшая общая черта — на всех континентах видно, что наиболее молодые по возрасту складчатости тектонические зоны находятся в пределах ближней периферии Тихого океана, а наиболее древние, наоборот, на самой дальней. Иными словами, повсюду можно наблюдать закономерную смену складчатых зон молодого возраста более древними в направлении от внутренних частей Тихоокеанского пояса к наружным. В современном структурном плане наиболее наглядно такая зональность видна в Австралии. Приходится делать заключение, что эта зональность была предопределена всем ходом тектонического развития единой планетарной системы Тихий океан — Тихоокеанский пояс на протяжении последнего мегахрона. О существовании такой длительно развивавшейся системы свидетельствуют и данные о структурно-формационной зональности вокруг Тихого океана: расположение эв- и миогеосинклинальных зон, обнаружение геосинклиналей, заложившихся на коре океанического типа, и ряд других признаков (см. гл. XI).

¹ В то же время нет данных, чтобы очертить на площади кольца ареал их распространения.

² Хотя здесь и не образовались самостоятельные складчатые зоны.



ЭВ-, МИКТО- И МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ

При характеристике тектонических зон Тихоокеанского пояса выше широко использовались понятия об эв- и миогеосинклиналях. Нужно отметить, что эти понятия возникли и утвердились в литературе именно в результате изучения структур обрамления Тихого океана (Stille, 1940; Кэй, 1955). Сейчас они используются очень широко, способствуя выяснению интересных структурных и историко-геологических закономерностей. Под эвгеосинклиналями понимаются обычно геосинклинальные зоны, где достаточно широко проявлен основной (и тем более ультраосновной) магматизм и развиты вулканиты, часто сопровождаемые кремнистыми толщами; в миогеосинклиналях подобные образования распространены слабо или отсутствуют. Таким образом, основу классификации составляет характер заполнения геосинклиналей, различие в их формационных комплексах. На вопрос, какими причинами вызвано такое различие, рассматриваемая классификация ответа не дает — каждый исследователь вправе подходить к этой проблеме по-своему. Это в сущности формальная классификация («есть» или «нет»), лишь наталкивающая на генетические представления, поскольку для разграничения типов взяты признаки, важные для понимания условий образования, но не базирующаяся на генезисе. В Тихоокеанском поясе среди геосинклинально-складчатых образований существует большое число примеров ярко выраженных эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон, тектонотипами которых служат соответственно пояс Фрэзер и пояс Миллард Кордильер Северной Америки. В то же время, как было видно в предшествующей главе, имеется немало случаев, когда разрез геосинклинальной зоны в одной своей части указывает на эвгеосинклинальный режим развития, а в другой, в общем равнозначной, — на миогеосинклинальный. Подобной зоной является, например, Сихотэ-Алиньская для позднепалеозойско-мезозойского времени, где эвгеосинклинальные образования нижней половины разреза сменяются мощными миогеосинклинальными терригенными формациями верхней половины. Сходная картина наблюдается на территории ДРВ и в ряде других мест.

В связи с этим целесообразно выделять промежуточную группу геосинклинальных зон, характеризующуюся смешанными свойствами эв- и миогеосинклиналей, что избавит нас от большой условности отнесения сложных по развитию зон лишь к одному из двух крайних типов, которая в ряде случаев фактически приводит к утрате смысла в классификации.

Эту третью группу геосинклиналей удобно именовать миктогеосинклиналями, от греческого слова «миктос» (*μικτός*), что означает «смешанный»¹. Таким образом, классификация несколько усложняется. Однако можно пойти дальше и предложить до некоторой степени иной

¹ В отдельных выступлениях прежде автор обозначал эту группу геосинклиналей мезогеосинклиналями. Но поскольку этот термин применялся и в ином смысле, в настоящей работе он заменен.

и, как представляется, более строгий, чем прежде, подход к классификации. Если этот подход позволит охватить явление более широко, на что нужно рассчитывать, то видоизмененная классификация себя оправдает.

Понятно, что при разделении геосинклиналей на эв-, микто- и мио-единицы не может быть главным критерием гранитоидный магматизм, поскольку он в больших масштабах может иметь распространение в любом из этих типов. Достаточно упомянуть эвгеосинклинальный пояс Фрэзер, миктогеосинклинальную систему Сихотэ-Алиня и миогеосинклинальную Яно-Колымскую зону. Не отрицая возможности ориентироваться на проявления ультраосновного и основного магматизма, хотя представления об их роли и месте в геосинклинальном процессе сейчас весьма усложнились, целесообразно использовать в качестве главного критерия геосинклинальный вулканизм, т. е. тот, который проявился на стадии образования собственно геосинклинальных формаций. Он является очень важной характеристикой геосинклинального процесса, поскольку отражает степень проницаемости земной коры в геосинклинальных зонах, а через нее и их подвижность; наряду с этим он решающим образом влияет на характер заполнения геосинклиналей.

Предлагаемый подход к классификации близок подходу Г. Штилле и М. Кэя, как известно также предлагавших очень узкие критерии¹. Но он отличается от других подходов, где используется много критериев, таких как магматизм, метаморфизм, структурное положение зоны, время проявления складчатости, степень складчатости и т. д. В этом случае основные признаки классификации смешиваются со свойствами типов, хотя и важными, но не постоянными.

Роль геосинклинального (доороженного) вулканизма в геосинклинальном процессе устанавливается эмпирически и вполне объективно на основе анализа геологических разрезов. Исходя из понимания вулканизма как показателя степени проявления геосинклинального процесса, для типизации геосинклиналей существенно использовать не абсолютное количество вулканитов, а частоту и общую продолжительность проявления вулканических процессов, хотя между тем и другим нередко имеется прямая зависимость. Чем больше частота проявлений и продолжительность вулканических процессов в геосинклиналях, тем выше степень ее «эвгеосинклинальности». Несколько упрощая картину, можно считать, что чем будет ближе к единице отношение суммарного времени проявления вулканизма на собственно геосинклинальной стадии развития к продолжительности самой этой стадии, тем «эвгеосинклинальность» выше. Это отношение можно назвать индексом вулканизма, его удобно выражать в процентах. Основываясь на обширных сведениях, накопившихся к настоящему времени о строении конкретных геосинклинальных зон, в зависимости от роли вулканизма можно рекомендовать следующее деление геосинклиналей.

Миогеосинклинали — это геосинклинальные зоны, практически лишенные вулканизма или с подавленным его проявлением; можно условиться, что индекс вулканизма в них — не более 10%.

Эвгеосинклинали представляют собой зоны с сильным проявлением вулканизма; их индекс вулканизма — 50% и более.

¹ Г. Штилле дал следующее определение миогеосинклинали. Это «более окраинные (по сравнению с эвгеосинклинальными. — Ю. П.), преимущественно слабо магматические, до амагматических, зоны геосинклинальной системы...» (Stille, 1940, стр. 656). Эвгеосинклиналями он называл зоны, характеризующиеся начальным (инициальным) вулканизмом (магматизмом). М. Кэй писал, что «эвгеосинклиналь есть поверхность, глубоко опущенная в поясе с активным вулканизмом, миогеосинклиналь же — поверхность в поясе, лишенном активного вулканизма» (Кэй, 1955, стр. 9).

Геосинклинали промежуточного типа, или миктогеосинклинали, соответственно будут характеризоваться индексами вулканизма — 10—50%.

Перейдем к рассмотрению некоторых примеров эв-, микто- и миогеосинклиналей, а вместе с этим и к классификационным вопросам более частного порядка.

Эвгеосинклинали. Классическим примером эвгеосинклинального пояса, как уже упоминалось, является пояс Фрэнзер на западе Северной Америки, наиболее примечательная особенность которого — фактически непрерывное палеозойско-мезозойское развитие и проявление вулканических процессов на протяжении всего периода формирования геосинклинальных толщ. Индекс вулканизма здесь наиболее высок. Такой характер развития автором ранее (Пушаровский, 1960а) рассматривался как крайний в ряду миогеосинклиналь — эвгеосинклиналь. Его можно обособить как подтип эвгеосинклиналей с очень большим значением индекса вулканизма. Можно условиться, что к этому подтипу будут относиться эвгеосинклинали с индексом вулканизма 80—100%.

Кроме названного примера, в эту категорию могут быть включены также Корякская эвгеосинклиналь поздневерхнеюрского — мелового времени развития, хорошо известная эвгеосинклиналь Титибу в юго-восточной части Японии и ряд других. В парагенезе пород соответствующих комплексов участвуют обычно терригенные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и кремнистые образования, достигающие многокилометровых мощностей.

Любопытно, что все упомянутые эвгеосинклинали с большим значением индекса вулканизма пространственно приурочены к ближайшей периферии ложа Тихого океана. Дальнейшие исследования должны установить, не является ли это закономерностью.

Эвгеосинклинали с индексом вулканизма 50—80% представляют другой подтип. Одним из примеров этого подтипа может быть эвгеосинклиналь центральных провинций Кубы, где вулканизм интенсивно проявлялся в меловое время, но в палеогене (до позднего эоцена), когда завершалось формирование геосинклинальных толщ, отсутствовал. В период проявления вулканизма здесь образовалась очень мощная толща отложений, состоящая в основном из терригенных пород, лав и туфов порфиритового характера.

Примером может служить также мезозойская геосинклиналь Перу — Эквадора, где в триасе и ранней юре происходила морская седиментация, а позднее вплоть до конца мела — в значительной мере континентальная с развитым наземным вулканизмом (имеются в виду Центральная и Восточная Кордильеры).

К этой же категории принадлежит и мезозойская геосинклиналь Чилийских Анд, в которой большую роль также играют наземные вулканы.

Миктогеосинклинали. В качестве таковых выше уже указывались Сихотэ-Алиньская и Северо-Вьетнамская. Обе они развивались в основном преемственно от позднепалеозойского тектонического плана. В пределах Сихотэ-Алиньской геосинклинальной зоны, если ее развитие рассматривать в рамках конца пермского периода — первая половина позднего мела, роль геосинклинального вулканизма была значительной, но проявлялся он иногда с большими перерывами, а после поздней юры вообще прекратился. Соответственно в домеловое время здесь образовалось несколько толщ терригенного, кремнистого и вулканогенно-осадочного типов, а в валанжине и позднее формировались только терригенные толщи флишoidного облика. В целом в данном случае имело место значительное для миктогеосинклиналей проявление вулканизма; индекс вулканизма близок к 50%.

Близкого значения индекс вулканизма достигает и в Северо-Вьетнамской миктогеосинклинали, где вулканические процессы протекали в раннем и среднем триасе, а в поздней перми и в карнийском веке образовывались мощные терригенные толщи.

Еще одним примером, по-видимому, служат Магелланова геосинклиналь, существовавшая в мезозое на юге Южной Америки. С запада она ограничивалась метаморфидами береговой полосы континента, а с востока — Аргентинской плитой. Некоторые авторы считают, что низы ее разреза представлены мощными мезозойскими (вероятно, юрскими) слабо метаморфизованными кислыми вулканитами, среди которых особенно широко развиты кварцевые порфиры. Затем образовались мощные терригенные толщи мела, закончившие стадию формирования геосинклинальных образований.

Миктогеосинклинали с индексом вулканизма 30—50% следует рассматривать как обладающие высоким его значением.

Другой подтип миктогеосинклиналей обладает невысоким индексом вулканизма — 10—30%. Примером является мезозойская Анюйская геосинклинальная зона — одна из зон обширной Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. Схематически ее геосинклинальный разрез (по С. М. Тильману, 1962) построен следующим образом. В нижней его части, отвечающей нижнему триасу, среди терригенных пород присутствуют лавы, туфы и туффиты диабазо-спилитового и андезитового состава. Но в среднем и верхнем триасе развиты только терригенные толщи, имеющие нередко флишидный характер строения.

Миогеосинклинали. По поводу примеров, иллюстрирующих геосинклинали данного типа, у разных авторов не существует больших расхождений в мнениях. Как уже говорилось, миогеосинклинали отличаются практическим отсутствием вулканических процессов; мы условились выше относить к этому типу геосинклинальные зоны с индексом вулканизма не более 10%. Соответственно, разделять миогеосинклинали на подтипы в зависимости от роли вулканических процессов в формировании их разрезов не представляется рациональным. Как показывает опыт изучения миогеосинклинальных зон, место процессов вулканизма при их дифференциации может занять гранитоидный магматизм — важный показатель характера геосинклинального развития в условиях земной коры континентального типа. В соответствии с таким критерием миогеосинклинали можно разделить на два подтипа: а) с гранитоидным магматизмом и б) без него. Хорошим примером миогеосинклинали с гранитоидным магматизмом является Яно-Колымская зона, сложенная мощным комплексом терригенных пород (верхоянским), прорванным многочисленными и обычно крупными телами гранитоидов. На западе Северной Америки огромная доля гранитоидного магматизма сконцентрирована в эвгеосинклинальном поясе Фрэнклин, но в относительно меньшем количестве он присутствует и в миогеосинклинальном поясе Миллард. Миогеосинклиналью с гранитоидным магматизмом является зона, лежащая к западу от Индокитайского массива, Малаккская геосинклиналь, а также зона Сикан в Китае.

Миогеосинклинальные зоны без гранитоидного магматизма широко развиты в тыловой зоне тихоокеанского кольца кайнозойских структур. Ими являются прогибы Западно-Сахалинский, Большой Долины Калифорнии, Западного Хоккайдо, Боливарская геосинклиналь на западе Перу и Эквадора и др. В большинстве своем они развивались в конце мезозоя — кайнозое и выполнены мощными терригенными толщами. Нередко в них присутствуют продукты вулканизма, в основном туфы, но они, как было показано Е. Н. Меланхолиной (1968), являются аллохтонными образованиями, привнесенными из соседних тектонических областей, где развитие их вполне закономерно.

Мы привели достаточное количество конкретных примеров разных категорий геосинклиналей. Следует дать схему их классификации:

Геосинклинали	Примеры
Многогеосинклинали — лишены вулканизма или с подавленным его проявлением; индекс вулканизма — до 10%; могут встречаться аллохтонные вулканические продукты. а. Без гранитоидного магматизма. б. С гранитоидным магматизмом.	Западно-Сахалинская, Боливарская. Яно-Колымская, Западно-Индокитайская, Малаккская.
Микрогеосинклинали — свойствен вулканизм; индекс вулканизма 10—50%. а. С относительно слабым развитием вулканизма (индекс вулканизма 10—30%). б. С развитым вулканизмом (индекс вулканизма 30—50%).	Ануйская Сихотэ-Алиньская, Северо-Вьетнамская
Эвгеосинклинали — характеризуются сильным развитием вулканизма; индекс вулканизма 50—100%. а. С высоким значением индекса вулканизма (50—80%). б. С очень высоким значением индекса вулканизма (80—100%).	Геосинклиналь центральных провинций Кубы, андийские геосинклинали Пояс Фрэзер, Корякская геосинклиналь позднелюрско-мелового времени, геосинклиналь Титибу в Японии

Надо думать, что введение в классификацию количественной характеристики будет способствовать более точному описанию особенностей геосинклинального развития.

РЕЗОНАНСНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Рассмотрение строения и истории развития складчатых областей Тихоокеанского пояса на любом материке позволяет заметить явление воздействия движений в геосинклинальных зонах на окраины платформ. Оно выражается в образовании специфических структурных форм в смежных с геосинклиналями платформенных участках. Обычно такие формы очень контрастно выделяются на фоне структур иных типов.

Рассмотрение индуцированных геосинклинальным процессом тектонических зон и отдельных структур привело к необходимости обособления их в качестве особой категории резонансно-тектонических структур, чем подчеркивается их генетическая сущность. Если точно формулировать определение подобных структур, то оно будет следующим: резонансно-тектоническими следует называть структуры, которые возникли в зонах, смежных с геосинклинальными, в результате воздействия тектонических процессов, происходивших в геосинклиналях на разных стадиях их развития.

Такие структуры могут быть выражены продольными и поперечными краевыми прогибами и системами, окраинными синеклизами платформ, зонами перикратонных опусканий, глыбовыми и глыбово-складчатыми зонами и рядом других тектонических образований. Ниже дана краткая характеристика отдельных групп резонансно-тектонических структур.

ПРОДОЛЬНЫЕ И ПОПЕРЕЧНЫЕ КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ И СИСТЕМЫ

Все тектонические структуры, входящие в эту группу, как это доказано многочисленными предшествующими исследованиями, образовались в зоне сочленения складчатых областей с платформами в результате воздействия тектонических движений в геосинклиналях на краевые части смежных с ними платформ. Продольные краевые прогибы и системы, а также поперечные краевые прогибы возникали и развивались в эпоху завершения геосинклинального процесса, превращения геосинклинальных зон в поднятые складчатые сооружения; что касается поперечных краевых систем, то их образование могло начаться на более ранней стадии геосинклинального развития.

Не характеризуя все перечисленные типы структурных образований, так как это было сделано недавно (Пушаровский, 1969), остановимся подробнее на продольных краевых прогибах, как образованиях, широко представленных в Тихоокеанском поясе. Ими являются прогибы, формировавшиеся на стыке складчатых областей с платформами и возникшие, как только что отмечалось, в эпоху завершения геосинклинального процесса, в орогенный этап развития геосинклиналей. Это — компенсационные впадины, генетически связанные с воздыманием складчатых областей.

Внутреннее строение краевых прогибов сложное: по простираанию они распадаются на отдельные впадины, разделенные поперечными поднятиями. Характерной особенностью развития краевых прогибов, подчеркивающей связь их формирования с общим поднятием складчатой области, является смещение оси наибольшего осадконакопления во времени в сторону платформ. Заключительные деформации в краевых прогибах происходят позже, чем главная складчатость в геосинклинальной области. В то же время часто наблюдается, что фронтальные структуры складчатой области надвинуты на структурные формы внутреннего крыла краевого прогиба. Вопрос о времени формирования краевых надвигов сложен. Иногда надвиги происходят в последнюю фазу деформаций в краевом прогибе, а иногда еще в ходе седиментации в нем. В последнем случае при условии контрастных движений существенную роль в механизме образования надвигов играет не только фактор горизонтального сжатия, но и гравитационный.

Другие закономерности строения и развития краевых прогибов подчеркивались автором раньше (Пущаровский, 1959). В Тихоокеанском сегменте земной коры к типу продольных краевых прогибов принадлежат Приверхоянский, Аляскинский, Канадский, Венесуэльский, система предандийских прогибов и некоторые другие. Со всеми ими связаны исключительно крупные скопления горючего газа или нефти или того и другого.

В качестве примера поперечного краевого прогиба давно уже (Шатский, 1947) фигурирует Вилуйский прогиб, также заключающий огромные скопления горючего газа. Он образовался в конце юрского — начале мелового времени во внутреннем углу Сибирской платформы в результате действия тектонических сил, направленных из складчатой области.

Что касается продольных и поперечных краевых систем, то они в Тихоокеанской области еще только нащупываются исследователями. Несомненный интерес в этом отношении представляет Преданюйская продольная краевая система, указанная недавно на Северо-Востоке СССР К. Б. Сеславинским (1970).

ОКРАИННЫЕ СИНЕКЛИЗЫ ПЛАТФОРМ И ЗОНЫ ПЕРИКРАТОННЫХ ОПУСКАНИЙ

Факт крупных опусканий на окраинах платформ в связи с тектоническими движениями в смежных геосинклиналях давно и хорошо известен. Такие опускания приводят к образованию более или менее длительно развивающихся окраинных синеклиз либо зон перикратонных опусканий, а нередко тех и других одновременно. Как это вполне ясно, окраинные синеклизы и зоны перикратонных опусканий представляют собой качественно разные структурные формы, однако иногда из-за постепенных переходов отделить их друг от друга можно лишь условно. Кстати сказать, это же относится и к ряду миогеосинклинальных зон, имеющих с собственно платформенными структурами плавные тектонические связи. Будет большой ошибкой отрицать на этом основании само существование миогеосинклиналей (относя эти зоны к платформам), что можно встретить в отдельных работах.

Весьма плавный переход между платформенными структурами и геосинклинальными ярко выражен на севере Канады. Здесь тонкий чехол Канадского щита постепенно переходит в северном направлении в зону перикратонного опускания, которая еще далее на север постепенно сменяется палеозойской миогеосинклинальной зоной Франклина. Из этого примера видно, что одно тектоническое качество может постепенно сменяться другим, другое — третьим, но это отнюдь

не означает, что все эти качества могут приравняться друг к другу. Невозможность отрицания миогеосинклиналей станет особенно очевидной, если их приравнивать к тонкой нескладчатой покрывке щитов, к чему, если идти последовательно, неизбежно приведет попытка преобразования качественными структурными различиями.

Миогеосинклинали должны рассматриваться в ряду геосинклинальных образований, как это обычно и делается. Речь идет о глубоком их изучении и типизации по свойствам (а они, безусловно, разнообразны), но не о переводе в разряд платформенных структурных образований, приводящем к большому упрощенчеству.

Итак, в качестве резонансно-тектонических структур следует рассматривать окраинные синеклизы и зоны перикратонных опусканий платформ, которые могут иметь как короткую, так и длительную (несколько геологических периодов) историю развития, а следовательно, и отвечать разным стадиям геосинклинального процесса.

Примером окраинных синеклиз может служить мезозойская Виллюйская синеклиза, прогибание которой в конце триаса и юре есть результат воздействия на Сибирскую платформу тектонических движений в Верхоянской геосинклинали.

Другим примером является Пхённамская синеклиза, современное строение которой сложно. Помимо значительных тектонических деформаций, эта синеклиза отличается тем, что она отделена от складчатой зоны поднятием фундамента. Однако обе эти особенности обусловлены мощными мезозойскими движениями, очень сильно переработавшими угол Китайско-Корейской платформы, в пределах которого находится синеклиза. А в рифее это была вполне характерная окраинная синеклиза, развивавшаяся перед фронтом крупной рифейской геосинклинали, обтекавшей угол платформы. Ее резонансная природа устанавливается определенно, в частности по изменению фаций и мощностей ряда толщ рифея в направлении с запада на восток и с юга на север (частично на них обращалось внимание в книге «Геология Кореи», 1964).

Зоны перикратонных опусканий (не прогибы, поскольку у них нет второго борта) представляют собой формы моноклиального строения, расположенные между миогеосинклиналью, с которой они связаны плавным переходом, и внутренними районами платформы. Обычно это очень крупные моноклиальные структуры, характеризующиеся увеличением мощностей отложений в сторону миогеосинклинали, вытянутостью по краю платформ и платформенными чертами разреза. Фациальные изменения, особенно вкосте простираания, наблюдаются нередко; в том же направлении, как правило, увеличивается и полнота разреза. Формирование их обычно длительное.

Что касается границ этих структурных образований, то, как видно из сказанного, они будут определяться с той или иной степенью условности (как это нередко бывает вообще в тектонике). Укажем, что поверх зон перикратонных опусканий могут образовываться краевые (передовые) прогибы, которые не следует с ними смешивать. И те и другие — резонансно-тектонические структуры, но условия их формирования разные. Если краевые прогибы образуются в период роста складчатых сооружений на месте геосинклиналей, то зоны перикратонных опусканий (кстати, и окраинные синеклизы) формируются ввремя особенно значительных прогибаний в геосинклинали. Таким образом, это резонансно-тектонические структуры совсем иного рода, чем те, которые возникают в стадию становления складчатых сооружений: в одном случае в подвижной зоне движения восходящие, в другом — нисходящие.

В Тихоокеанском поясе зоны перикратонных опусканий развиты широко. Они хорошо выражены на западе Северо-Американской плат-

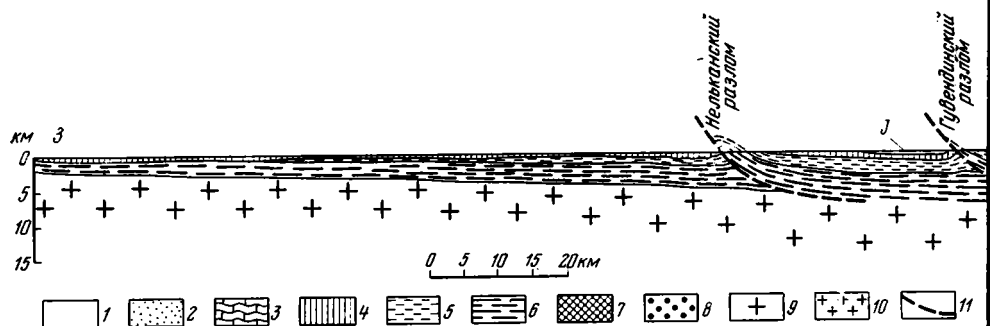


Рис. 16

Геологический профиль через юго-восточную часть Сибирской платформы и Южное Верхоянье (составил Б. Г. Воронов, 1970 г.)

1 — нижнеюрские отложения (J_1); 2 — верхоянский комплекс ($C_{IV}-J$); 3 — палеозойский комплекс ($C_{m3}-C_1t$); 4 — юдомский комплекс (венд) и нижний палеозой ($C_{m1}-C_{m2}$); 5 — уйская серия (R_3); 6 — майская серия (R_2); 7 — учурская серия (R_1); 8 — уаянская серия (Pt_1); 9 — кристаллический фундамент (A); 10 — меловые гранитоиды (γCr); 11 — разломы

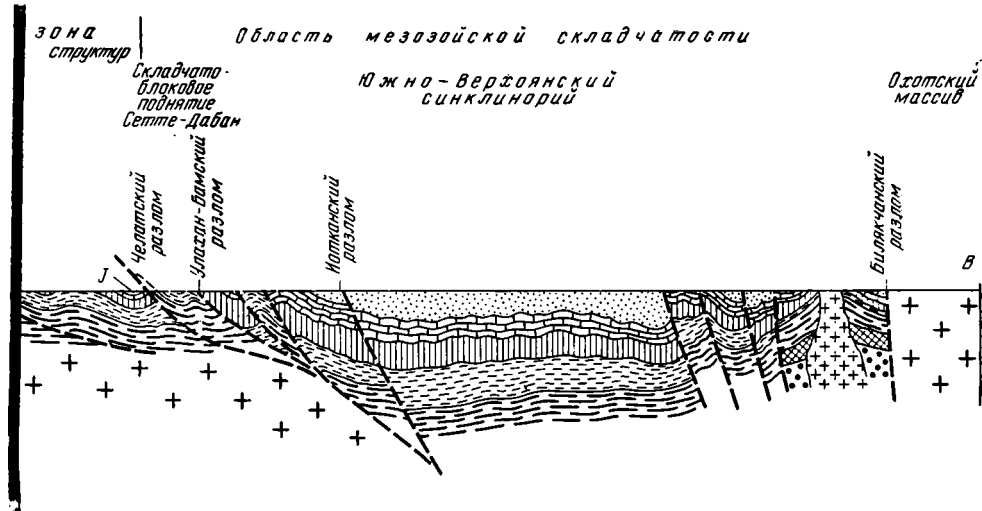
формы, видны в некоторых районах северной и западной периферии Южно-Американской платформы, на севере Сибирской платформы. Все эти зоны также перспективны для поисков нефти и газа.

ГЛЫБОВЫЕ И ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТЫЕ РЕЗОНАНСНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Если о таких тектонических образованиях, как краевые прогибы или зоны перикратонных опусканий, писали раньше неоднократно, то глыбовые и глыбово-складчатые резонансно-тектонические структуры были выделены и получили характеристику в качестве структур особого рода лишь совсем недавно (Пушаровский, 1969; Молчанова, 1969). Располагаясь у внешних границ Тихоокеанского тектонического пояса, подобные структуры, а точнее, структурные зоны, представляют собой очень яркое тектоническое явление. Они захватывают краевые части платформ, будучи вытянутыми вдоль границ пояса в виде обычно сильно расчлененных поднятий в рельефе, нередко горных. Их тектоническая структура может быть образована поднятыми и относительно опущенными блоками либо нарушенными складками. Всегда важное место в структуре занимают разрывные дислокации, среди которых могут встречаться довольно значительные по амплитуде надвиги и взбросы. Такие зоны протягиваются на сотни километров, а иногда более чем на 1000 км; ширина их достигает 100—500 км.

Приведем краткие сведения о строении некоторых зон.

На юго-востоке Сибирской платформы, примыкая к Сетте-Дабану, являющемуся краевым поднятием Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, и параллельно ему протягивается Кыллахская зона глыбово-складчатых резонансно-тектонических структур (рис. 16). Протяженность зоны 500 км; ширина — 100 км. В ней распространены линейные, но не сжатые, разбитые разломами, складки. Зону слагают:



позднедокембрийские (рифейские) и нижнепалеозойские формации окраины платформы. Только в меловое время данный участок земной коры был вздыблен, деформирован и надвинут на мезозойские отложения смежной плоской мезозойской впадины востока платформы. Анализ показывает, что основные деформации возникли здесь тогда же, когда и в Приверхо́нском краевом прогибе, т. е. в эпоху проявления завершающих фаз геосинклинального орогенеза.

В Канаде на северо-западе Северо-Американской платформы, занимая район гор Франклина, находится другая зона глыбово-складчатых резонансно-тектонических структур. По размерам и структурным признакам она сходна с Кыллахской. Тектонически зона располагается между краевым поднятием складчатой системы мезозойской Канады (горы Маккензи) и недислоцированными мезозойскими образованиями западного склона Канадского щита, на которые она надвинута. Перед фронтом складчатого пояса в пределах зоны Франклина по р. Маккензи протягивается впадина, выполненная меловыми породами, среди которых в своде антиклинали Импириал выходят породы верхнего девона. Горы Франклина сложены платформенными отложениями силура и девона, а ниже — нижнего палеозоя и верхнего докембрия. Все эти толщи вздыблены и деформированы в две-три крупные, сорванные по сводам складки, круто надвинутые одна на другую, с движением масс в сторону щита. Ряд авторов (Douglas a. o., 1963; Мартин, 1967; Шоу, 1967) считает, что деформации в зоне Франклина произошли в конце мела — начале палеогена. В это время в Северных Канадских Скалистых горах также происходили существенные тектонические движения, которые можно связать по времени с заключительными движениями в Канадском краевом прогибе. Это указывает на то, что глыбово-складчатые деформации на краю платформы, в зоне Франклина (как и Кыллахской), являются отголосками движений в смежном складчатом районе.

Крупная зона глыбовых резонансно-тектонических структур протягивается в Центрально-Аргентинских Пампах, где ее длина составляет около 1500 км, а ширина — от 300 до 500 км (Молчанова, 1969). Она отделяет платформенные структуры континента от Андийского складчатого пояса. Зона представлена сочетанием относительно невысоких меридиональных хребтов — сьерр и разделяющих их широких равнин — пампасов. В пределах последних имеются бессточные впадины, достигающие иногда больших размеров (впадина Салинас-Грандес

имеет длину 350 км). Такой рельеф образовался в результате глыбовых движений, начавшихся в неогене. Сьеррам отвечают поднятые блоки, сложенные докембрийскими кристаллическими комплексами фундамента платформы, которые иногда могут быть перекрыты маломощным чехлом палеозойских пород. Пампасам отвечают впадины, выполненные континентальными неогеновыми отложениями, достигающими местами огромной мощности: 6000—7000 м и более. В пампасах широко развиты также четвертичные отложения. Главным процессом в образовании структуры было развитие разломов. Время их заложения совпадает с периодом интенсивных движений в Главной Кордильере (миоцен); особенно значительно они развивались в плиоцене. Движения по разломам происходят и сейчас.

Г. Герт, имея в виду молодые движения, писал, что «орогеническими движениями был много раз захвачен не только краевой прогиб, причленившийся к горной области в виде субандийских цепей, но они также распространялись и на ранее стабилизировавшуюся восточную платформенную зону» (Герт, 1959, стр. 25). Он считал, что этот орогенез распространялся из зоны Анд, в чем и был полностью прав. В нашем толковании описанный район представляет хороший пример распространения резонансно-тектонических структур.

Наконец, в качестве области развития подобных структур можно рассматривать область Скалистых гор США, включая в нее Центральные и Южные Скалистые горы, их передовые впадины и плато Колорадо. В домеловое время и, пожалуй, даже немного позже вся эта площадь составляла окраину Северо-Американской платформы, на которой развивались крупные платформенные структурные элементы — поднятия и впадины. Но в конце мелового времени эта область начала существенно тектонически перерабатываться, в результате чего в ее пределах сформировалась мозаичная структура, состоящая из глубоких впадин, выполненных отложениями мела и палеогена и разделенных значительными по амплитуде вытянутыми поднятиями, нередко с выходами докембрия в ядрах. В целом эта мозаичная структура может быть охарактеризована как глыбово-складчатая.

Расположенная между невадидами Кордильер и собственно платформенными образованиями описываемая структурная область, называемая часто ларамийской (Ирдли, 1967), генетически может быть связана с тектоническими процессами, протекавшими в Кордильерском поясе. В конце мела в этом поясе происходили движения, завершившие мезозойский тектогенез. Хотя и нет для этого прямых данных, но надо думать, что эти движения были чрезвычайно значительными, что следует из масштаба проявления резонансно-тектонических явлений. Дальнейшие исследования, вероятно, обнаружат их признаки.

О ДРУГИХ РЕЗОНАНСНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Среди них надо отметить впадины восточноазиатской группы, описанные М. С. Нагибиной (1967). Их образование она связывает с процессом мезозойской тектонической «ревивации» (оживления) некоторых областей Восточной Азии. Эта ревивация по мере приближения к Тихому океану, где происходили мезозойские геосинклинальные движения, проявлялась в усиленной степени, что позволяет ставить ее в генетическую связь с этими движениями, т. е. понимать как резонансно-тектоническое явление.

К резонансным структурам принадлежат, как представляется, неогеновые впадины, развитые поверх невадид на западе США. Их формирование может рассматриваться в связи с геосинклинальными процессами в Калифорнийской кайнозойской тектонической зоне.

Наконец, упомянем о зонах линейной складчатости мезозойского возраста, встречающихся в областях распространения платформенного чехла на востоке Азии, особенно в Китае и на п-ове Корея. Их проявление в значительной мере обусловлено близостью расположения соответствующих платформенных районов к геосинклинальным мезозойским системам (Тектоника Евразии, 1966), откуда и распространялись создавшие эти зоны тектонические усилия.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Обособление резонансно-тектонических структур интересно в двух отношениях. Во-первых, в число структур этой категории входят тектонически переработанные участки окраин платформ (в частности, это относится к глыбовым и глыбово-складчатым резонансно-тектоническим зонам), при описании и типизации которых обычно возникают значительные трудности, поскольку для них нет места ни в платформенном, ни в геосинклинальном структурных рядах. Предлагаемый здесь аспект снимает эти трудности.

Во-вторых, обособление резонансных структур интересно в генетическом плане. Поскольку такие структуры индуцированы тектоническими процессами, происходившими в смежной геосинклинальной области, следует сделать вывод, что тектонические импульсы, вызывающие значительное по масштабу структурообразование, могут передаваться по горизонтали и притом на большие расстояния. Это позволяет связывать тектогенез на периферии геосинклинальных областей с перемещением глубинных масс тектоносферы в латеральном направлении, поскольку одним изменением поля напряжения, без учета движения вещества, не представляется возможным объяснить историко-геологические особенности резонансных структур. Вероятно, к данному случаю, т. е. к объяснению происхождения деформаций в зоне раздела платформ и геосинклиналей, вполне приложима формулировка А. В. Пейве (1967, стр. 20): «Деформация является следствием градиента скорости тектонического течения горных масс».

Как можно было видеть, категория резонансно-тектонических структур объединяет значительное число разных по типу тектонических образований, которые, однако, могут быть разделены на три основные группы. Одна из этих групп образовалась на геосинклинальных стадиях развития смежной складчатой области (зоны перикратонных опусканий, окраинные синеклизы); другая — возникла в эпоху становления складчатой области на месте геосинклинальной (продольные и поперечные краевые прогибы и системы); наконец, третья группа сформировалась в период движений в самые поздние фазы развития складчатой области (большинство глыбовых и глыбово-складчатых зон).

Окраинные резонансно-тектонические синеклизы и зоны перикратонных опусканий принадлежат к структурам платформенного типа, хотя в фациях, мощностях и формациях слагающих их геологических образований отражается соседство с мнogeосинклинальными зонами.

Все остальные резонансно-тектонические структуры представляют особую группу тектонических образований. В частности, это важно подчеркнуть в отношении резонансно-тектонических зон глыбового строения, поскольку они могут быть смешаны с неотектоническими структурами. Механизм образования первых совершенно иной, чем вторых.

Здесь не затрагивались те структуры, которые Н. С. Шатский назвал авлакогенами (Шатский, 1964а), поскольку они неизвестны в Тихоокеанской области. Однако они могут быть в дальнейшем найдены,

и поэтому укажем, что те авлакогены, которые пространственно имели непосредственные связи с геосинклинальными областями, также относятся к семейству резонансно-тектонических структур.

Добавим, что резонансными могут быть не только тектонические процессы, но и, например, магматические. Об этом четко писал Н. П. Херасков (см. «Тектоника Евразии», 1966, стр. 399). Особенно сильно резонансные магматические процессы проявились в мезозое на востоке Азии, но они происходили и в других районах.

Вероятно, проблема тектонического воздействия геосинклинального процесса на платформы (в рамках геосинклинальной теории) может быть поставлена шире — не только относительно краевых частей платформ. Однако это особая тема и здесь она не затрагивается.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Современные геосинклинальные зоны образуют внутреннее кольцо в Тихоокеанском поясе, разделяя принадлежащие ему складчатые зоны и ложе Тихого океана. Кольцо это почти непрерывно; наибольший разрыв в нем наблюдается между Аляской и Калифорнийским полуостровом.

Обособление современных геосинклинальных зон в Тихоокеанском поясе имеет свою историю, некоторые вехи которой следует напомнить. А. Д. Архангельский в разделе своей книги, посвященном Австралии и Меланезии, писал, что «островные дуги Австралии представляют чрезвычайно типичный пример геосинклинальной области, находящейся в периоде погружения... Параллельно с опусканиями происходят в районе самих островных дуг и поднятия, следы которых можно наблюдать на очень многих островах... Чрезвычайно характерное для островных дуг явление представляют те глубокие рвы, которые сопровождают... островные валы и дуги. Мы можем видеть в них окраинные геосинклинальные впадины геосинклинальной области, параллельные тем геоантиклинальным элементам последней, какими являются островные дуги и несущие острова валы морского дна» (Архангельский, 1941, стр. 292). Это толкование в последующие годы, однако, не получило развития, а вместо него как бы впервые была выдвинута так называемая «проблема островных дуг» (Островные дуги, 1952). Не склоняясь к тому или иному суждению относительно тектонической сущности островных гряд и сопровождающих их глубоководных океанических желобов, некоторые исследователи и сейчас предпочитают пользоваться, как вуалью, выражением «проблема островных дуг».

Не привлекали должного внимания в этом отношении и формулировки, содержащиеся в Объяснительной записке к Тектонической карте СССР и сопредельных стран (1957). Между тем, в одной из них говорилось, что в Тихоокеанском поясе выделяется «очень молодая кайнозойская складчатая зона, которая в настоящее время еще не завершила своего развития и является „живой” геосинклинальной областью. В ее прогибах сейчас образуются мощные вулканогенно-осадочные формации» (Объяснительная записка..., 1957, стр. 15). В противоположность приведенным взглядам, в 1964 г. Б. А. Петрушевский писал, что «Курильская островная дуга представляет собой своеобразное негеосинклинальное сооружение, в своем возникновении и развитии связанное с системой глубоководных разломов, образовавшихся по окраине океанической зоны» (стр. 106), и что с этой системой связано, очевидно, и образование глубоководного Курило-Камчатского желоба, также не имеющего, как можно понять, никакого отношения к геосинклинальному процессу. Сходные взгляды были опубликованы В. В. Белоусовым (1968). Такие островные дуги, как Алеутская, Курильская, Бонино-Марианская, Рюкю, Меланезийская, Тонга, Кермадек, он рассматривает как результат появления

трещин в земной коре и подъема по ним магматического материала, но не как структурные элементы, связанные с геосинклинальным процессом.

Нами на основании историко-геологического изучения обрамления Тихого океана давно уже занята определенная позиция, что внутренняя часть Тихоокеанского пояса, непосредственно окаймляющая ложе океана, представляет собой кольцо современных геосинклинальных зон (Пушаровский, 1963 — 1966 и др.). В настоящее время эта точка зрения привлекает наибольшее число сторонников, свидетельством чему являются Тектоническая карта Евразии (1966), а также работы П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965), Ю. М. Шейнманна (1968), М. С. Маркова (1969) и других исследователей.

Таким образом, так называемая проблема островных дуг в нашем понимании сводится к выяснению сущности развития современного геосинклинального процесса на периферии Тихого океана.

ТИПЫ СТРУКТУР СОВРЕМЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН

В качестве основных типов тектонических структур современных геосинклинальных зон следует рассматривать островные и подводные поднятия (в том числе островные дуги), с одной стороны, и глубоководные желоба, с другой. Обычно они образуют естественные тектонические пары (системы): геоантиклинальную гряду и геосинклинальный желоб, ров или трог, тесно связанные между собой не только в пространстве, но и в развитии. В геосинклинальное кольцо входят, кроме того, такие структуры, как глубоководные котловины окраинных морей, а также относительно поднятые блоковые поднятия (массивы). Наконец, геосинклинальному кольцу принадлежат некоторые участки материковых окраин, выступающие как более или менее сложные по своему строению краевые поднятия этого кольца.

Геоантиклинальные гряды

Геоантиклинальные гряды имеют разные размеры. Наиболее крупными из них являются гряды Тонга — Кермадек (около 3000 км), Алеутская (включая Командорские острова, также около 3000 км), Кюсю — Палау (порядка 4000 км). Средние размеры (1000—2000 км) имеют гряды Курильская, Рюкю, Марианская, Соломоновых островов, Новогвинеидская. Меньшие по размерам гряды (несколько сотен километров) можно видеть в восточных районах Индонезии, в архипелаге Бисмарка и в некоторых других районах.

Многие гряды, являясь в основном подводными, несут на себе острова или их группы; тогда они называются островными грядами. Форма гряд в плане может быть различной. Иногда они прямолинейны, например гряды Кюсю — Палау, Тонга — Кермадек, Колвилл — Лау, Новогвинеидская, Соломоновых островов, Идзу-Бонинская, Каймановых островов. В несколько большем числе случаев гряды криволинейны и представляют собой в плане дуги (собственно островные дуги) либо небольшой кривизны, либо довольно значительной. Относительно пологими дугами являются Алеутская, Курильская, Рюкю, Марианская, образующие в совокупности островные гирлянды на востоке Азии, а также дуги Малых Антиль, Южных Сандвичевых островов и островных групп Западной Индонезии. Дуговые гряды со значительной кривизной встречаются реже и имеют обычно относительно малые размеры (Восточная Индонезия, архипелаг Бисмарка). Объяснить столь разную форму геоантиклинальных гряд в плане, насколько можно судить по литературе, пока никому не удалось.

Геоантиклинальные гряды весьма контрастно выступают на фоне смежных с ними тектонических структур, образуя высоко поднятые, весьма протяженные, но узкие формы. Их ширина примерно в 10 раз, а иногда

да и более, уступает длине. Относительно дна смежных желобов островные гряды могут подниматься на 8—10 км (иногда и больше), а относительно дна глубоких котловин окраинных морей — в среднем на 3—5 км. Таким образом, из совокупности приведенных данных выявляется, что геоантиклинальные гряды представляют собой, как правило, очень крупные, в основном подводные, резко выделяющиеся своим контрастным рельефом тектонические зоны.

Некоторые гряды построены просто, для других устанавливается более или менее усложненное внутреннее строение. Оно заключается в том, что гряды расчленяются на продольные, а также поперечные структурные элементы второго порядка. Наиболее рельефно выступает их расчлененность на продольные элементы; при этом намечается несколько характерных стилей структурного рисунка (рис. 17). Так, в южной части Курильской дуги существует не одна гряда, а две: Малая Курильская и Большая Курильская, разделенные довольно глубоким понижением. Малая Курильская гряда прослеживается, однако, на относительно небольшое расстояние, тогда как Большая Курильская именно и выражает соответствующую геоантиклинальную зону. Таким образом, в данном случае получается система параллельных гряд — главной и второстепенной. Близкий характер имеет дуга Рюкю, в которой вблизи Японии устанавливается одна главная гряда (центральная) и две второстепенных (по бокам).

Другой стиль строения островных гряд представляют раздваивающиеся гряды. Примером их могут служить гряды Соломоновых островов и Новых Гебрид. В обоих случаях раздваивание происходит в средней части гряд, где появляется разделяющая поднятия впадина. Пример раздваивания гряды на конце ее представляет островная дуга Малых Антиль.

Сравнивая между собой разные по внутреннему строению островные и подводные гряды, трудно усмотреть признаки, которые позволяли бы в их разнообразии видеть отражение стадийности процесса структурного развития гряд, к чему есть склонность у некоторых авторов.

К грядам простого строения следует отнести, например, такие образования, как поднятие Кюсю — Палау, дугу Южных Сандвичевых островов, главную часть Алеутской. Учитывая эти гряды, тем более убеждаемся, что строение гряд (в смысле сложности тектонического рельефа) действительно не характеризует стадий их развития.

Расчлененность гряд на поперечные элементы, о которой упоминалось выше, хотя и не столь отчетливо проявлена, но видна на ряде примеров. Определяется она наличием поперечных разломов, причем нередко со сдвиговыми смещениями по ним. Подобными примерами являются дуги: Рюкю (Konishi, 1963), Курильская (Тузев и др., 1968), Алеутская (Coats, 1950) и некоторые другие (рис. 18).

Многие, но не все, геоантиклинальные гряды несут на себе молодые вулканы. Последние могут находиться в различной тектонической позиции. Иногда они приурочены к островным дугам простого строения, например к Южной Сандвичевой или Аляскинской. В дугах сложных — Курильской, Рюкю, Малых Антиль, в гряде Тонга вулканы находятся в тыльных по отношению к глубокому желобу поднятиях, лежащих за срединной впадиной (там, где она выражена). В раздвоенных дугах Соломоновых островов и Новоггебридской вулканы тяготеют к одному из двух хребтов, окружающих срединную впадину, в первом случае к хребту, обращенному в сторону Австралии, а во втором — в обратную (рис. 19). Геоантиклинальные зоны Колвилл — Лау, Каймановых островов и некоторые индонезийские действующих вулканов не имеют.

В целом можно сказать, что современный вулканизм, как и контрастность рельефа и структурная расчлененность, составляет отличительную особенность современных геоантиклинальных зон. Состав продуктов

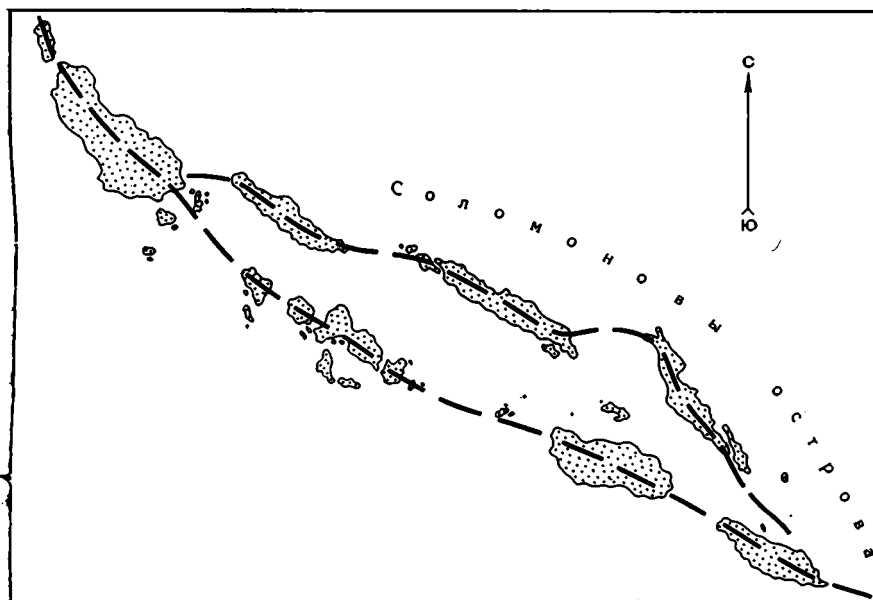
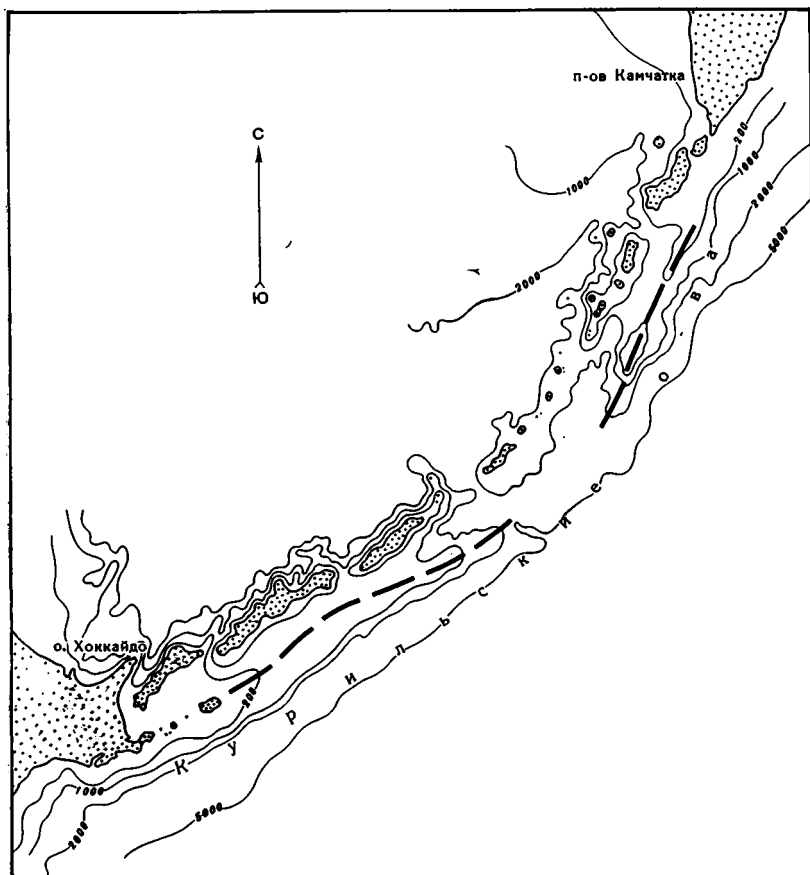


Рис. 17
Различные формы островных гряд в плане

этого вулканизма — андезито-базальтовый. Нам известен вулканизм, проявившийся главным образом в наземных условиях — на островах. Но, естественно, происходят и подводные извержения. Однако не только характер этих извержений почти не изучен, но и само распространение подводных вулканов далеко не везде выяснено. Так или иначе, но следует сделать заключение, что в пределах многих геоантиклинальных гряд образуются как наземные, так и подводные геологические формации вулканогенной и вулканогенно-осадочной групп.

Петрохимические аспекты вулканизма островных гряд рассмотрены в ряде работ Г. С. Горшкова (1968 и др.). Именно эти исследования, в особенности Курил, привели его к выводу, что «как источник питания вулканов, так и источник их разнообразия лежат за пределами земной коры, а именно — в верхней мантии» (Горшков, 1968, стр. 220). Считается, что глубина зарождения вулканизма составляет 50—100 км.

Нами аргументирован вывод, что вулканизм геоантиклинальных гряд является отражением сталкивания разнородных глубинных масс приконтинентальных складчатых зон, с одной стороны, и окраин океанского ложа, с другой (Пушаровский, Афремова, 1967).

Проявление вулканизма отражает степень тектонической подвижности геосинклинальных систем, прежде всего — контрастность тектони-

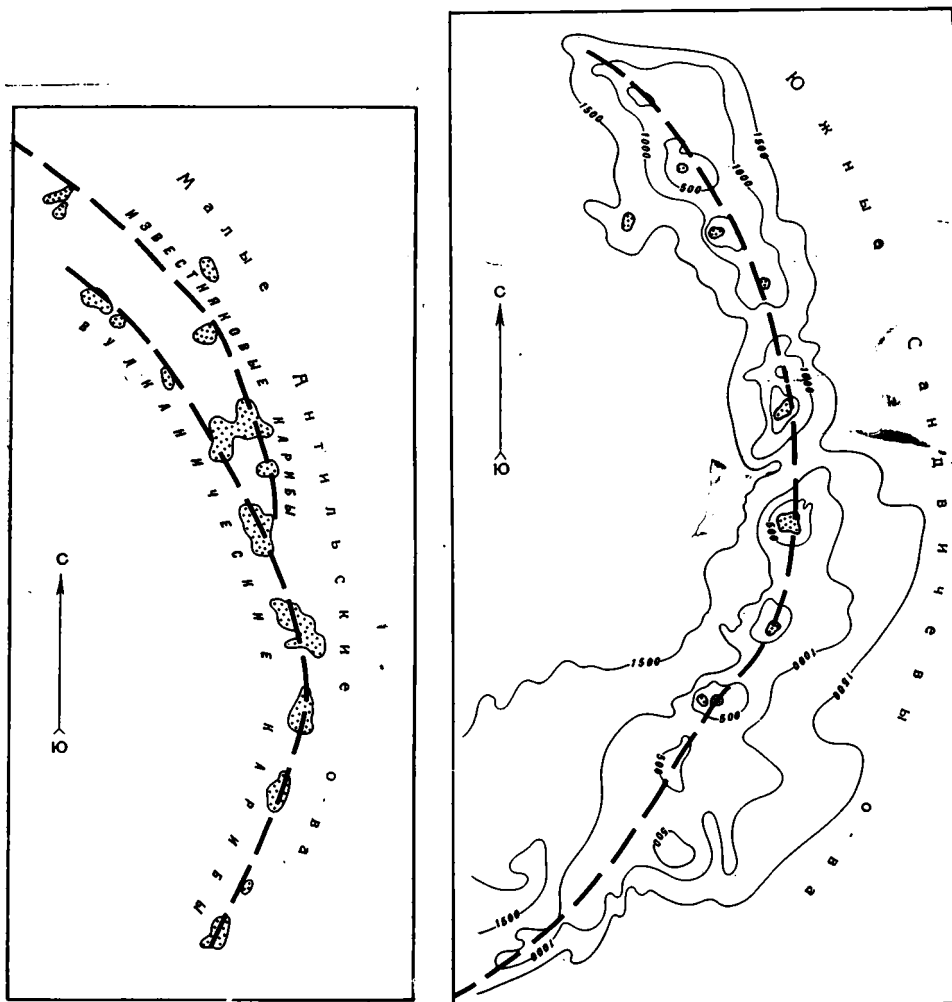


Рис. 17 (окончание)

ческих движений. Там, где вулканизм более значителен, геосинклинальная энергия выше. Различное положение вулканических зон коррелирует с разным структурным положением и разным внутренним строением современных геосинклинальных систем или областей. Однако объяснение, почему именно такое положение занимают вулканические зоны, еще является проблемой. Для ряда случаев устанавливается связь вулканизма с формированием в геосинклинальных зонах грабенообразных структур. Если же говорить в более широком аспекте, то проявляется связь с блоковыми, блоково-сводовыми и блоково-складчатыми движениями в этих зонах с развитием разрывных систем в них, продольных и поперечных.

Хотя разрывные нарушения в геосинклинальных зонах изучены еще слабо, но уже ясно, что роль их в структуре очень велика и что они составляют следующую существенную особенность строения таких зон. Одни из них определяют кулидность в расположении отдельных звеньев геосинклинальных зон, другие — их продольную прерывистость, выражающуюся в смене поднятых и опущенных блоков по простиранию поднятий, причем иногда с большим размахом движения, третьи являются, как уже говорилось, поперечными сдвигами и т. д. Для одного случая (дуга Рюкю) указываются надвиги. Протяженность разрывных нарушений, как и густота их сети, изменчива. Некоторые большие разломы простираются на сотни километров. Могут быть и мелкие разломы, как это видно на многих небольших островах, часто разбитых ими на многочисленные блоки.

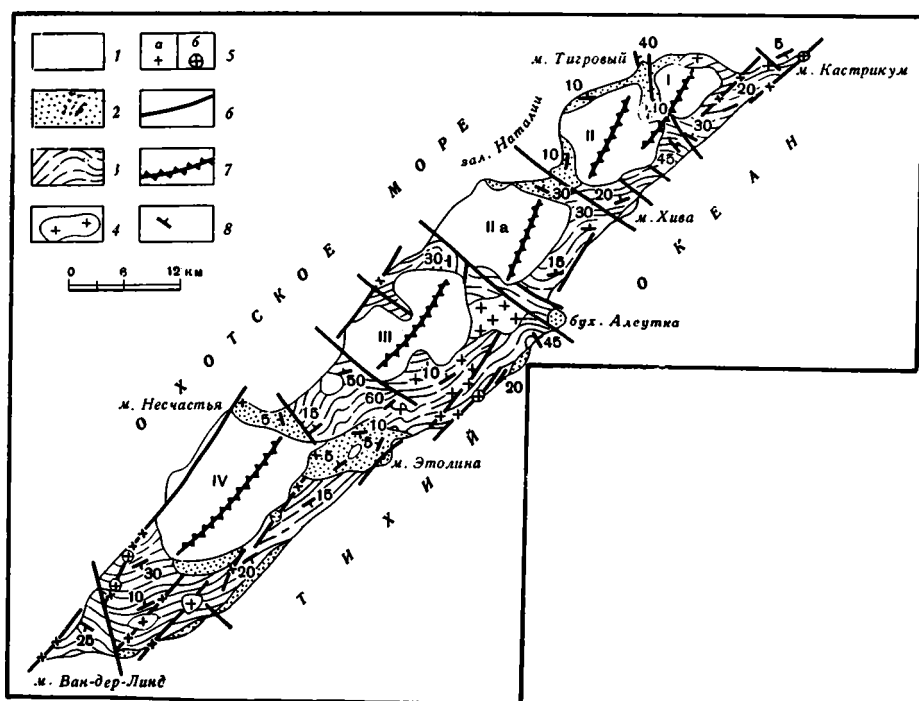


Рис. 18

Поперечные сдвиги на о. Уруп. Большая Курильская гряда (Стрельцов, 1970)

1 — верхний структурный ярус (андезиты и андезит-базальты четвертичного возраста); 2 — средний структурный ярус (верхнемиоцен-плиоценовые вулканогенно-осадочные образования); 3 — нижний структурный ярус (нижне- и среднемиоценовые вулканогенно-осадочные образования); 4 — среднемиоценовые диориты и плагииграниты; 5 — интрузивные и экструзивные тела среднемиоценового возраста; а — диориты, плагииграниты, диоритовые порфиры, б — кварцевые дациты; 6 — разломы; 7 — осевые линии вулканических хребтов (разломы четвертичного возраста); 1 — хр. Компанейский, II — северная часть хр. Шокальского, IIa — южная часть хр. Шокальского, III — хр. Петра Шмидта, IV — хр. Криштофовича; 8 — элементы залегания

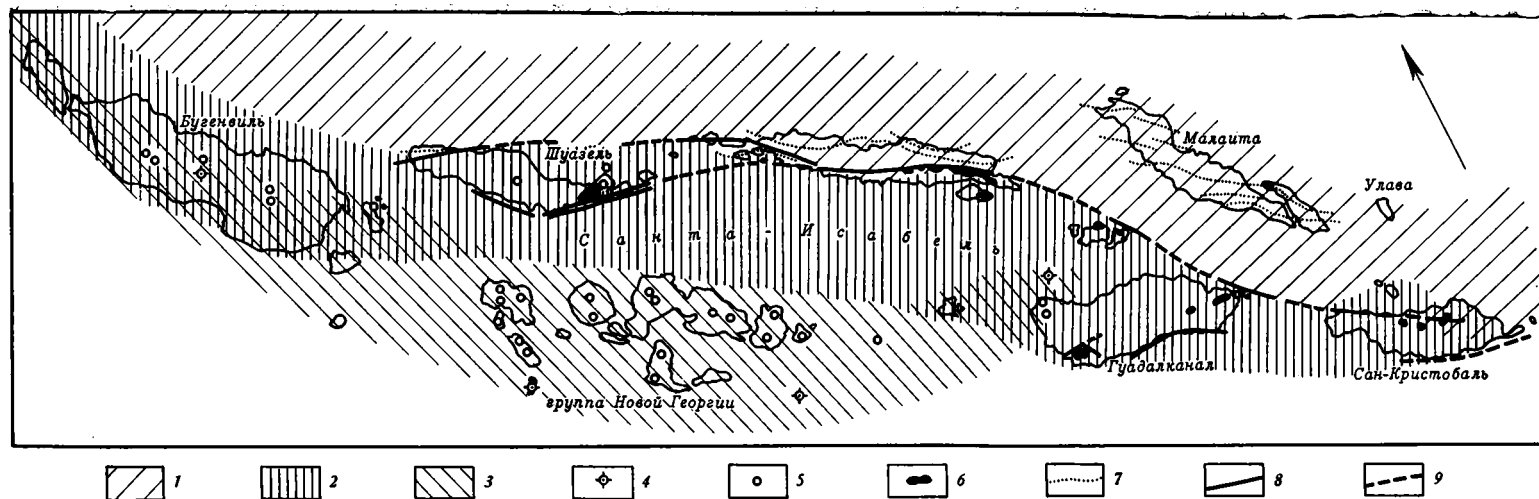


Рис. 19

Геолого-структурная схема Соломоновых островов (Coleman, 1966)

1 — Тихоокеанская провинция; 2 — Центральная провинция; 3 — Вулканическая провинция; 4 — действующие вулканы; 5 — молодые вулканы; 6 — ультрабази-

ты (серпентиниты); 7 — оси складок; 8 — крупные разломы; 9 — предполагаемые их продолжения

Все эти расколы, так же как и вулканизм, свидетельствуют о тектонической динамичности геоантиклиналей. Особенно это относится к той их группе, которая сопровождается разного рода смещениями горных масс. На то же указывает и высокая сейсмичность этих зон, укладываемаясь в поясе средне- и отчасти мелкофокусных землетрясений периферии ложа Тихого океана.

Существенны совсем молодые движения в пределах геоантиклинальных гряд. В частности, на островах Большой Курильской гряды, согласно описаниям ряда исследователей, с конца плиоцена происходили интенсивные, хотя и неравномерные поднятия. Верхнеплиоценовая поверхность выравнивания достигает здесь уровня 700—900 м, а местами 1000—1200 м (Власов, 1964; Горячев, 1966). Высоки и террасовые уровни — развиты морские террасы высотой 300 м (Кулаков, 1968; Худяков, 1968). В то же время межостровные блоки могли опускаться. Подобные движения были, надо полагать, и в более ранние периоды развития геоантиклинальных зон, по крайней мере в ту стадию, которая характеризуется контрастным тектоническим рельефом.

В отношении новейших движений, помимо Курил, характерен пример геоантиклинальной зоны, несущей северные острова архипелага Бисмарка. Наиболее крупным из этих островов является Новая Ирландия. По его берегам развиты коралловые известняки новейшей формации, которые подняты на западе острова до уровня 1250 м. Ф. Махачек (1961) отмечает, что на острове «повсеместно наблюдаются следы значительных молодых поднятий, а также орогенических движений. Предположительно плиоценовые пунамские известняки, образовавшиеся из глобигериновых илов на глубинах по меньшей мере 1000 м, залегают на высоте до 1000 м и местами поставлены на голову» (стр. 297).

Данные об опусканиях отдельных участков столь же определены. Они имеются для многих островов, где широко развиты структуры типа грабенов. Б. Гез (Gêze, 1963) хорошо выяснил такие структуры на о. Эфате в Новых Гебридах. Можно указать также на молодой грабен Анегада, глубиной около 2 км, ограничивающий на севере гряду Малых Антил. В дугах Рюкю, Курильской, Алеутской и в других большие по величине опускания — явление распространенное.

Дифференцированные движения блоков в геоантиклинальных зонах происходили несомненно параллельно с перестройкой земной коры. Таким образом, становление геоантиклинальных зон — процесс сложный, протекающий противоречиво.

Строение земной коры под геоантиклинальными зонами основательно выяснено пока только для отдельных случаев. В отношении Большой Курильской гряды устанавливается, что мощность коры в ее центральной части составляет всего 8—10 км, в то время как на юге она равна 20—25 км, а на севере — 25—30 км. «Гранитный» слой здесь практически отсутствует, и главную часть разреза составляет «базальтовый» слой, над которым залегает вулканогенно-осадочная толща, а затем следует слой рыхлых осадков (Марков и др., 1967). Изменение мощностей коры от центральной части гряды к ее окончаниям идет не по линейному закону, а сложным путем (Зверев, Лифшиц, 1967). Поперек простирающаяся гряда мощности коры также быстро изменяются. Гряда располагается над склоном поверхности Мохоровичича.

Сходным образом земная кора построена и под грядой Малых Курил. Между этими грядами, в срединном прогибе, мощность «базальтового» слоя уменьшается за счет прогиба его кровли и подъема поверхности Мохоровичича. В целом же для геоантиклинальной зоны получается сложная картина распределения слоев земной коры, их мощностей и мощностей коры в целом. В этом отношении зона находится в динамическом и неравновесном состоянии.

В районе Малой Антильской дуги, в отличие от Курильской, «гранитный» слой существует; он есть в северной ее части, но в центральной выклинивается и далее на юг отсутствует (Соловьева, 1968).

Для хр. Тонга указывалась мощность земной коры 36 км, и высказывалось мнение, что она имеет континентальный тип строения (Schofield, 1967).

Имеются достаточные основания, чтобы считать, что заключение относительно сложных изменений в строении земной коры по простиранию и вкрест простиранья ряда островных гряд относится ко всем структурным образованиям подобного типа.

В сложении геосинклинальных зон, как свидетельствуют породы, выступающие на островах, принимают участие главным образом четвертичные и неогеновые образования; породы палеогена и более древние встречаются реже. Среди формаций основное значение имеют вулканогенные (андезитовые, андезито-базальтовые), вулканогенно-осадочные и терригенные (рис. 20, 21), но встречаются и карбонатные (Известняковые Антилы в Малоантиской зоне и некоторые другие зоны). Формации могут быть континентальными, мелководными, смешанными, а также глубоководными. Смена формаций происходит не только по разрезу, но и по простиранию геосинклинальных зон, отражая особенности их развития. Например, установлено, что в Алеутской гряде в направлении с запада на восток увеличивается значение вулканических комплексов, и терригенные отложения сменяются терригенно-вулканогенными и вулканогенными. Нужно, однако, сказать, что формационный анализ геосинклинальных гряд фактически только еще начинается и многое в этом отношении остается неясным. Особенно интересно разобрать в дальнейшем смену формаций по простиранию гряд, так как это может пролить свет на историю крупных геосинклиналей геологического прошлого, где подобное явление, очевидно, также имеет место.

Большой интерес представляет изучение мощностей отложений, которые, как оказывается, могут достигать весьма значительных величин, указывая вместе с другими признаками на сложность хода тектонического процесса. В частности, на северных островах Большой Курильской гряды мощность известных здесь мелководных и наземных неогеновых образований (преимущественно вулканогенных, а также терригенных) превышает 4000 м. На Командорских островах она (включая палеоген), очевидно, еще больше — около 5000 м.

Сложность истории развития геосинклинальных зон можно показать на многих примерах. Интересен о. Сайпан, находящийся в южной группе Марианской дуги, очень далеко отстоящей от материковой области.

В основании видимого разреза (Cloud a. o., 1956) здесь выделяется толща пирокластов и лав дацитового состава, образовавшаяся в субэральных условиях; она включает обломки андезитовых пород и является наиболее древней на Марианских островах. Выше залегает толща лав и пирокластов в основном андезитового состава, но содержащая значительное количество конгломератов и песчаников; по простиранию она сменяется известняками, отложившимися в тепловодных условиях и имеющими мощность более 150 м. В двух последних подразделениях разреза содержатся фораминиферы, датирующие их верхнеэоценовый возраст. Поэтому нижележащая толща дацитов древнее верхнего эоцена, но каков именно ее возраст, остается неясным. Тем более неясна вся предшествующая история ни этого, ни какого-либо другого района Марианской дуги.

Олигоценовые отложения на о. Сайпан представлены переслаиванием лав андезитов и туфов, образовавшихся, судя по комплексу мелких фораминифер, в условиях относительно глубокого тропического моря. Общая мощность пород палеогена (включая толщу дацитов) около 1500 м.

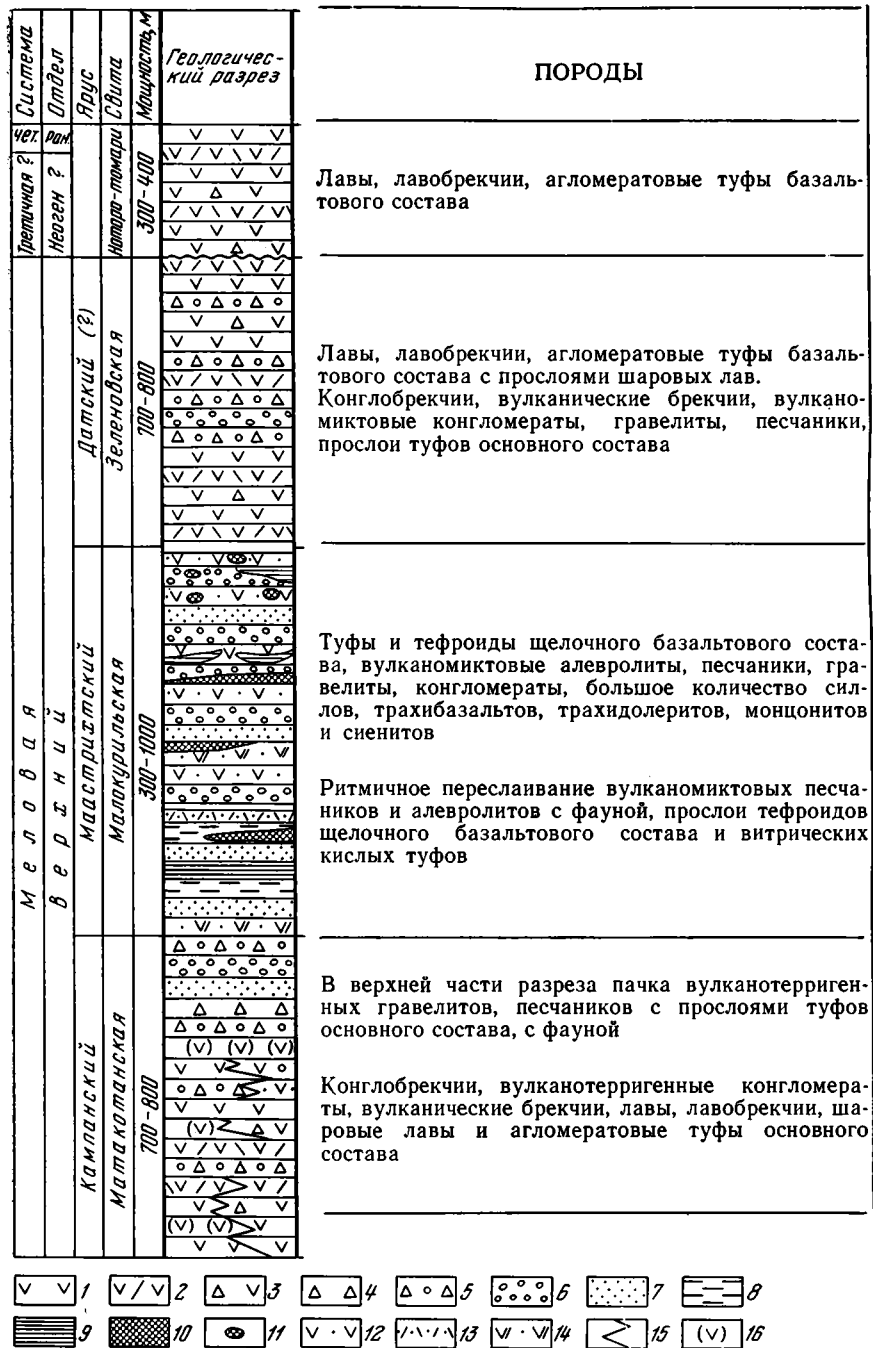


Рис. 20

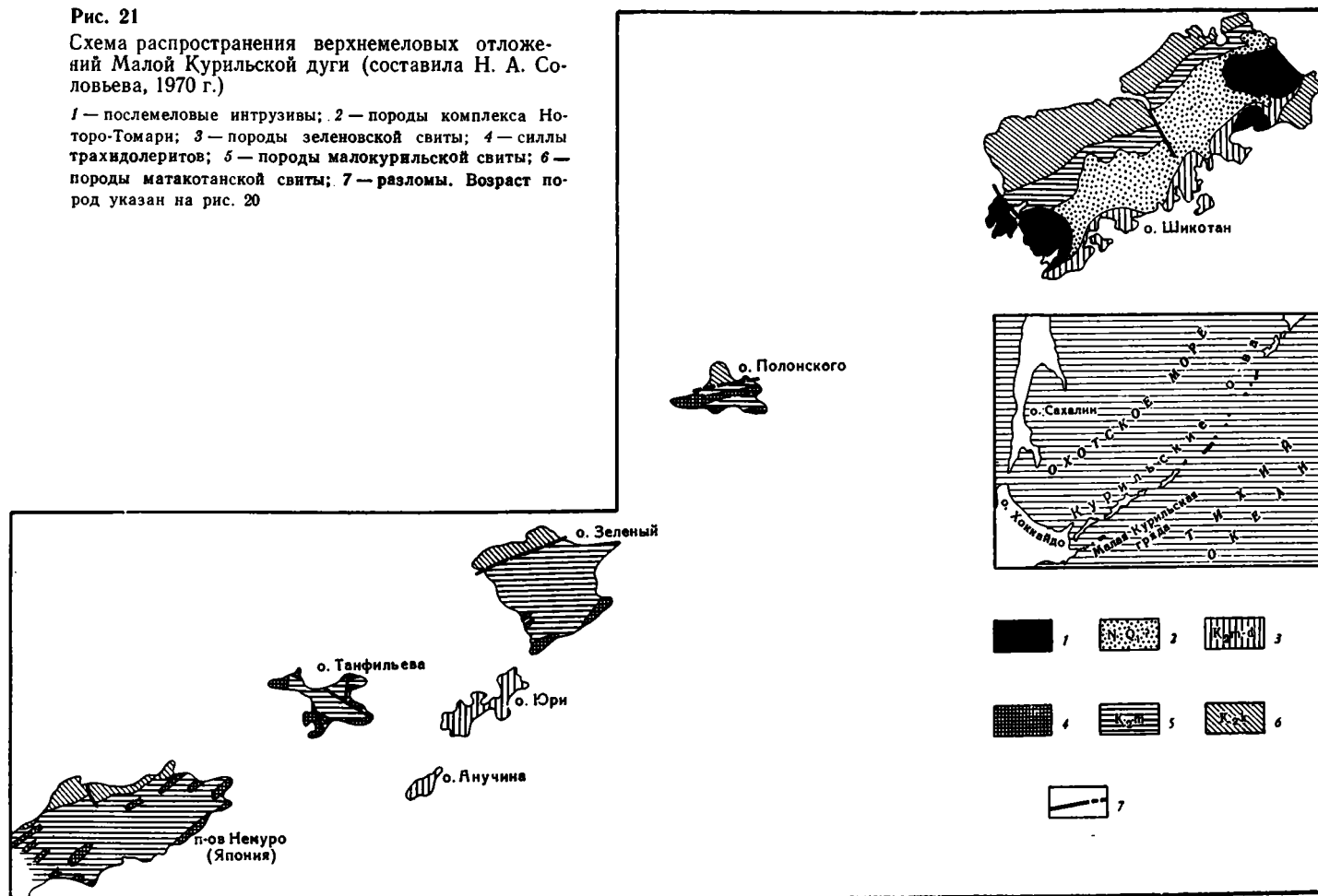
Сводная стратиграфическая колонка верхнемеловых отложений Малой Курильской дуги (составила Н. А. Соловьева, 1970 г.)

1 — массивные базальты и андезито-базальты; 2 — лавобрекчии; 3 — агломератовые туфы; 4 — вулканические брекчии; 5 — конглобрекчии; 6 — конгломераты; 7 — песчаники; 8 — алевролиты; 9 — аргиллиты; 10 — трахидолериты; 11 — обломки трахидолеритов; 12 — туфы основного состава; 13 — туфы кислого состава; 14 — тейфронды; 15 — границы фациальных переходов; 16 — шаровая отдельность

Рис. 21

Схема распространения верхнемеловых отложений Малой Курильской дуги (составила Н. А. Соловьева, 1970 г.)

1 — послемеловые интрузивы; 2 — породы комплекса Ноторо-Томари; 3 — породы зеленовской свиты; 4 — силлы трахидолеритов; 5 — породы малокурильской свиты; 6 — породы матакотанской свиты; 7 — разломы. Возраст пород указан на рис. 20



Далее выделяется толща биогенных известняков (кораллово-водорослевых и др.), неогеновых (в основном миоценовых) и четвертичных, мощностью также примерно 1500 м. Поскольку в структуре отмечаются лишь пологие складки, а высота острова над уровнем моря небольшая, можно реконструировать движения в районе острова. В доверхнеэоценовое время остров был поднят над уровнем моря, но затем соответствующий участок земной коры испытал измеряемое тысячами метров опускание, продолжавшееся до конца миоцена, причем иногда глубина моря достигала сотен метров. Затем остров снова начал подниматься, что зафиксировано плиоценовыми и четвертичными террасами. Большую роль в этом сыграли блоковые движения по разломам. Из сказанного видна действительно сложная история развития охарактеризованного района геоантиклинальной зоны. Но это относится и к другим ее участкам, что показывает, в частности, геологическая история о. Гуам, находящегося на самом юге дуги (Trasey a. o., 1964).

В некоторых островных грядках обнаружены метаморфические или относительно древние изверженные породы, но можно сказать, что почти ни в одном случае вопрос об их возрасте не решен. В гл. III приводились данные о метаморфических образованиях Филиппин, имеющих, вероятно, верхнепалеозойский и нижнемезозойский возраст (см. стр. 29), а также о породах о. Яп, сходных с филиппинскими. Можно сказать лишь, что в геосинклинальной природе этих пород сомневаться не приходится.

На о. Палау (зона Кюсю — Палау), а также на южных и северных Марианских островах в ксенолитах, заключенных в молодых базальтах, встречены биотит-плагиоклазовые липариты, пироксеновые дациты, андезиты, роговообманково-авгитовые андезиты, авгитовые андезиты, андезитовые туфы. «По сообщениям Еси... на острове Сайпан (о котором только что была речь. — Ю. П.) встречены также кварцевые фельзиты и плагиограниты» (Геологическое развитие Японских островов, 1968, стр. 53). Очевидно, предыстория соответствующих участков земной коры сложна, и соответственно трудно говорить о простом процессе роста островных гряд на океанском ложе.

На последней геологической карте Северной Америки (Geologic map of North America, 1965) в ряде звеньев Алеутской дуги показано широкое распространение верхнепалеозойских вулканогенных пород. Но такая датировка проблематична, так как палеонтологических данных нет. Однако представляется вероятным распространение в Алеутах мезозойских пород. А отсюда неизбежно заключение о большой сложности геологической истории этой зоны.

То же можно сказать и о дуге Рюкю, где, как уже отмечалось, есть и верхнепалеозойские, и мезозойские образования (Konishi, 1963; и др.).

В последние годы стали появляться данные, указывающие на более молодой, чем прежде предполагалось, возраст некоторых метаморфических комплексов, развитых в островных грядках. Это относится, например, к Соломоновым островам, где (о. Шуазель и другие острова, лежащие южнее пояса гипербазитов) обнажен комплекс пород, состоящий из хлоритовых и амфиболитовых сланцев, пакетов слабо метаморфизованных пелагических осадков, а также габброидных и гранитоидных пород. Возраст метаморфизма здесь ранне-среднеэоценовый¹, а время образования пород считается меловым (?) (во всяком случае — позднемезозойским; Coleman, 1966). Этот комплекс называют комплексом основания, но что лежит ниже его — остается неизвестным.

Итак, в ряде островных гряд (Алеутская, Яп, Марианская, Рюкю, Соломонова и некоторые другие) имеются выходы метаморфических и из-

¹ В литературе приводятся цифры, укладывающиеся в основном в интервале 40—50 млн. лет (Richards a. o., 1966).

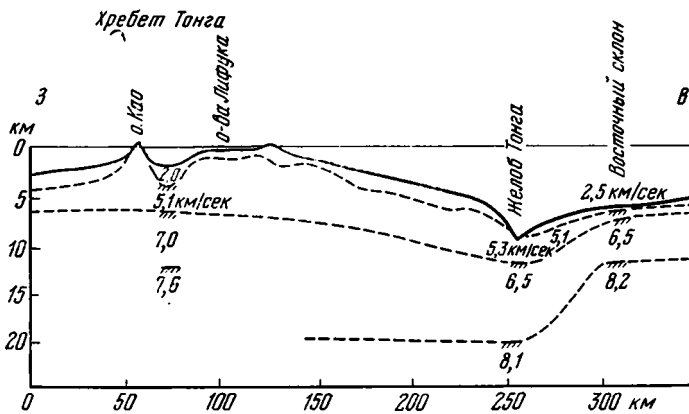


Рис. 22

Структурный разрез через хр. Тонга и желоб Тонга по сейсмическим и магнитным данным (Рэйтт и др., 1957)

верженных пород, вероятно, докайнозойского возраста. Эти породы, судя по их составу, должны были образовываться в условиях, которые принято считать геосинклинальными. В то же время нет никаких данных о том, что соответствующие геосинклинальные зоны прошлого развились в современные геосинклинальные системы в результате плавного и непрерывного процесса. Наоборот, есть основания полагать, что современный геосинклинальный план является молодым, развившимся на фоне разрушения структур иных тектонических комплексов.

Очень важно рассмотреть острова с точки зрения обнаружения на них пород океанической коры. В этом отношении интересны Соломоновы острова, о. Эуа, находящийся на юге архипелага Тонга, острова Лау и некоторые другие, где есть и глубоководные осадки (палеоген), и подстилающие их вулканогенные породы, которые могут представлять собой породы коры океанического типа. В этом случае мы будем иметь дело со следами совсем ранних этапов океанического геосинклинального развития.

Теперь вернемся к продольным прогибам геоантиклинальных зон, разделяющим их внешние и внутренние гряды. Они существуют в ряде зон: Курильской, Рюкю, Соломоновых островов, Новогбридской, Тонга, Кайманской и др. По простираию такие прогибы прослеживаются на сотни километров, но ширина их небольшая: обычно это линейные формы. Изучены они еще очень слабо, хотя для выяснения развития геантиклинальных зон имеют большое значение. Геофизические данные по прогибу, разделяющему Большие и Малые Курилы, показывают, что он заполнен осадками мощностью около 3 км. Контрастность в рельефе островных гряд и характеризуемых прогибов может быть очень значительной — в Новых Гебридах она превышает 3000 м, а в зоне Соломоновых островов — 2000 м. На геофизическом разрезе района хр. Тонга (рис. 22) видно, что прогибы подобного типа представляют собой осложнения геантиклинальных зон, но не структурные элементы ряда глубоководных океанических желобов. Их можно сравнить с синклинориями, осложняющими мегантиклинальные зоны. Происхождение этих структур не расшифровано; обычно считается, что они имеют грабенообразную природу.

В ряде случаев известно сочетание равновеликих по значению поднятых и прогнутых тектонических зон в единых линейных системах. Одна из таких систем находится к западу от желоба Тонга — Кермадек.

К ней принадлежат гряды Тонга¹ — Кермадек и Колвилл — Лау и разделяющий их крупный трог Хавр — Лау, посредине которого, однако, имеется перемычка, соединяющая обе гряды. Днище этого трога, равновеликого по структурному значению смежным грядам, лежит на глубинах около 3000 м, что меньше глубин имеющихся в этом районе глубоководных котловин и, тем более, желоба. Таким образом, здесь мы имеем дело с линейной тектонической системой усложненного строения.

Другая система подобного характера, столь же огромная по размерам, располагается восточнее Яванского желоба. В нее входит Андаманско-Ментавайская геоантиклинальная зона, имеющая сложное строение, примыкающая к ней также сложная по структуре синклиналичная зона и поднятая краевая зона Больших Зондских островов.

Имеющиеся данные позволяют считать, что такого рода системы с самого начала развивались по тектоническому плану, соответствующему современному, и отнюдь не являясь, как это иногда думают, более высокой стадией развития, например, одиночных «островных дуг». Иными словами, из анализа структурного плана геоантиклинальных зон, с одной стороны, и их внутреннего строения, с другой, можно видеть достаточно большое разнообразие структурообразовательных процессов, но усмотреть при этом эволюционные ступени в ходе структурного развития мы не можем. В то же время разнообразие таких процессов в современных геосинклиналичных поясах позволяет отметить сложные пути проявления их высокой тектонической динамичности, которая может обуславливать неоднократную смену структурных новообразований.

В этом отношении интересны Японские острова. В наблюдаемом ныне тектоническом плане значительная часть островов может рассматриваться в качестве поднятия, принадлежащего к современному геосинклиналичному поясу. На это указывают тектоническое положение островов, их вулканизм, сейсмичность, размах кайнозойских движений и некоторые другие признаки. В то же время Японские острова представляют собой набор фрагментов совершенно разных по структуре и истории развития тектонических зон, оборванных береговой линией. В пределах этой небольшой площади проявились крупные позднепалеозойская, раннемезозойская, позднемезозойская и позднекайнозойская складчатости, создавшие сложную комбинацию разновозрастных структур (рис. 23).

Ясно, что в этих условиях не может быть и речи о том, что Японские острова развивались по предначертанному пути последовательного наращивания континентальной коры с образованием в конечном счете якобы целостной структуры типа островной дуги.

В заключение отметим, что складчатые деформации в геоантиклинальных зонах незначительны. Кайнозойские породы могут быть деформированы в пологоволнистые прямые складки, обычно прерываемые разломами (рис. 24), или могут лежать почти горизонтально. Только в породах более древнего структурного яруса наблюдаются интенсивные дислокации. Отмеченный характер строения — свидетельство живого геосинклиналичного процесса.

Геосинклиналичные желоба

Если геоантиклинальные гряды лишь в единичных случаях не сопровождаются глубоководными желобами (например, гряда Кюсю — Паулау), то последние вдоль всего запада Южной и Центральной Америки существуют вне островных гряд. Место островных гряд здесь как бы занимают краевые материковые зоны с их вулканизмом, сейсмичностью, активным структурообразованием и, что особенно важно, молодыми тек-

¹ С центральным продольным прогибом.

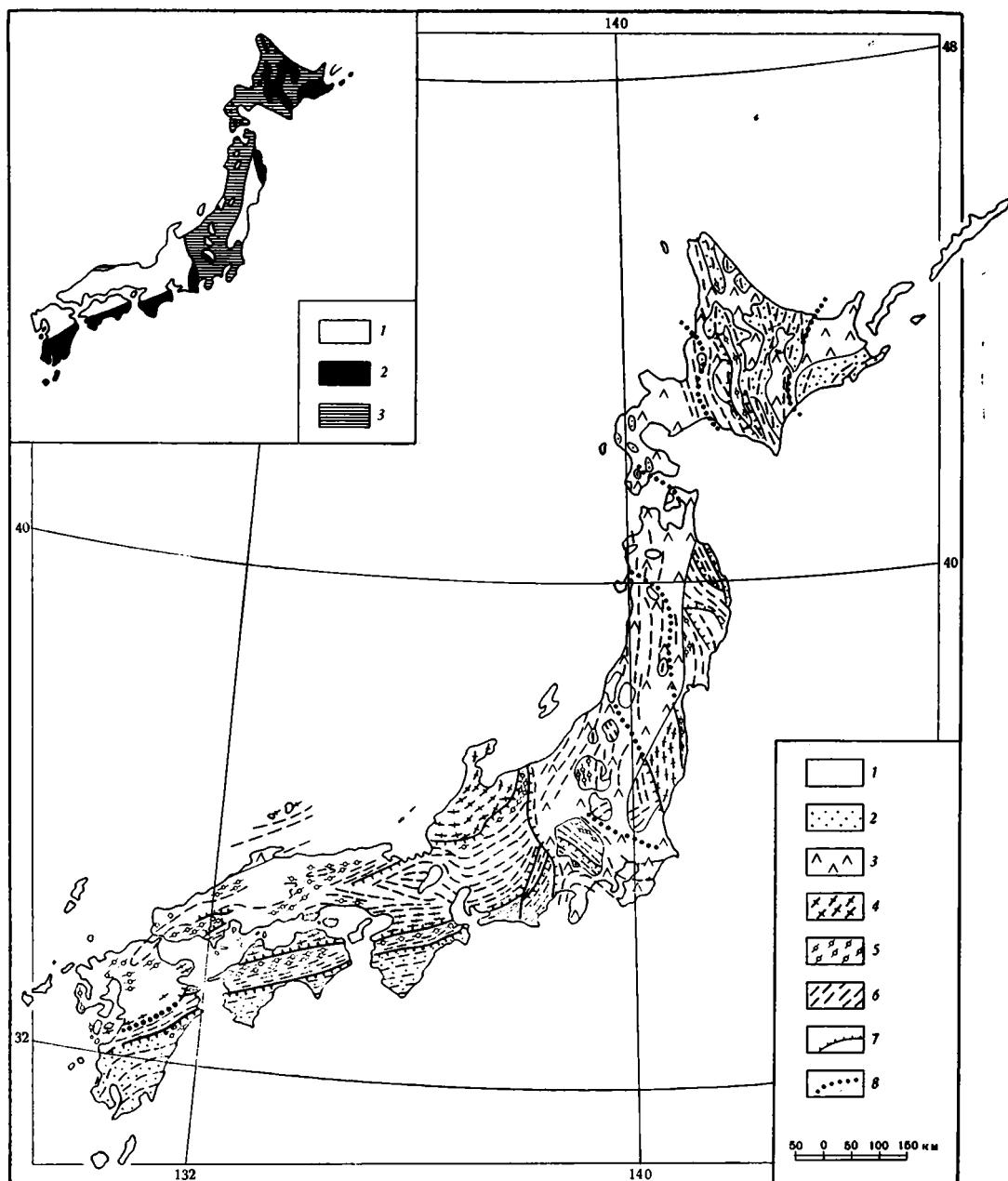


Рис. 23

Схематическая тектоническая карта Японских островов (составлена Национальной комиссией по Тектонической карте Японии, 1968 г.)

1 — области позднепалеозойско-мезозойской складчатости; 2 — области позднемезозойско-раннекайнозойской складчатости; 3 — области позднекайнозойской складчатости; 4 — зоны метаморфических пород, образовавшихся в условиях высоких температур и низких давлений; 5 — зоны метаморфических пород, образовавшихся в условиях высоких давлений и низких температур; 6 — основные простирания структур; 7 — крупные разломы; 8 — предполагаемые крупные разломы. Условными знаками на врезке обозначены зоны 1, 2, 3

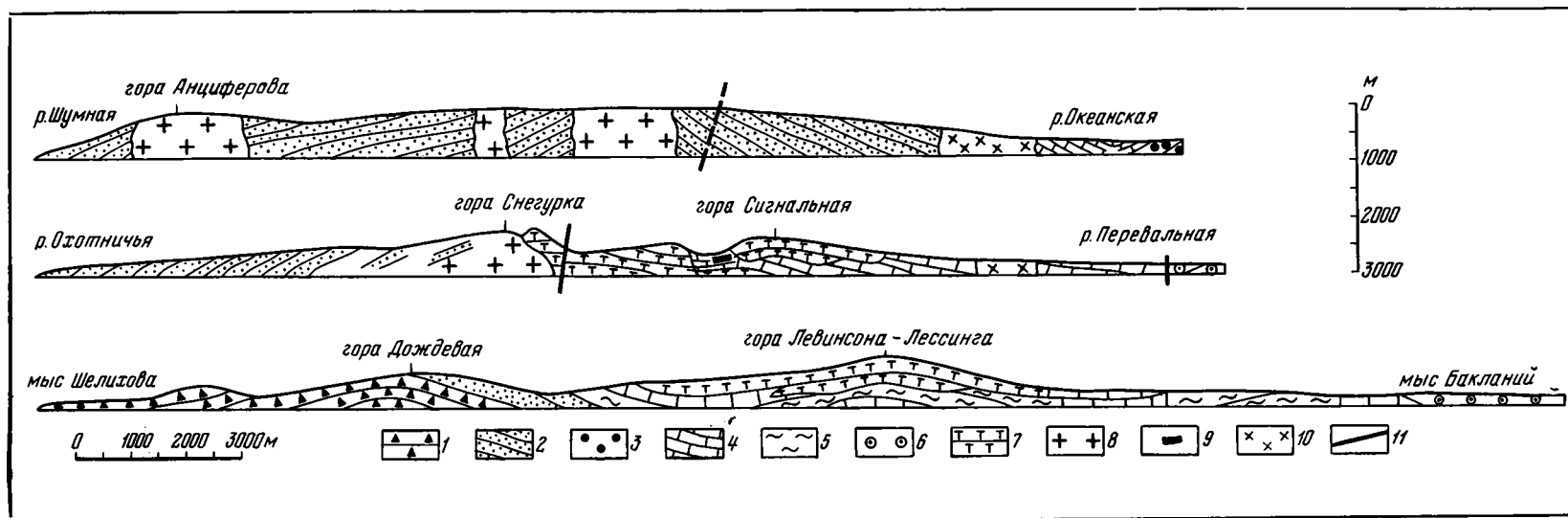


Рис. 24

Геологические профили через о. Парамушир (по В. К. Гаврилову, 1970 г.)

Среднепарамуширская свита ($N_1^1-N_2^1$): 1 — вулканические брекчии и лавы основного и среднего состава; 2 — песчаники, туфы, туффиты основного и среднего состава. Охотская свита ($N_1^3-N_2^3$): 3 — шаровые лавы основного состава; 4 — туфодиазомиты, песчаники, туффиты, туфы среднего и кислого состава;

5 — отложения, содержащие пемзу. Океанская свита (N_2): 6 — вулканические брекчии, шаровые лавы основного состава; 7 — агломераты, лавы основного состава; 8 — среднемиоценовые интрузивы; 9 — силлы основного состава; 10 — верхнемиоценовые интрузивы; 11 — разломы

тоническими поднятиями. Отсюда становится ясным, что объяснить происхождение глубоководных желобов особым процессом развития системы желоб — островная гряда, как иногда считают, нельзя, а нужно искать причину более общего характера. Это нельзя сделать и по другим соображениям.

Глубоководные желоба в главной своей массе располагаются по периферии океанского ложа, являясь, как уже говорилось (см. гл. II) фронтальными структурами Тихоокеанского тектонического пояса. Однако есть желоба, которые лежат внутри этого пояса. Они сходны с фронтальными, но имеют меньшую протяженность. Это желоба Кюсю, Рюкю, Филиппинский, меланезийские (за исключением Тонга-Кермадекского). Наконец существует несколько желобов, которые располагаются внутри глубоководных котловин окраинных тихоокеанских морей — желоба Флорес, Банда и некоторые другие. Они похожи на желоба Средиземного моря. Также нет достаточных оснований связывать механизм образования многих из указанных структурных форм со специфическим механизмом формирования системы желоб — островная гряда.

Из всего сказанного видно большое разнообразие тектонических позиций, которые занимают глубоководные желоба. Коснемся теперь их основных свойств.

Прежде всего обращает на себя внимание огромная протяженность многих этих желобов: Алеутского — около 4000 км, Перуанско-Чилийского — около 6000 км, Тонга — 3000 км, Яванского — 5500 км, Бонинско-Марианской системы — 4500 км. Есть группа желобов несколько меньших размеров, но также, если сравнивать их с континентальными тектоническими прогибами, очень крупных: Центрально-Американский (2700 км), Курило-Камчатский (2200 км), Бартлетт (1200 км) и др. Длинной менее 1000 км желобов в океане фактически нет.

Гигантская протяженность желобов сочетается с их очень узким поперечным сечением, если измерять его ниже изобаты 5,5—6 тыс. м. Это крутостенные формы с редкими площадками на слабо расчлененных склонах. При глубине относительно уровня океанского ложа в несколько километров (а абсолютные глубины достигают обычно 8—10 км — ультраабиссаль) дно желобов, представляющее плоскую поверхность, имеет ширину не более нескольких десятков километров. В целом это как раз те формы, которые именуются тектоническими рвами. В то же время, если измерять ширину желобов вблизи поверхности ложа океана, то она будет значительно (в несколько раз) больше, и здесь уже можно говорить о троговой форме желоба — геосинклинальном троге. Очертания желобов в плане могут быть прямолинейными и дугowymi (небольшой кривизны).

Многие особенности морфологии желобов отчетливо видны на примере глубоководного рва Тонга — Кермадек (Пушаровский, Афремова, 1965). Этот ров занимает фронтальное положение в юго-западном секторе Тихоокеанского пояса, отличаясь исключительной прямолинейностью. Принимая во внимание его размеры (3000 км), эту прямолинейность нужно рассматривать как особо характерную черту его морфологии. Другой особенностью является огромная глубина этого рва — местами более 9000 м. В районе 26° ю. ш. узкой поперечной перемычкой, лежащей на глубинах около 6 км, ров разделяется на две части, северную и южную, получившие самостоятельные названия — соответственно желоба Тонга и желоба Кермадек.

Желоб Тонга имеет длину около 1400 км, а ширину по изобате 7000 м — 55 км. По простираанию в нем выделяются три впадины глубинами более 9000 м, причем в южной из них глубина достигает 10 882 м. Желоб имеет V-образный, но обычно асимметричный профиль: западный склон его крутой (10—15°), а восточный, обращенный к океану, более пологий (3—8°). С глубиной крутизна склонов увеличивается. Склоны

желоба в некоторых местах осложнены подводными горами и уступами. На глубине 9000 м на склонах прослеживается уступ, ниже которого располагается узкое (3—7 км) ущелье с почти отвесными бортами и ровным дном. На севере и юге дно желоба расширяется.

Желоб Кермадек протягивается приблизительно на такое же расстояние, как и желоб Тонга. Ширина его по изобате 7000 м — 80 км. В нем также имеются три отдельных понижения, лежащих глубже 9000 м. Глубина южного из них достигает 10 047 м. В направлении к Новой Зеландии желоб постепенно выклинивается. По сравнению с желобом Тонга желоб Кермадек в поперечном сечении ниже глубины 6000 м имеет обратную асимметрию: крутой восточный склон и более пологий западный. На указанной глубине восточный склон сливается с ложем океана, а на западном склоне на этом уровне имеется терраса шириной до 18 км. Ниже 6000 м склоны круто падают до глубины 7—7,5 км, где они осложнены локальными уступами. Далее желоб имеет почти отвесные склоны и сужается в среднем до 9 км.

Все упомянутые морфологические черты желобов столь специфичны, что определенно обособливают эти структурные формы от всех типов геосинклинальных прогибов, описанных в литературе. В то же время нужно отметить, в особенности это показывает приведенный конкретный пример, что очень важной задачей является сравнительно-тектоническое изучение глубоководных желобов как основных структурных форм, представляющих собой современные геосинклинальные рвы и трюги. Морфология их оказывается отнюдь не простой и характеризует большую энергию протекающих здесь тектонических процессов. Крутые, а тем более отвесные, стены в желобах могут восприниматься лишь как тектонические поверхности блоковых движений весьма значительного масштаба.

Если данные о морфологии глубоководных желобов приведены Г. Б. Удинцевым (1960, 1964 и др.) и Г. Менардом (1966), то сводку об их заполнении опубликовал И. О. Мурдмаа (1971). Согласно этому автору, «в желобах господствуют обломочно-глинистые терригенные и туффитовые бескарбонатные осадки, в поверхностном слое — окисленные, ниже — восстановленные... В поясах кремненакопления обломочно-глинистые отложения сочетаются с кремнистыми; в тропических широтах на склонах желобов наблюдается фациальный переход бескарбонатных осадков в биогенные карбонатные...» (Мурдмаа, 1971, стр. 140). Терригенный и вулканокластический материал поступает в основном со стороны островных дуг; однако, как пишет И. О. Мурдмаа, присутствует и тонкая пелагическая взвесь. Осадки накапливаются в результате действия двух механизмов: пелагической седиментации и суспензионных потоков.

Отмечается, что характер разреза желобов зависит от их тектонического положения. В желобах, далеко отстоящих от материков, с редкими небольшими островами (Марианский, Яп, Палау, Тонга) осадкообразование приближается к пелагическому, причем особенно большую роль в нем играет пирокластический материал. В тех желобах, которые располагаются вблизи материков или вблизи крупных островов (Перуанско-Чилийский, Японский, Филиппинский, Новогвинейский и др.), преобладает терригенная седиментация. Суспензионные потоки, обладающие большой скоростью, вызывают образование турбидитов. В частности, нередко образуются пачки ритмичного чередования слоев с проявлением в них градационнослоистой текстуры.

Фактические данные о мощностях выполнения геосинклинальных желобов еще недостаточны. Указывается, что на дне они измеряются несколькими сотнями, иногда одной-двумя тысячами метров. Существуют желоба, где сплошного покрова осадков нет. Таков, например, Южно-Сандвичев желоб (Heezen, Johnson, 1965), где, в противоположность

Аргентинской котловине Атлантики и котловине Уэдделла, либо нет осадков, либо они маломощны. Можно предполагать, что это — следствие большой молодости формирования желоба, вообще говоря достигшего максимальной глубины 8264 м и обладающего к тому же пересеченным рельефом дна.

В то же время на отдельных участках желобов мощность отложений значительна. На востоке Алеутского желоба она достигает 2 км.

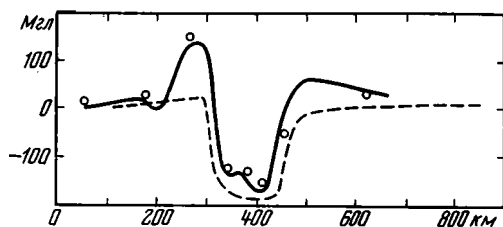


Рис. 25

Гравитационные аномалии (измеренные и рассчитанные) в Алеутском желобе вблизи о. Унимак (Worzel, 1965)

В Яванском желобе, как показал 33 рейс «Витязя», на широте Зондского пролива она составляет 3 км, причем далее на север — увеличивается. Вообще во всей этой части желоба не наблюдается классической V-образной формы его профиля именно из-за того, что он заполнен мощной толщей осадков; дно здесь представляет собой широкую, плоскую, местами слегка холмистую аккумулятивную равнину (Постельников и др., 1964).

Аналогичная ситуация имеет место в южной части Перуанско-Чилийской системы желобов, где батиметрически желоб, из-за заполнения, почти не выявляется, но точно устанавливается по геофизическим данным (Hayes, 1966). Вообще в этом желобе мощность рыхлых осадков изменчива (Живаго, 1967). В частности, близ побережья пустыни Атакама она не превышает 60 см, а местами осадки отсутствуют и на дне обнажаются миоценовые породы. Но севернее и южнее, в условиях более гумидного климата, терригенный снос резко возрастает и мощность осадков увеличивается до нескольких сотен метров, а в самых южных районах и значительно больше.

Очень большая мощность осадков (5 км) указывается геофизиками для южной части Японского желоба.

Из сказанного видно, что в тех желобах, которые примыкают к большим участкам суши, мощности рыхлых осадков достигают очень значительных величин.

П. Л. Безруков и И. О. Мурдмаа (1971) указали следующие типы кайнозойских геологических формаций, свойственные геосинклинальным желобам: терригенные, терригенно-кремнисто-туффовые, глинисто-туффовые.

Отдельные черты строения, общей тектонической обстановки и даже истории геосинклинальных желобов выясняются их геофизическими характеристиками. Основные из них следующие.

Геосинклинальные желоба характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести (редукция Фая) и представляют собой изостатически не уравновешенные структуры (рис. 25). Это вполне согласуется с их тектонической интерпретацией именно как современных геосинклинальных рвов или трогов. В желобе Пуэрто-Рико отрицательные аномалии наибольшие и достигают 380 мГл (Деменция, 1967). В то же время в желобе Кайман (Бартлетт) отмечаются высокие положительные аномалии Буге, подобные аномалиям таких рифтовых зон, как зоны Калифорнийского залива и Красного моря. Поэтому предполагается, что желоб Кайман имеет рифтовую природу. При этом отмечается, что «для того, чтобы поднятие плотного глубинного вещества мантии обусловило наблюдаемые положительные аномалии, масштабы растя-

жения рифтовых трещин должны быть порядка 40—100 км» (Деменицкая, 1967, стр. 197).

Имеется уже достаточно большое количество обобщений относительно строения земной коры в пределах геосинклинальных желобов. Установлено, что под осью желоба «мощность твердой коры обычно бывает близка полуторной мощности типичной океанической коры» (Белоусов, 1968, стр. 175—177). Иллюстрируя это, В. В. Белоусов пишет, что «В Атакамском желобе (Перуанско-Чилийский.— Ю. П.) у берегов Чили при глубине воды 6 км рыхлые осадки имеют мощность около 2 км. Под ними залегает слой приблизительно такой же мощности со скоростями 4,4—4,9 км/сек, ниже которого лежит «океанический» слой со скоростью 6,8 км/сек и мощностью около 8 км. Таким образом, раздел Мохо находится на глубине 18 км против обычной глубины 12 км в открытом океане» (там же, стр. 177).

Под океаническим склоном желоба кора имеет океанический тип строения, а под противоположным, примыкающим к континенту или островной гряде, строение коры сложное. М. С. Марков и его соавторы, рассматривая Курило-Камчатскую геосинклинальную систему, подчеркнули, что для северо-западного склона Курило-Камчатского желоба характерны узкие линейные зоны повышенной мощности коры, вытянутые по простиранию склона. При этом оказалось, что максимальные градиенты «наблюдаются в нижней части склона, где на отдельных участках мощность изменяется от 30 и более до 10 и менее километров на протяжении меньше чем 100 км» (Марков и др., 1967, стр. 148).

На рис. 26 приводится обобщенный поперечный профиль, показывающий строение Курило-Камчатского геосинклинального желоба. На этом профиле нет «гранитного» слоя. Однако авторы его (Марков и др., 1967) считают, что ниже комплекса вулканогенных пород со скоростями 5,0—5,5 км/сек могут быть обнаружены участки такого слоя. В этом отношении интересна параллель с южным склоном желоба Пуэрто-Рико, где известен слой многокилометровой мощности, имеющий скорость 5,5 км/сек и представляющий, по мнению ряда исследователей, «гранитный» слой коры. Отсюда напрашивается мысль о возможности перемещения глубинных масс в ходе активного геосинклинального процесса, сопровождавшегося значительными скоплениями пород «гранитного» слоя, с одной стороны, и рассредоточением таких скоплений, с другой.

Существенно обратить внимание на присутствие по крайней мере в ряде желобов второго, или «надбазальтового», слоя со скоростями 4,7—5,3 км/сек, мощность которого достигает иногда 2 км. Однако этот слой принадлежит несомненно основанию, на котором развился желоб, поскольку по простиранию он сливается с соответствующим океаническим слоем; этот «надбазальтовый» слой не составляет части формационного ряда геосинклинального рва как такового.

Геофизические данные, наряду с геологическими, позволили выяснить существенное для геодинамических представлений явление, которое состоит в том, что геосинклинальные желоба в ходе геологической истории могут смещаться в сторону океанского ложа. Известно несколько подобных случаев. Один из них по геофизическим данным выявлен Д. Шором (Shor, 1964), а по геологическим — Ю. М. Пушаровским (1963, 1964а) в районе юга Аляски. Здесь начиная с мезозойского времени происходило последовательное смещение в сторону ложа океана окраинных геосинклинальных прогибов, в системе которых последним звеном является Алеутский геосинклинальный желоб. Геофизические материалы (данные ГСЗ) свидетельствуют, что под осадками материкового склона в Алясском заливе лежит погребенный желоб.

Другой случай смещения предполагается к юго-востоку от Курильской островной гряды и Камчатки; о нем пишут С. М. Зверев и Л. Р. Мерклин (1966). Они считают, что наблюдаемый здесь резкий

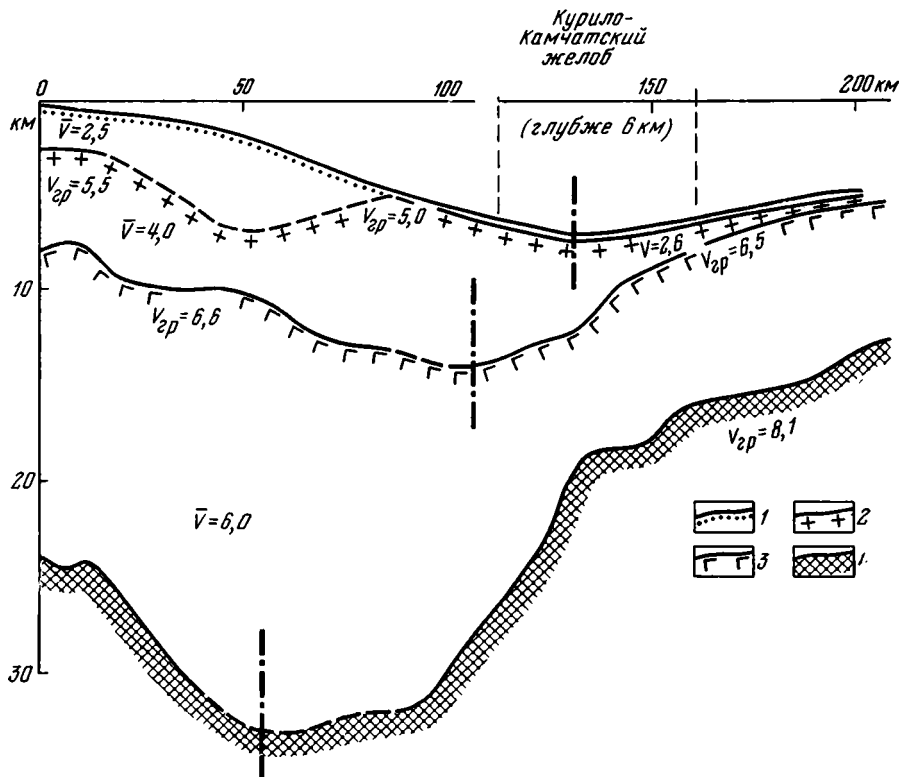


Рис. 26

Сейсмический профиль района северной части Курило-Камчатского глубоководного желоба (Марков и др., 1967)

1 — поверхность рыхлых осадков; 2 — поверхность вулканогенных пород; 3 — поверхность «базальтового слоя»; 4 — поверхность Мохоровичича; $\bar{V}$ — средняя скорость V_{2p} — граничная скорость

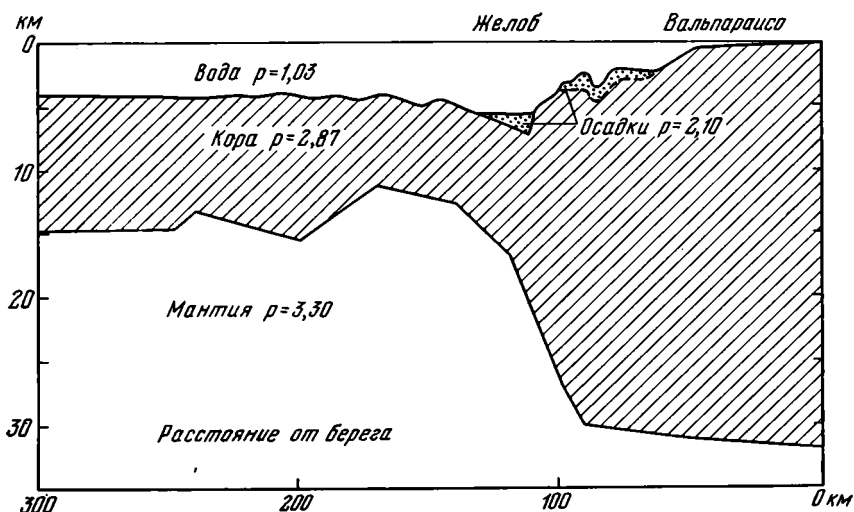


Рис. 27

Мощность земной коры в Тихом океане западнее г. Вальпараисо, Чили (Hayes, 1966)

контраст в геологическом строении склонов желоба, при сохранении сходства в строении его осевой части и океанического склона, может быть объяснен смещением желоба в сторону океана. Е. Н. Исаев (1968) к юго-востоку от северной Камчатки, где нет современного желоба, отметил зону интенсивных изостатических аномалий. Возможно, что эта зона как раз и отвечает желобу более ранней генерации.

Третий случай относится к западной приконтинентальной полосе Южно-Американского материка. Здесь, по данным Д. Хэйеса (Hayes, 1966), к западу от Центральной Колумбии и Центрального Перу на глубинах менее 1000 м выделяется пояс отрицательных аномалий силы тяжести, который коррелирует с простиранием оси прибрежной Боливарской геосинклинали, заполненной мощными кайнозойскими толщами. В этом же смысле характерен и профиль (рис. 27), приведенный в той же работе для значительно более южного района (г. Вальпараисо; примерно 34° ю. ш.).

Наконец, интересен пример, описанный к юго-востоку от дуги Рюкю (Emery a. o., 1969), где в районе Тайваня вполне отчетливо фиксируется заполненный осадками мощностью более 2 км узкий желоб с абсолютной глубиной основания свыше 6 км, образующий в современном рельефе террасу (ступень) на склоне островной гряды (рис. 28). Восточнее его следует узкое и относительно невысокое грядовое поднятие, а еще восточнее простирается современный глубоководный желоб.

Отмечается и явление иного рода. Оно касается Малоанtilьского региона. Здесь к одной и той же полосе резких отрицательных аномалий оказываются приуроченными и глубоководный желоб Пуэрто-Рико, и океаническое поднятие с о. Барбадос, и северная часть о. Тринидад, являющегося фрагментом зоны среднекайнозойской складчатости. Если предположить, что в большей, южной, части этой полосы желоб еще не развился, то тогда надо считать, что процесс образования структур в подвижных (геосинклинальных) поясах необычайно сложен.

Из структуры, характера и мощностей осадков глубоководных желобов видно, что последние представляют собой некомпенсированные геосинклинальные прогибы. В связи с этим интересно привести значение наблюдаемого в них теплового потока, которое составляет 0,8—1,0 мккал/см²/сек, т. е. оказывается очень низким. Я. Б. Смирнов (1968) подчеркивает, что лишь очень немногие типы тектонических структур (краевые прогибы, некоторые межгорные впадины) имеют столь низкие значения теплового потока. В то же время он отмечает, что в смежных

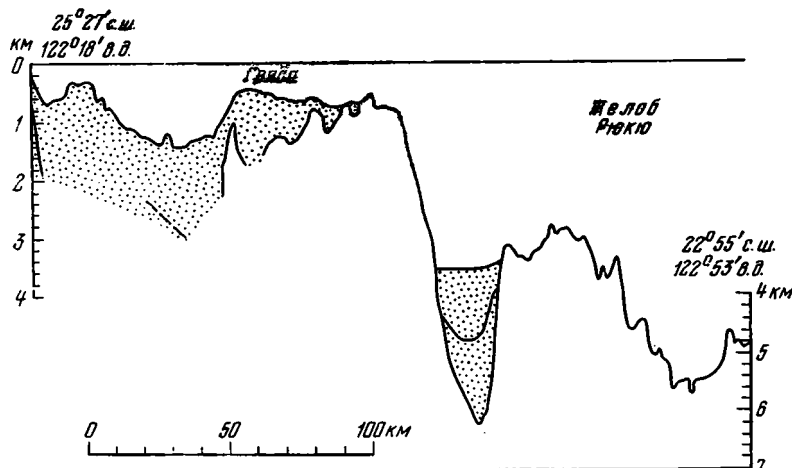


Рис. 28

Сейсмический профиль через южную часть дуги Рюкю (Emery a. o., 1969)

Крапом показаны неогеновые и современные осадки

геоантиклинальных поднятиях (островных грядах) тепловой поток в 2,5—3 раза интенсивнее.

Теперь обратим внимание на то, что отложения дна глубоководных желобов обычно не дислоцированы, а если и дислоцированы, то очень незначительно; в грядках, по крайней мере в их осевых частях, явления складчатости, безусловно, существуют. Отсюда следует заключить, что складчатость может локализоваться в очень узких и одновременно чрезвычайно протяженных зонах земной коры.

С отмеченным фактом следует сопоставить приведенные выше значения теплового потока, а также давлений и температур в основании коры современных геосинклинальных желобов. Давления здесь незначительны (Исаев, 1968) и составляют всего 2,5—3,5 кбар, против 8,5 кбар под островными грядками; под корой океанического ложа они измеряются 1,5—2,5 кбар. Температуры на границе Мохоровичича под желобами имеют также низкие значения: 200—400° С. Под островными грядками температуры в несколько раз выше — 800—1200° С. Если ориентироваться на приведенные значения давлений и температур, то нужно считать, что геодинамические процессы в коре на участках геосинклинальных желобов ослаблены, тогда как на участках островных гряд они гораздо более значительны. В связи с этим не представляется столь бесспорной приуроченность так называемого глаукофанового метаморфизма (требующего высоких давлений) к глубоководным желобам, как это представляется ряду авторов.

Геосинклинальные котловины окраинных морей

Третью крупную категорию структур современного геосинклинального пояса составляют глубоководные котловины (впадины) окраинных морей океана. Чрезвычайно широкое распространение они имеют в западной половине Тихоокеанского пояса.

Тектоническая позиция такого рода структур различна. Некоторые из них входят в единые с островными грядками и глубоководными желобами геосинклинальные системы. Такова Южно-Охотская котловина и котловины, расположенные к западу от дуг Рюкю, Марианской, Малоантильской. Все они отличаются большой вытянутостью форм и согласованностью простираения с простираанием основных структур геосинклинальных систем. Наряду с ними существует значительная группа геосинклинальных котловин, которые не обнаруживают прямой связи с развитием геосинклинальных систем гряда—желоб. Сюда относятся котловины Японского, Южно-Китайского, Кораллового морей, Южно-Фиджийская, Венесуэльская, Колумбийская, котловина Калифорнийского залива и некоторые другие. Входя в геосинклинальный пояс, они занимают в нем приматериковое положение либо примыкают к крупным островам тыловых районов кольца кайнозойских складчатых структур. Во многих случаях отчетливо выявляется их наложенный характер на структурный план более раннего времени. Имеется группа котловин, которая занимает промежуточное положение между двумя указанными группами. Это котловины морей Берингова, Банда и Соломонова, а также Юкатанская котловина в Карибском море. Наконец, обращают на себя внимание такие котловины, как Филиппинская и Нампо. Своими особенно крупными размерами и общим положением (как бы часть ложа Тихого океана) они контрастно выделяются на фоне всех прочих категорий геосинклинальных котловин.

Такое тектоническое разделение рассматриваемых структур существенно для выяснения механизма их образования, который, естественно, должен быть разным. Но прежде приведем данные о строении котловин.

Только котловины первой группы имеют в плане относительно правильную форму широких трогов, тогда как во всех остальных случаях

имеет место неправильная многоугольная форма. Троги простираются на 800—1200 км, ширина их 150—300 км; тем самым они соизмеримы с наиболее крупными прогибами геосинклинальных систем, описанными на суше. Котловины неправильной формы по площади во много раз больше. Размеры их разные: 550×650 км (котловина моря Сулавеси — одна из самых малых), 1000×1800 км (котловина Берингова моря — одна из наибольших). Гигантские котловины Филиппинская и Нампо протягиваются на расстояние значительно больше 2500 км, при ширине во много сотен километров.

Дно котловин лежит на разных глубинах. Особенно большая глубина отмечается в Филиппинской котловине — 5,5—6 км. В ряде котловин (индонезийских, меланезийских, карибских) глубины дна составляют 4,5—5 км. Существуют менее глубокие котловины. Ими являются прежде всего те, которые входят в единую тектоническую систему с островными грядами; глубины здесь 2,5—3,5 км. Во многих случаях (но не всегда) дно котловин выровнено, однако в некоторых котловинах, особенно Филиппинской, на нем распространено большое число гор и холмов.

В некоторых котловинах существуют крупные поднятия, осложняющие их строение. Например, в котловине Берингова моря имеется два значительных подводных поднятия — Ширшова и Бауэrsa. Поднятие Ширшова протяженностью около 700 км обладает германотипным строением. Над окружающим дном оно возвышается на севере на 3100 м, а на юге — на 1700 м (Гершанович, 1969). Ширина его основания на севере 150—250 км, а на юге — 40—50 км. Вершинная поверхность шириной 20—50 км на большей части поднятия сильно выположена, крутизна склонов 4—5°.

Поднятие Бауэrsa имеет примерно такую же длину, но форма его дугообразная. Рельеф здесь значительно более сложен: на склонах существуют террасы и ступени. На обоих поднятиях покров рыхлых осадков либо отсутствует, либо он очень тонкий. Очевидно, эти поднятия различны по своей тектонической природе: одно из них (Ширшова) тяготеет к материковым структурам, а другое (Бауэrsa) — к Алеутской островной дуге.

Рассмотренный пример именно и интересен сочетанием здесь различных структурных форм, а следовательно, и сложностью тектонической истории котловины. То же можно сказать и о котловине Кораллового моря, структура которой имеет вид сложной мозаики. Если ее рассматривать в целом, то выясняется, что часть котловины, сопредельная с глубоководными желобами (Новобританским, Бугенвиль, Сан-Кристоваль, Санта-Крус), отличается значительно большей структурной расчлененностью, чем другая ее часть, примыкающая к субматериковой области. Это позволяет устанавливать связи происхождения структур котловины с развитием островных гряд и глубоководных желобов.

Значительные структурные осложнения отмечаются в Северо-Фиджийской котловине, в котловине Норфолк (район Новой Зеландии), Венесуэльской и некоторых других.

И. О. Мурдмаа (1971) отметил, что по характеру отложений среди геосинклинальных котловин можно наметить последовательный ряд от «пелагических» к «терригенным» со всеми промежуточными вариантами, что определяется тектоническим положением котловин. «Современные осадки всех геосинклинальных котловин представлены преимущественно тонкозернистыми разностями — алевролитово-пелитовыми и пелитовыми илами, что объясняется малой подвижностью придонных вод, не препятствующей осаждению тонкой взвеси; на подводных возвышенностях и по периферии котловин, на склонах, наблюдается погребение осадков, обусловленное повышением гидродинамической активности» (Мурдмаа, 1971, стр. 132). На биогенную компоненту осадков оказывает влияние климат. Дополнительные осложнения в процесс осадконакопления вносят

поднятия, возвышающиеся над дном котловин (рис. 29). По классификации П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа (1971), этим структурам свойственны две категории формаций: 1) туффито-карбонатно-терригенные и 2) туффито-кремнисто-терригенные (с турбидитами).

Мощность отложений, выполняющих современные геосинклинальные котловины, также изменяется в зависимости от их тектонического положения. В общем виде можно сказать, что чем ближе котловины расположены к материковым областям, тем мощности отложений выше. Величины мощностей здесь могут достигать нескольких километров, в то время как в приокеанических районах они составляют сотни метров. В ряде котловин установлено, что по их краям мощности значительно больше, чем в центральных частях. Но так или иначе, по существу, все котловины в их геоморфологических очертаниях являются некомпенсированными тектоническими прогибами.

Наибольшие значения мощностей отмечаются в линейных котловинах, тесно связанных с островными грядами. Например, в Охотской котловине рыхлые осадки (по геофизическим данным) имеют мощность от 2 до 5,5 км, причем время их образования — неоген-четвертичный период.

Глубоководные геосинклинальные котловины, как это выяснено геофизическими исследованиями, во многих случаях не имеют в основании «гранитного» слоя (рис. 30). Кора в них тонкая (в среднем 10—15 км) и состоит либо из двух слоев — осадочного и «базальтового», либо из трех — осадочного, «надбазальтового» и «базальтового». Нередко оба типа строения коры обнаруживают в одной котловине (например, в котловинах Японского, Берингова, Карибского морей), при этом в некоторых случаях оказывается, что двухслойная структура в основном приурочена к центральной части (Японская котловина), а трехслойная — к краевым частям.

Следует констатировать, что пока еще не проводилось анализа строения коры в геосинклинальных котловинах в зависимости от тектонического положения последних. Однако ясно намечается различие в этом отношении между котловинами Южно-Охотской, Венесуэльской, Филиппинской, Банда, Калифорнийского залива, т. е. между котловинами, существенно различающимися своей структурной позицией по отношению к островным грядам, материковым окраинам и тыловым зонам кольца кайнозойских структур. Так, например, для котловин морей Банда и Филиппинской характерна кора нормального океанического типа, для глубоководной впадины Калифорнийского залива — субокеанического, а для Венесуэльской котловины — местами даже субконтинентального, поскольку в ней намечается присутствие «гранитного» слоя.

Для выводов о происхождении подобных геосинклинальных структур указанный анализ очень важен. Естественно, что вопрос о нем не мог возникнуть до тех пор, пока на периферии Тихого океана не выделялся современный геосинклинальный пояс. С выделением же этого пояса и возникла необходимость в углубленном изучении, систематике и генетическом анализе составляющих его основных структурных единиц.

Известно, что сейсмическая активность в геосинклинальных котловинах небольшая, причем гипоцентры землетрясений лежат на значительных глубинах. Однако и в этом отношении было бы весьма интересно провести сопоставление с тектонической позицией котловин в геосинклинальном поясе. Тепловой поток в котловинах выше, чем в глубоководных желобах, но несколько ниже, чем средние его значения на дне океана (Смирнов, 1968). По величине давлений на глубине 40 км установлена достаточно полная компенсация мощной толщи осадков краевых морей за счет погружения консолидированной коры (Исаев, 1968). Гравитационное поле в пределах котловин характеризуется высокими положительными аномалиями Буге — в среднем 200—250 мгл (Деменицкая, 1967).

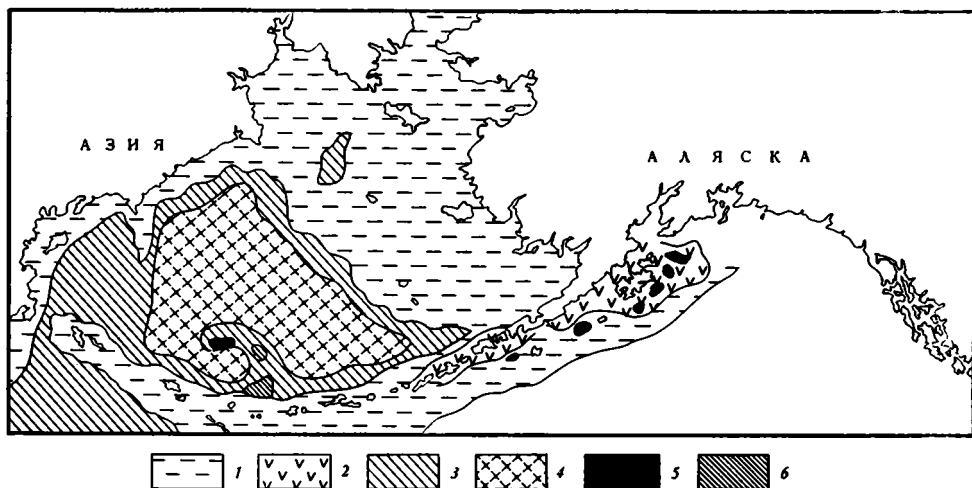


Рис. 29

Распределение типов донных отложений в Беринговом море (Гершанович, 1964)

1 — терригенные; 2 — вулканогенные; 3 — слабосилистые (кремнегубковые и диатомовые); 4 — кремнистые (диатомовые); 5 — слабоскарбонатные и карбонатные (ракушечные, фораминиферовые и др.); 6 — смешанные

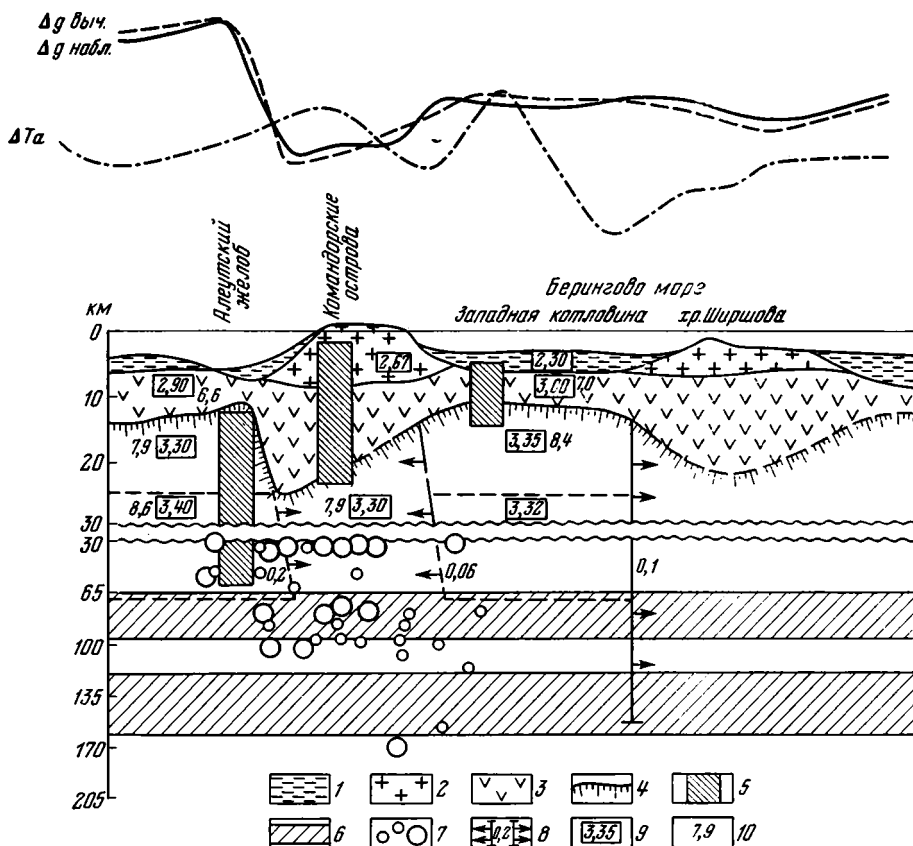


Рис. 30

Разрез коры и мантии по профилю Алеутский желоб — Командорские острова — Берингово море (Федынский и др., 1970)

1 — осадочный слой; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — граница Моховичича; 5 — магнитовозмущающие тела (поперечные размеры даны вне масштаба); 6 — астеносферные слои; 7 — гипоцентры землетрясений; 8 — разломы по гравиметрическим данным (стрелки указывают направление разуплотнения, цифры — скачок плотностей); 9 — плотности (в $г/см^3$); 10 — скорости продольных волн (в $км/сек$)

Отмеченное выше различие в тектоническом положении геосинклинальных котловин, находящихся в окраинных тихоокеанских морях, наталкивает на представление о разном механизме их образования. В этом не следует искать ничего необычного, поскольку многие сходные между собой структурные формы оказываются генетически совершенно различными (например, грабены).

Остановимся сначала на той группе котловин, которая согласованностью своего простирания и линейной формой тесно связана с системами гряды — желоб. Такие котловины в значительной мере заполнялись обломочным материалом, сносившимся с примыкавших к ним и одновременно с ними развивавшихся геосинклинальных гряд. Очевидно, что структурная пара гряды — желоб и находящаяся в тылу гряды котловина образуют единую современную геосинклинальную систему с взаимосвязанным развитием составляющих ее элементов. При этом большое прогибание основания происходило на фоне оттока и, возможно, выдавливания глубинных масс, что согласуется с общим представлением о динамичности, перераспределении таких масс в ходе активного геосинклинального процесса. Наилучшим примером в данном случае является Южно-Охотская котловина. Она естественно входит в систему Курильской островной гряды и глубоководного желоба и развивалась, как это явствует из структурных соотношений, в гармоничной связи с последними. Поперечная и также молодая по возрасту Сахалинско-Хоккайдийская система, воздымавшаяся в ранний период развития котловины, ограничивает ее с юга. Наложение котловины на часть этой системы говорит о ее развитии в настоящее время, что вполне закономерно, так как котловина входит в современный геосинклинальный пояс.

Важно добавить, что эта котловина, «четко выраженная в рельефе всех сейсмических границ раздела, ограничена, по-видимому, на западе и северо-западе зонами тектонических нарушений — глубинных разломов. Именно в указанной зоне глубинных разломов происходит выклинивание «гранитного» слоя со стороны Сахалина» (Марков и др., 1967, стр. 150). Нужно допускать, что механизм латерального перераспределения глубинных масс касается и «гранитного» слоя, о чем в свое время писал М. В. Муратов (1957).

Другой механизм образования свойствен прогибу Калифорнийского залива. Как уже отмечалось, геофизиками установлено сходство в его строении с рифтовыми зонами, образовавшимися вследствие растяжения земной коры. Механизм растяжения убедительно вырисовывается сейчас для ряда структур, в том числе для впадин Красного моря (Милановский, 1969), Лабрадорской (Kegg, 1967) и Тасманова моря. Остановимся на последнем примере, поскольку он относится к Тихоокеанскому поясу. Западным ограничением этой впадины является огромный уступ многокилометровой высоты (иногда более 4 км). Шельф здесь местами имеет ширину менее 10 км. В пределы этого шельфа легко трассируются различные материковые структурно-формационные зоны палеозойского возраста, которые и срезаются уступом. Несомненно, что это вторичный уступ, имеющий, безусловно, разломную природу. Соответственно вторичность впадины здесь несомненна, причем наиболее подходящим механизмом для ее образования, учитывая расширение впадины на юге и сужение на севере, а также общую тектоническую и вообще геологическую ситуацию, является механизм разрыва и растяжения коры с движением блоков в латеральном направлении.

О механизме растяжения при образовании впадины Калифорнийского залива четко писали многие авторы (Rusnak, Fisher, 1964).

Третий механизм — это оседание блоков земной коры, сопровождавшееся утонением или исчезновением «гранитного» слоя. Этот механизм еще недавно многие геологи считали универсальным, строя при этом гипотезы «базификации» коры. Но в действительности значение его

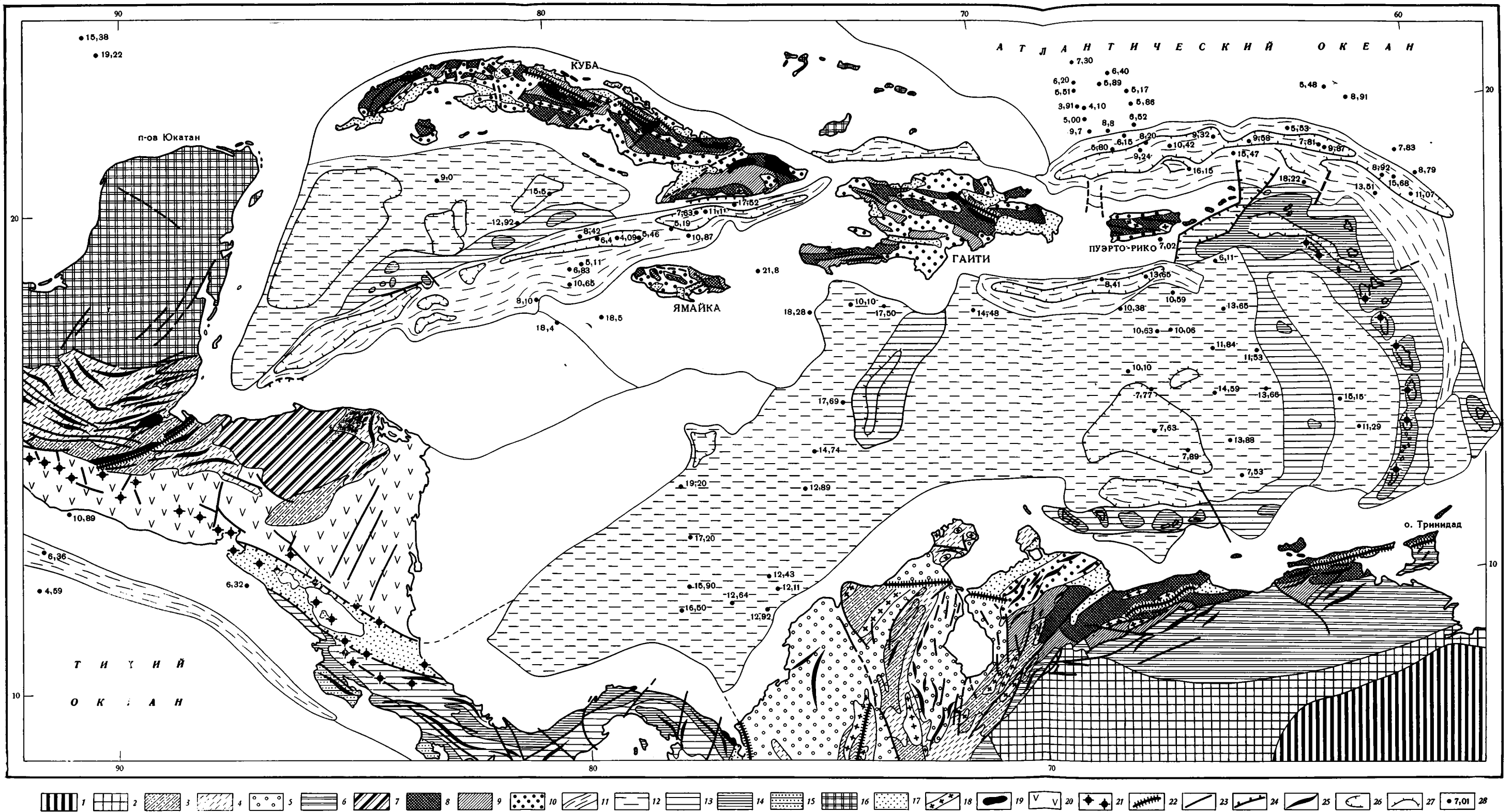


Рис. 31. Схематическая тектоническая карта Карибского региона

Древняя платформа: 1 — щит; 2 — чехол. Зоны раннекайнозойской складчатости: 3 — поднятые зоны; 4 — опущенные зоны; 5 — впадины орогенного яруса; 6 — краевые прогибы; 7 — палеозойский массив. Зоны среднекайнозойской складчатости: 8 — поднятые зоны; 9 — опущенные зоны; 10 — впадины орогенного яруса. Современные геосинклинальные зоны: 11 — глубоководные геосинклинальные желоба и трюги; 12 — глубоководные геосинклинальные котловины; 13 — островные и подводные геосинклинальные зоны (в Центральной Америке — структуры, образованные кайнозойскими породами); 14 — наиболее поднятые части островных гряд (в Центральной Америке — структуры,

образованные верхнемеловыми породами); 15 — структуры в Центральной Америке, образованные палеозойскими и мезозойскими породами. Другие обозначения: 16 — чехол эпипалеозойских плит; 17 — плиоцен-четвертичные впадины; 18 — гранитоиды; 19 — гипербазиты; 20 — кайнозойский вулканический пояс; 21 — плиоцен-четвертичные вулканические зоны; 22 — тектонические швы; 23 — разломы; 24 — сбросы; 25 — оси антиклиналей; 26 — контуры впадин; 27 — контуры поднятий; 28 — мощность земной коры (в км)

гораздо меньше. На возможность действия такого механизма указывают результаты бурения дна Мексиканского залива, где, судя по геофизическим данным, нет «гранитного» слоя, но встречена соль того же возраста, что и в прибрежной полосе (Initial Reports..., 1969).

Подобный механизм образования следует допускать для котловин Южно-Китайского моря и западной части Кораллового моря. В частности, соотношение сложной по строению котловины Кораллового моря со складчатыми зонами Новой Гвинеи и Новой Каледонии показывает, что это молодое, явно наложенное образование. Одни участки в ее основании погрузились весьма глубоко, другие — относительно немного. Отсюда и происходит мозаичная структура котловины, упомянутая нами выше. Можно сказать, что в целом это структура глыбово-складчатого характера. Проще всего ее объяснить дифференцированным движением блоков коры, сопровождавшимся изменением строения последней.

Далее надо считать, что в отдельных случаях глубокоководные геосинклинальные котловины целиком или частично представляют собой реликты относительно давно существовавшей на их месте океанической коры. На это наталкивают прежде всего геолого-геофизические данные о строении ряда участков Филиппинской и Западно-Марианской котловин. Однако это скорее не реликты структур океанского ложа, а остатки более или менее значительных впадин древних зон «перехода» между континентами и океанами. На западе Тихого океана к этому склоняет ряд моментов: наличие на севере Филиппинской котловины крупного погруженного массива Бородино, который, вероятно, является фрагментом докайнозойской структурной зоны, простиравшейся где-то в Филиппинском море, наличие мезозойских (а может быть, и более древних) геосинклинальных образований на Филиппинах; нахождение на островах Яп и Марианских (в виде включений) пород, которые указывают на возможное распространение в прошлом геосинклинальной зоны и здесь.

Аналогичное происхождение имеет, по-видимому, и котловина Берингова моря.

Показав различные условия формирования глубокоководных котловин, входящих в современный геосинклинальный пояс тихоокеанской периферии, необходимо обратить внимание на вероятное для ряда случаев совместное действие нескольких механизмов. Одним из таких примеров, как представляется, может служить котловина Японского моря, где одновременно проявлены механизмы оседания и растяжения. На роль последнего обратил внимание П. Н. Кропоткин (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Что же касается процесса оседания, то он очень ясно вырисовывается в юго-западной части котловины, где своими краями она врзается в рифейские, палеозойские и мезозойские складчатые зоны края Азии. Заметим, котловина подходит на такое близкое расстояние (десятки километров) к краю дорифейской платформы, что о ее первичном происхождении не может быть и речи. Интересно, что котловина лежит на одной линии простириания с Южно-Охотской, откуда четко выясняется ее генетическая связь с современным геосинклинальным процессом.

Сложными по условиям образования являются также котловины Карибского моря, где очень отчетливо видно наложение краев котловин на различные по характеру и возрасту тектонические образования (рис. 31). Современное структурное положение и тектонический план о. Ямайка служат хорошим указанием на разрушение некогда цельной континентальной структуры и даже на движение ее отдельных частей, происшедшие в ходе геосинклинальной регенерации (рис. 32). О наличии здесь также процесса растяжения ясно свидетельствует непрерывный переход огромного Никарагуанского грабена в Колумбийскую геосинклинальную котловину. Молодой вулканизм и ряд других признаков позволяют считать Никарагуанский грабен (а следовательно, и по край-

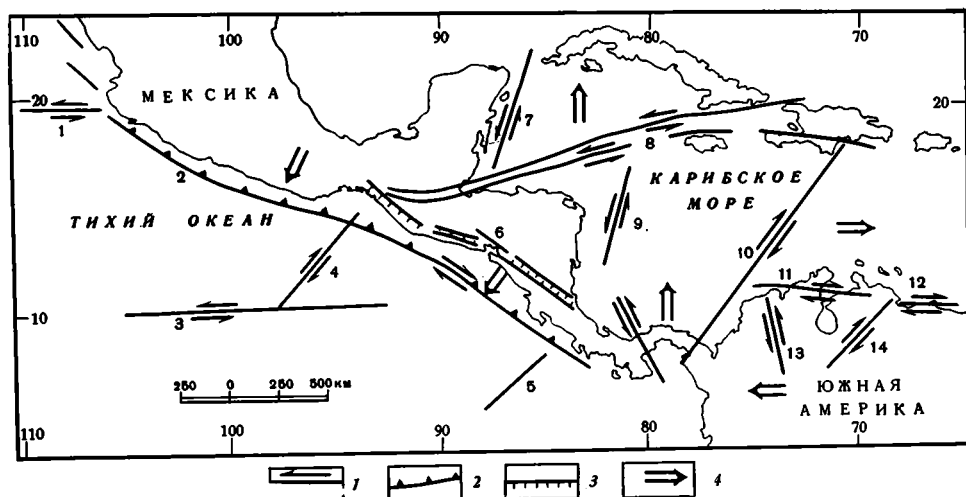


Рис. 32

Разломы Тихого океана и Карибского региона (Dengo, 1968)

1 — направления горизонтальных смещений; 2 — надвиги; 3 — сбросы с горизонтальным смещением; 4 — основные направления движений блоков коры. Цифрами на схеме обозначены разломы: 1 — Кларрион, 2 — Центрально-Американского желоба, 3 — Клиппертон, 4 — Тегуантепек, 5 — Кокосового хребта, 6 — грабена Никарагуа, 7 — Белице, 8 — желоба Бартлетт, 9 — Тальвец, 10 — Беата, 11 — Ока, 12 — Эль-Пилар, 13 — Колумбийский, 14 — Боконо

ней мере прилегающую к нему часть Колумбийской котловины) зоной плиоцен-четвертичного растяжения.

В то же время в пределах региона видно, что в результате молодого геосинклинального процесса существовавшая здесь складчатая структура оказалась сильнее всего переработанной, и ныне можно видеть лишь ее реликты. При этом значительные участки, очевидно, трансформировались в структуры дна глубоководных геосинклинальных котловин, характеризующихся пониженными мощностями коры и измененным ее строением.

Дополнительные механизмы можно допустить в какой-то мере и в отношении образования некоторых котловин, из упоминавшихся выше, в частности котловин Кораллового и Тасманова морей.

Описываемые здесь явления сложны, но и геосинклинальный процесс необычайно сложен, и теперь уже не могут удовлетворить упрощенные схемы развития этого процесса.

Массивы в современном геосинклинальном поясе

Массивами в данном случае именуются более или менее крупные блоки обычно угловатых очертаний и неправильной формы, находящиеся под водой и лишь участками выступающие в виде островов. О них известно пока мало, но очевидно, что они различны как по геологическому строению, так и по происхождению. К числу таких массивов на Тектонической карте Евразии (1966) отнесены поднятия Ямато в Японском море, Бородино и Ансон в Филиппинской котловине, Наньша в Южно-Китайском море. К той же группе принадлежат Фиджийский массив, а также, по-видимому, Западно-Меланезийское поднятие, особенно сложное по своей структуре¹. Каждый из указанных массивов занимает, по существу, особое структурное положение в современном геосинклиналь-

¹ Возможно, что кроме упомянутых, существуют и другие массивы.

ном поясе, но все они так или иначе тяготеют к глубоководным геосин-клиналильным котловинам.

Относительно массива Ямато большинство мнений склоняется к тому, что он представляет собой остаток докайнозойской или домезозойской складчатой зоны, а П. Н. Кропоткин (Кропоткин, Шахварстова, 1965) считает его даже блоком архейского фундамента, оторванным от п-ова Корея и Южного Приморья.

Этот массив простирается на расстояние более 450 км, возвышаясь на 2600 м над дном глубоководной Японской котловины, расположенной севернее. Характерны крутые склоны массива, подчеркивающие его блоковую структуру. Поверхность юго-восточного склона поднятия относительно ровная, а северо-западного — осложнена вытянутыми гребнями высотой 400—500 м. Сейсмозондирование показывает, что кора в пределах массива Ямато имеет многослойное строение. Так, под вершинной его частью ниже слоя рыхлых осадков (мощностью 1—2 км) и слоя — 4,5 км/сек лежит слой со скоростью 5,5—5,6 км/сек (мощность 2,5—3,0 км), затем следует слой со скоростью 6,2 км/сек (мощность такая же), а ниже — «базальтовый» слой (рис. 33). Надо сказать, что второй слой включается обычно в состав «гранитного», но некоторые исследователи (Ковылин, Мирлин, 1971) рассматривают его в качестве самостоятельного, состоящего из вулканогенных или вулканогенно-осадочных пород. Очевидно, ни в том, ни в другом случае структура коры не противоречит представлению о массиве как об остатке разрушенной складчатой зоны, тем более что по характеру коры он сходен с островом Хонсю¹ (рис. 34). В то же время это сходство не позволяет считать массив Ямато остатком архейского фундамента.

Относительно массива Бородино (с островами того же названия), занимающего северную часть Филиппинской котловины, столь подроб-

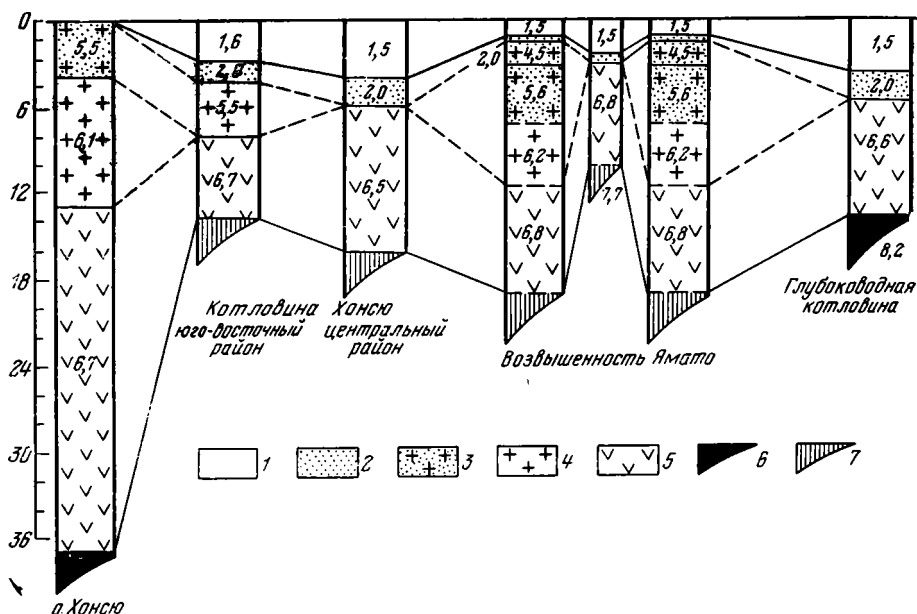


Рис. 33

Строение земной коры возвышенности Ямато и сопредельных районов (Ковылин, Мирлин, 1971)

1 — водная толща; 2 — осадочная толща; 3 — вулканогенный материал с осадками; 4 — «гранитный» слой; 5 — «базальтовый» слой; 6 — граница М (определена уверенно); 7 — граница N (определена неуверенно). Цифры — скорости продольных сейсмических волн (в км/сек)

¹ Однако различие фиксируется в мощностях слоев.

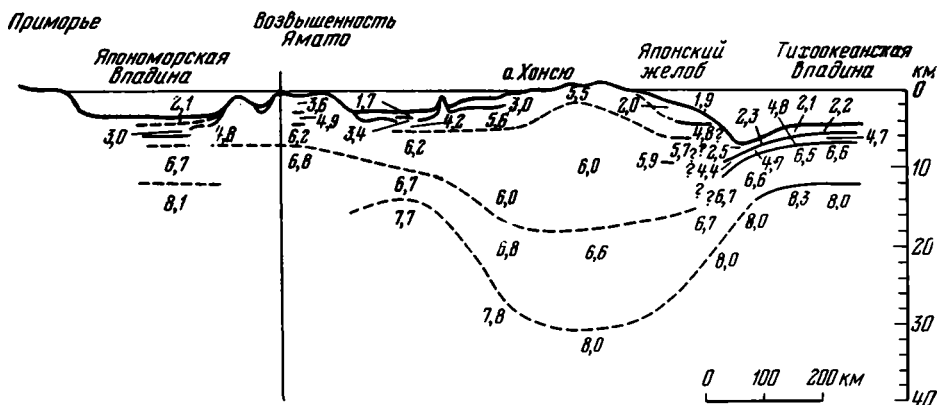


Рис. 34

Сейсмический профиль Приморье — Тихий океан (по Murauchi a. o., 1968)

ных данных нет. Можно отметить, что в плане он обладает формой треугольника со стороной около 800 км. Батиметрические исследования в этом районе показывают, что массив имеет сложную структуру, состоящую из относительно поднятых и опущенных вытянутых участков. Предполагается, что массив представляет собой фрагмент донеогеновой складчатости (Тектоника Евразии, 1966). Это позволяет сделать заключение, что Филиппинская глубоководная котловина в этом районе накладывается на донеогеновые складчатые образования. Массив значительно приподнят над дном этой котловины.

Столь же крупный по занимаемой площади массив Наньша, к которому приурочены коралловые острова, является, очевидно, лишь недавно и незначительно погруженной частью прежде единой с Калимантаном позднекайнозойской складчатой страны, аналогично тому как массив Ансон, видимо, еще совсем недавно составлял единое целое с Филиппинским архипелагом. Заметим, что глубокое понижение в морском дне, разделяющее ныне архипелаг и массив Ансон, безусловно свидетельствует о процессе новообразования Филиппинской впадины в этом районе.

Несомненно, что каждый упомянутый здесь пример дает мало данных для суждения о происхождении таких массивов, но все вместе они, как нам представляется, все же больше всего свидетельствуют об останцовом характере массивов.

Массив Фиджи можно трактовать и по-иному. Он расположен в восточной части крупной блоковой зоны (Пушаровский, Афремова, 1965), причем около половины его площади находится выше уровня моря. Размеры массива примерно 420×300 км. Наиболее крупными участками суши являются острова Вити-Леву и Вануа-Леву. Остров Вити-Леву (170×120 км) представляет собой глыбовое нагорье. В его центральной части обособляются плато с высотами 600—900 м, в некоторых местах сильно расчлененные ущельями. На севере находится горный кряж высотой 1300 м, с конусами плейстоценовых вулканов. Прибрежные пространства представляют собой террасированные аллювиальные равнины. Массив находится далеко от материка, в связи с чем он особенно интересен.

К наиболее древним образованиям (Dickinson, 1967) массива относятся сильно деформированные и метаморфизованные вулканические (преимущественно внизу разреза) и осадочные (вверху его) породы общей мощностью 10—12 км. Они формировались в морских условиях. Вулканиды представлены массивными и пузырчатыми лавами, пиллоу-лавами и пиллоу-брекчиями, туфами, вулканическими брекчиями и конгломератами, а также несортированными вулканокластическими отложениями. Среди них преобладают лавы основного и среднего состава, но

-характерны и фельзитовые лавы. Осадочные пачки сложены вулканокластическими породами. В разрезе имеются линзы известняков с фораминиферами, датирующими верхний эоцен и нижний миоцен, но не олигоцен. Что касается нижнетретичных и дотретичных образований, то они по палеонтологическим данным не устанавливаются.

Этот комплекс интродуцирован двумя комплексами магматических пород: 1) биотитсодержащими роговообманковыми тоналитами, местами переходящими в биотитовые трондьемиты (возможно, дифференциация) и роговообманковые диориты (возможно, контаминация); 2) габбро. Тоналиты обычно интродуцируют габбро.

Более молодые образования ложатся на описанный комплекс несогласно. Они состоят из морских и континентальных неметаморфизованных отложений, включающих лавы, вулканические брекчии и вулканокластические породы преимущественно андезитового состава (верхний миоцен), но более молодые вулканы характеризуются более основным и более щелочным составом. Все эти породы смяты в широкие складки, причем в разрезе имеются локальные несогласия. Четвертичный период характеризуется поднятием и расколами структуры.

В. Диккинсон (Dickinson, 1967) допускает образование Фиджийского блока в результате процесса роста континентальной коры на основе океанической. Это согласуется с удаленным положением блока относительно континента и, наоборот, близким его положением к структурам с океаническим типом коры. Таким образом, здесь возможен процесс, обратный тому, который предполагается в отношении охарактеризованных выше массивов. В то же время обращает на себя внимание широкое развитие разломов с контрастными по ним движениями, как в пределах массива, так и в этом районе вообще. Поэтому можно считать, что Фиджийский массив в целом в его современном виде является новообразованной структурой, в основе которой находится остаток какой-то более ранней геосинклинальной зоны, также принадлежавшей зоне раздела океанского ложа и материка, и где по крайней мере в начале кайнозоя происходило образование континентальной коры. Разрушилась же эта зона в ходе позднекайнозойского геосинклинального процесса.

Сказанное скорее всего относится и к Западно-Меланезийскому массиву, но геология его совсем неизвестна¹.

Все данные о массивах, которые выше были приведены, так или иначе свидетельствуют о динамичности геосинклинальных процессов, протекавших в кайнозое и протекающих ныне на периферии ложа Тихого океана.

Краевые складчатые зоны

На краях современного геосинклинального пояса местами выделяют складчатые зоны, которые по отношению к другим входящим в него зонам играют роль окраинных, или краевых, поднятий. Эти зоны тяготеют к материкам или крупным островам и отличаются высокой тектонической подвижностью, развитием позднекайнозойских геосинклинальных складчатых формаций, тесными структурными связями с обширными по площади современными геосинклинальными районами, в ряде случаев очень интенсивными вулканическими и сейсмическими процессами. К их числу принадлежат Восточная Камчатка, большая часть Японских островов, Северный Калимантан, северная часть Новой Гвинеи, значительный участок Аляскинского полуострова, район Панамского перешейка; вероятно, существуют и другие подобные зоны.

Геологическая история и структура зон различны. Восточную Камчатку, Северный Калимантан, северную часть Новой Гвинеи и район

¹ Что касается морфологических черт, то они характеризовались нами раньше (Пущаровский, Афремова, 1965).

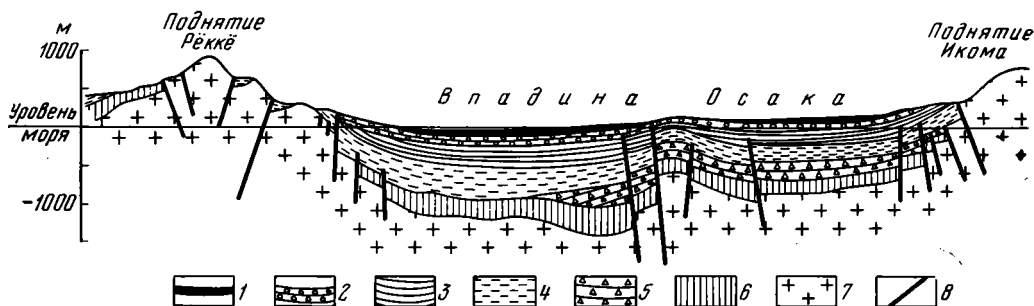


Рис. 37

Разрез через впадину Осака (Ikebe, Huzita, 1966)

1 — аллювий; 2 — верхний плейстоцен; 3 — средний плейстоцен (верхняя часть серии Осака); 4 — нижний плейстоцен — верхний плиоцен (нижняя часть серии Осака); 5 — нижний плиоцен — верхний миоцен; 6 — средний миоцен; 7 — гранитное основание; 8 — разломы

структурный план Камчатки. По восточному побережью видно, что некоторые молодые структурные формы обрываются разломами, т. е. имеет место динамический тектонический процесс. Нельзя предсказать, как этот процесс будет развиваться в дальнейшем.

Достаточно полно освещены позднекайнозойские и современные тектонические движения на Японских островах. Они привели к образованию высоко поднятых гор, в том числе и Японских Альп (горы осевой зоны о. Хонсю), высоко расположенных выровненных поверхностей (иногда на высоте 1000 м), местами широких складок, глубоких впадин, в которых накопились мощные толщи плиоцен-четвертичных отложений, береговых террас, среди которых наиболее высокие превышают 300 м, подводных террас и затопленных морем долин и т. п.

Движения соответствующего времени Н. Икебе в 1956 г. назвал движениями Рёккё по наименованию горы Рёккё, находящейся в Центральной Японии (район Кинки) на краю впадины Осака (рис. 37). Эта гора, высшая точка которой 932,1 м, имеет плоскую верхнюю часть; на склонах ее закартировано множество разломов. Образование этого тектонического поднятия происходило одновременно с формированием соседней впадины Осака, где отлагалась толща Осака (плиоплейстоцен, ранний — средний плейстоцен) мощностью более 600 м (Ikebe, Huzita, 1966)¹. К. Хуцита (Huzita, 1967) отмечает амплитуду движений здесь более 1000 м. Слои во впадине залегают спокойно, но у разломов деформации могут быть значительными.

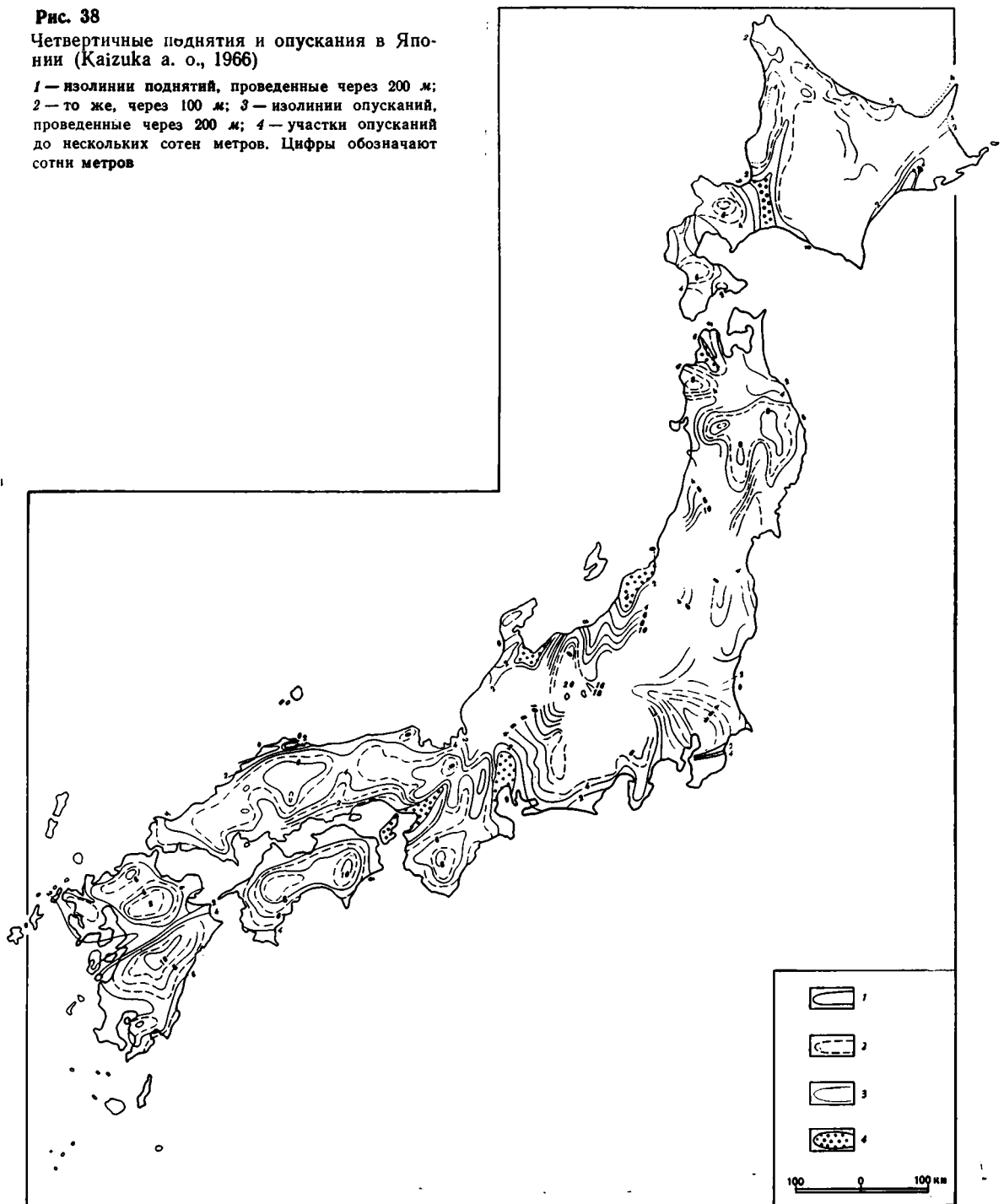
Другой пример большого прогибания в плейстоцене представляет впадина Канто, находящаяся в районе Токийского залива. Нижние горизонты отложений нижнего плейстоцена лежат здесь на глубинах — 1000, — 1200 м (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Хорошо известны значительные современные движения в Японии, установленные по данным повторных нивелировок. П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1965) приводят карту, характеризующую перемещения поверхности земли на Японских островах в течение последних 50—60 лет. На ней видно, что поднятия и, особенно, опускания могут достигать местами 40 и даже 60 см. Вообще скорости движений на Японских островах, по всем существующим данным, местами могут быть очень значительными. О них можно судить по карте четвертичных поднятий и опусканий в Японии, данной в изолиниях, проведенных через 100 м (Kaizuka a. o., 1966). Изолинии могут достигать значений 1000 м и более (рис. 38).

¹ В составе пород участвуют гравий, пески, глина и некоторое количество туфов.

Рис. 38

Четвертичные поднятия и опускания в Японии (Kaizuka а. о., 1966)

1 — изолинии поднятий, проведенные через 200 м; 2 — то же, через 100 м; 3 — изолинии опусканий, проведенные через 200 м; 4 — участки опусканий до нескольких сотен метров. Цифры обозначают сотни метров



Для молодых структурных форм Японских островов характерна в целом меридиональная ориентировка, секущая все более ранние тектонические планы, что было четко подчеркнуто В. И. Тихоновым (1964). Им было отмечено, что для структурного плана четвертичного времени этого района характерна тесная взаимосвязь прогибов и поднятий с развитием крупных разрывных дислокаций, которые, очевидно, в основном и предопределяют особенности этого плана. При этом тектонические процессы отличаются большой контрастностью, хотя и протекают неравномерно. В целом этот план согласуется с направлением оси Японского глубоководного желоба и простираемостью вулканических зон, что очень важно для восприятия всей этой структурной области как единой тектонической системы. Этим она сходна с Восточной Камчаткой, о которой говорилось выше.

Касаясь структуры Японии и прилегающей с востока зоны, В. И. Тихонов писал, что «морфология наземного и подводного рельефа... его огромный размах, интенсивно проявляющие себя крупные зоны разломов, высокая сейсмоактивность и напряженный вулканизм данного района Тихоокеанского тектонического пояса позволяют полагать, что здесь происходит заложение новой геосинклинальной системы, находящейся на начальных этапах своего развития» (1964, стр. 45—46). Именно так следует понимать характеризуемую здесь краевую складчатую зону и именно это позволило нам указать выше, что в пределах Японских островов в новейшее геологическое время не происходило приращения материковой коры, а имела место перестройка структурного плана в соответствии с развитием тектонических структур в современном геосинклинальном поясе.

Краевые складчатые зоны Северного Калимантана и северной части Новой Гвинеи тектонически своеобразны. В обоих случаях от тыловых структур кайнозойского кольца они отделены поясами гипербазитов, отражающими крупнейшие шовные зоны. Что касается северной части Новой Гвинеи — района Папуа, то здесь (Davies, 1968) устанавливается следующая последовательность геологических комплексов: ультраосновные породы (перидотиты, дуниты, пироксениты), основные породы (габбро, нориты), базальты и пиллоу-лавы мелового или преимущественно мелового возраста и, наконец, несогласно лежащие миоценовые базальты и известняки. По Г. Дэвису, вся эта толща вдоль шовной зоны¹ надвинута на сиалическую кору южной части района Папуа (надвиг с севера на юг). Интересно, что местами нижние комплексы прорваны диоритами (55 ± 2 млн. лет; К-Аг метод). Поверх всех комплексов залегают плиоценовые, плейстоценовые и современные вулканы (базальты, андезиты, дациты, риолиты). В некоторых местах они переслаиваются со слабоскладчатыми обломочными отложениями плейстоцена.

Ультраосновные породы понимаются в этом разрезе (Davies, 1968; Пейве, 1969) как породы верхней мантии, а вышележащие образования — как океаническая кора. Следовательно, об этом районе можно сказать, что он, как и Восточная Камчатка, наращивает континентальный блок. В настоящее время район характеризуется весьма активным проявлением молодых движений и молодым вулканизмом.

Принципиально такие же выводы можно сделать и из тектонического анализа запада северной части Новой Гвинеи (Hermes, 1968). Древнейшими породами здесь являются ультрабазиты и регионально метаморфизованные породы, которые от более молодых образований повсюду отделены тектонически. Последние представлены продуктами основных и промежуточных излияний, с частыми прослоями радиоларитов и пелогических известняков в нижней части и мелководных известняков в верхней. Возраст этой толщи поздний мел — ранний олигоцен; ее мощ-

¹ Длина шовной зоны здесь 400 км, а ширина 40 км.

ность несколько тысяч метров. Толща сильно смята и перекрыта кластическими породами мощностью 4000—7000 м, охватывающими интервал времени от позднего олигомиоцена до современного периода. Основная часть этих пород представлена относительно глубоководными турбидитами, но в верхах разреза иногда появляются паралические фации.

Сходную историю имеет и Северный Калимантан. К сожалению, по этому району в нашем распоряжении есть материалы, опубликованные (Proceedings of the British Borneo Geol. Conf., 1961), когда представления о приокеанических геосинклиналях еще не определились. Но и по этим материалам можно сказать, что в позднемиоценовое и в значительной части палеогеновое (до позднего эоцена) время здесь поверх симатической коры формировался глубоководный комплекс, получивший название «кремнисто-спилитовой формации». Помимо него, в районе распространены ультрабазиты и основные интрузии. Комплекс перекрыт мощными, несогласно лежащими миоценовыми отложениями терригенного состава¹.

Для упомянутой «кремнисто-спилитовой формации» очень характерны сильная тектоническая нарушенность и распространение тектонитов. Охарактеризованная структурная зона от остальной части Северного Калимантана отделена тектоническим швом.

Приведенных примеров достаточно, чтобы показать сущность и методический подход к изучению краевых складчатых зон современного геосинклинального кольца.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Из предшествующего описания следует, что Тихоокеанское кольцо (или пояс) современных геосинклиналей вырисовывается в конечном счете по расположению геосинклинальных желобов и геодантиклинальных гряд. Именно они определяют структурный облик этого кольца. Если рассматривать план распределения желобов и гряд в пределах кольца, то он окажется очень неоднородным. Прежде всего, как это часто отмечается, бросается в глаза различие в строении западной половины кольца, где комплексы упомянутых структур богато проявлены, и восточной, где такие комплексы в ясном виде представлены только в двух районах — Карибском и Южно-Сандвичевом. Соответственно и ширина кольца на западе в целом значительно больше, чем на востоке. Сколько-нибудь убедительного генетического объяснения такой асимметрии в литературе пока нет. Чаще ее связывают с явлениями мобилизма, но связи эти неясны; может быть, окажется, что к этому причастно вращение Земли.

Помимо самого крупного и общего отличия, в тектонике современного геосинклинального кольца наблюдаются структурные отличия более частного порядка. Последние весьма существенны потому, что именно по ним производится обособление основных естественных тектонических районов, в которых структурные элементы по условиям образования и развития наиболее тесно связаны между собой. Решающим при этом является пространственное положение структурных элементов.

Если следовать по кольцу с севера на юг против часовой стрелки, то в нем можно выделить следующие районы: 1) Алеутский (желоб, дуга, геосинклинальная котловина Берингова моря); 2) Курило-Камчатский (желоб, дуга, Южно-Охотская геосинклинальная котловина, Восточно-Камчатская краевая складчатая зона²); 3) Японский (желоба, дуга Рю-

¹ Отложения верхнего миоцена на нижнемиоценовых также лежат несогласно.

² В последнее время некоторые авторы (Беляевский, Родников, 1971) между поднятием Малой Курильской дуги и океанским краем Курильского глубоководного желоба выделяют глубокий прогиб, называемый Внешнекурильским. По сейсмическим данным, он выполнен мало уплотненными осадочными толщами, достигающими мощности 6—7 км. Пока остается неясным, сколь характерны такие структуры для других островных дуг.

кю, геосинклинальные котловины, массив Ямато, краевая складчатая зона); три огромных по площади и очень сложных по структуре района — 4) Филиппинского моря, 5) Индонезийский и 6) Меланезийский (к северу и востоку от Австралии); 7) Южно-Сандвичев; 8) Предандийский; 9) Галапагосский; 10) Карибский и 11) Калифорнийско-Центрально-Американский. Рассматривая положение Филиппинского, Индонезийского, Меланезийского и Карибского районов, можно заметить, что наибольшего размаха современный геосинклинальный процесс достигает в межматериковых пространствах и там, где древние материковые платформы играют в структуре земной коры небольшую роль.

При характеристике типов структур современных геосинклинальных зон выше уже обращалось внимание на особенности условий их образования. Однако сейчас следует подчеркнуть, что почти всегда современные геосинклинальные зоны пространственно примыкают лишь к кайнозойским складчатым образованиям, выясняя тем самым общую направленность хода геосинклинального процесса в кайнозое. Действительно, на востоке Азии и в Новогвинейско-Новозеландском районе они примыкают к областям позднекайнозойской складчатости (западные районы Камчатки, Японии, Тайваня, Индонезии, Новая Гвинея, Новая Каледония, Новая Зеландия). На западе Южной Америки их обрамлением является Андийская раннекайнозойская складчатая зона. В Карибском районе они сопрягаются со структурами среднекайнозойского возраста.

Сказанное дает основание при более широком тектоническом районировании выделять Тихоокеанское кайнозойское тектоническое кольцо (Пушаровский, 1964а), а в нем — тыловые (складчатые) и фронтальные (современные геосинклинальные) зоны. Намечается четыре основных сектора этого кольца: Азиатско-Аляскинский, Новогвинейско-Новозеландский, Андийско-Антарктический и Калифорнийский. При такой структурной группировке более ясным представляется место в тектоническом плане, например, Перуанско-Чилийской системы геосинклинальных желобов или впадины Калифорнийского залива. Их необходимо трактовать как более или менее развитые фронтальные зоны соответствующих секторов кайнозойского тектонического пояса.

Общей особенностью современного геосинклинального кольца является существовавшая в нем в позднем кайнозое и существующая сейчас высокая тектоническая подвижность, обуславливающая интенсивный процесс структурообразования. По существу, весь наблюдаемый ныне облик этого кольца создан позднекайнозойскими и современными движениями. Они охватили и прилегающие складчатые зоны, где возникли новые, часто очень крупные по размерам и разнообразные по характеру тектонические структуры — поднятия, впадины, разломы и др.

В следующих главах еще будут затронуты разные аспекты строения и истории геологического развития современных геосинклинальных зон.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ
ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Анализ современных данных о геосинклиналях позволяет значительно определеннее, чем прежде, выделить среди них по условиям заложения две категории — континентальные и океанические. Каждая из этих категорий, в свою очередь, состоит из разнохарактерных тектонических образований. Однако прежде чем рассматривать все это, следует пояснить, какой смысл вообще вкладывается в данной книге в понятие «геосинклиналь».

Имеющиеся фактические геологические данные, в том числе по строению Тихоокеанской области, позволяют при тектоническом районировании обособлять разнообразные складчатые зоны, обычно линейного, значительно реже — мозаичного характера, отличавшиеся в истории своего развития большой подвижностью. Таким зонам обычно свойственно дифференцированное строение — сочетание в основном линейных и длительно развивавшихся прогибов и поднятий, история развития которых устанавливается по изменению мощностей и фаций отложений, а также по особенностям геологических формаций. Эти изменения часто резкие, контрастные; нередко они приурочены к большим разломам. Подвижность таких зон зафиксирована, кроме того, в магматических и вулканических проявлениях, сгруппированных в зоны линейной ориентировки и достигающих часто большого масштаба. Конечная эпоха тектонического развития подобных зон характеризуется интенсивным складкообразованием, общим их поднятием, формированием поверх складчатой структуры наложенных впадин, заполненных молассами, а также часто наблюдаемым развитием на краю зон специфических структур типа краевых прогибов (см. гл. V).

Именно такие длительно динамичные, обычно поясового характера тектонические зоны земной коры нами и понимаются как геосинклинальные¹. Из сказанного видно, что эти зоны устанавливаются эмпирически, при тектоническом районировании земной поверхности. Они противопоставляются, с одной стороны, платформам, а с другой — талассогенам и подвижным океаническим поясам (см. гл. XII). Геосинклинальное развитие начинается там, где локализован контрастный тектонический рельеф, обусловленный зональным проявлением крупных тектонических движений.

На современном уровне тектонических знаний известны многие существенные черты геосинклинального процесса. Исследования пошли уже в направлении поиска различий в характере геосинклинального развития рифей, раннего палеозоя, позднего палеозоя, мезозоя и т. д., т. е. по пути выяснения закономерностей эволюции этого процесса в течение послед-

¹ Мозаичные по структуре геосинклинали встречаются редко, но они существуют. Автор (1964в) отметил мозаичный характер строения значительной части Индонезии, а Л. П. Зоненшайн (1967) выделил в качестве таковой Хангай-Хэнтэйскую зону в Монголии.

них 1,5 млрд. лет. Такие исследования не только естественны (поскольку любой природный процесс с целью его познания следует рассматривать в развитии), но и весьма перспективны для теоретической тектоники, так как речь идет о раскрытии сущности природного явления первостепенной важности. Пока что наиболее оформленный вид соответствующие идеи получили в книге «Тектоника Евразии» (1966), где вслед за первой работой подобного типа, написанной Н. П. Херасковым (1964), рассмотрены качественные отличия геосинклинального развития разного времени, начиная с рифея. Однако при всех таких различиях общая характеристика геосинклиналей, данная выше, остается постоянной. Каждый раз мы имеем дело с вполне очерченными в пространстве, обычно поясовыми подвижными тектоническими зонами со всеми основными признаками именно геосинклинального развития.

У ряда геологов существует убеждение, что аналогичный геосинклинальный процесс имел место на Земле и до неогена, причем чуть ли не в течение всей истории развития земной коры. В конечном счете такой взгляд сводится к признанию существования на Земле в далеком геологическом прошлом некоей пангеосинклинали. Автору такие представления кажутся очень спорными, поскольку они не отражают эволюции структурных качеств земной коры на том огромном промежутке времени, в течение которого она существует. Более перспективными представляются идеи об особом характере тектонического развития земной коры в раннем докембрии, хотя необходимо признать, что данных о сущности этого развития еще чрезвычайно мало.

В связи с этим автору кажется весьма справедливой попытка Е. В. Павловского и М. С. Маркова (1964) выделять особые категории структур земной коры, свойственные ранним этапам ее развития. Речь может идти о том, насколько полно отмечена специфика тектонических условий докембрия и насколько верна предложенная схема развития, но само противопоставление качественно разных эпох развития земной коры представляется бесспорным. Это тем более так, что первичная «безгранитная» кора, покрывавшая всю Землю и отличавшаяся неустойчивым тектоническим режимом¹, уже только из-за своей формы не допускает приравнивания ее к поясовым геосинклиналям неогена. Необходимо отыскивать для древнейших эпох особые формулы, помогающие видеть историчность процесса развития земной коры². Таким образом, нет оснований говорить о геосинклинальном режиме для архея, и, следовательно, геосинклинали представляют собой явление историческое, свойственное последней крупной стадии развития земной коры, охватывающей примерно 1,5 млрд. лет — геосинклинальной стадии.

В книге Ю. А. Косыгина (1969) можно прочесть следующие строки: «Еще А. А. Борисяк в своей „Теории геосинклиналей“ (1924) писал, что в докембрии не было ни щитов, ни пластических областей и что вся толща континентального слоя собиралась в складки. Сейчас мы можем эти высказывания А. А. Борисяка отнести к раннему докембрию — ар-

¹ Впрочем, все это нужно доказывать.

² Нужно сказать, что палеотектонические реконструкции очень трудны из-за деструктивных процессов, вызывающих ломку сформировавшихся структур. Такие процессы доказываются тем, что разновозрастные тектонические комплексы, как дорифейские, так и более поздние, в пространстве могут срезать друг друга. Отсюда ясно, что процесс развития земной коры нужно понимать не как прямолинейный, а как очень сложный. Например, в неогене наращивали свою площадь лишь два континента: Евразия и Северная Америка. Что же касается остальных континентов, то там известны следы их разрастания, но одновременно существуют и признаки деструкции. Можно считать правилом, что непосредственное соседство древних платформ с океаническими плитами является свидетельством вторичности тектонических соотношений между ними. Это могло получиться лишь в результате деструкции каких-то ранее существовавших континентальных площадей. Все сказанное затрудняет расшифровку истории земной коры, особенно ее древних этапов.

хею, так как знаем, что уже в протерозое отчетливо различаются платформенные и геосинклинальные области. Тектонический режим в архейской эре был действительно особенным. Считать его геосинклинальным в том смысле, который установился в отношении последокембрийских геосинклинальных областей, можно лишь с оговорками» (стр. 400). По существу, в приведенной цитате высказана та же мысль, что и у нас, но только в более осторожной форме.

Отчасти взгляды автора совпадают с представлениями М. В. Муратова (1970). Он выделяет три категории так называемых геосинклинальных систем — протогеосинклинали, системы типа карелид и рифейские геосинклинальные системы. Каждая из них отвечает крупнейшему этапу — мегастадии развития всей земной коры. «Первые были связаны с образованием основания протоплатформ и развивались еще на земной коре совершенно своеобразного раннего типа. Вторые — карелиды — возникли на гранитизированном основании за счет его раскалывания и разрыва и были связаны с созданием остовов фундамента древних платформ. Третьи — рифейские системы — возникли в связи с образованием совершенно новых структур земной коры — геосинклинальных поясов, разделивших древние платформы, явившихся затем ареной длительных процессов геосинклинального развития в течение всей рифейской эры и протекавших в значительной мере на океанической земной коре» (Муратов, 1970, стр. 70). Но далее М. В. Муратов заключает, что развитие рифеид привело к образованию молодых платформ, ставших фундаментом фанерозойских геосинклинальных систем. Однако материал по тектонике Тихоокеанского пояса убеждает, что как рифейские, так и более молодые геосинклинальные системы находятся в одном генетическом ряду, принадлежат к одной мегастадии развития земной коры. Разумеется, это ни в какой мере не препятствует анализу качественных особенностей разновозрастных геосинклинальных систем, развивавшихся в течение этой последней мегастадии (в том числе и рифейских).

Нужно, конечно, оговориться и в отношении того, что (как считает М. В. Муратов) рифейские геосинклинальные пояса, как новообразования, разделили древние платформы. По крайней мере к Тихоокеанскому поясу, развивавшемуся между древними платформами и ложем океана, это не относится.

Итак, прежде чем типизировать геосинклинали, необходимо уметь их выделять в природе. Представляется, что совокупности приведенных данных для этой цели достаточно.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Заложение геосинклиналей на коре континентального типа выяснено вполне определенно.

Первую группу геосинклиналей подобного рода составляют миеосинклинали, заложившиеся поверх платформенных структур. Такое явление существует на востоке Сибирской платформы, где платформенные структуры залегают в основании Верхоянской складчатой зоны. Оно весьма отчетливо выражено также на западе и севере Северо-Американской платформы, где миеосинклинальные комплексы перекрывают формации и структуры склонов Канадского щита. Такие же соотношения имеются и на востоке Австралии, где древняя платформа перекрыта Аделаидской миеосинклиналью. Вообще известно довольно большое количество подобных случаев, и поэтому это явление нужно понимать как широко распространенное.

Другим часто встречающимся явлением следует считать регенерацию геосинклинального режима поверх складчатых областей более древнего возраста. В Тихоокеанском тектоническом поясе примером такого рода являются Чилийские и Перуанские Анды, где в мезозое геосинклиналь-

ный режим регенерировался поверх завершенной по развитию позднепалеозойской складчатой структуры. Наличие верхнепалеозойских гранитоидов в Андах, а также молассовых впадин орогенного яруса варисцид (Кропоткин, Шахварстова, 1965) свидетельствует о том, что земная кора имела здесь, перед формированием новой геосинклинали, континентальное строение.

Среднепалеозойская и верхнепалеозойская миогеосинклинали Восточной Австралии также представляют пример геосинклиналей, развившихся на континентальной коре поверх более древних складчатых зон в результате регенерации геосинклинального режима. В первом случае основанием геосинклинали служил позднедокембрийский складчатый комплекс, а во втором — среднепалеозойский.

Третью группу геосинклиналей, заложившихся на континентальной коре, представляют геосинклинали, возникшие на структурах типа подвижной платформы (Пушаровский, 19606). Наиболее определенно такие соотношения устанавливаются на Северо-Востоке СССР. Вся история развития подвижной платформы свидетельствует о существовании здесь континентальной коры. На ней сформировались в дальнейшем многие структурные зоны, относящиеся к Верхояно-Чукотской геосинклинальной области.

Сходные случаи можно найти также в ряде других районов, в особенности в пределах Восточной Арктики.

Сравнение разных категорий континентальных геосинклиналей (из которых отмечены не все) показывает, что они различаются между собой. Андийские геосинклинали, например, резко отличаются проявлением вулканизма, а геосинклинали Верхояно-Чукотской области — огромным развитием гранитоидного магматизма. Следовательно, в общем виде можно сказать, что свойства континентальных геосинклиналей зависят от того, на каком основании они образовались.

Не следует думать, что однажды сформировавшаяся континентальная кора с определенным соотношением слоев не может в дальнейшем перестроиться. Андийские геосинклинали, заложившиеся с большой перестройкой предшествующего структурного плана, дают основание для предположения о вероятном видоизменении строения коры, что вполне естественно для тектонически динамичных зон. Видоизменение возможно и, как представляется автору, даже неизбежно и в других случаях, о которых говорилось выше. Таким образом, в принципе на континентах могут образовываться не только миогеосинклинали, но и геосинклинали с мощным развитием вулканизма. Однако последние, судя по андийским геосинклиналям, специфичны (много наземных вулканитов, нет кремнистых толщ). Но сейчас этот вопрос скорее ставится, нежели как-либо решается.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

До последнего периода не было доказательств зарождения геосинклиналей на океанической коре¹, хотя такой процесс, особенно по отношению к геосинклиналям с офиолитами, нередко предполагался. Состояние вопроса ясно обрисовал в своей книге Ж. Обуэн (1967, стр. 68): «Вопрос о том, имеет ли эвгеосинклинальный прогиб симатическое подложье, не вполне ясен, хотя невольно напрашивается положительный ответ, тем более что этот прогиб является областью офиолитовых излияний». Однако, «несмотря на соблазнительность предположения, что эвгеосинклинальный прогиб может иметь симатическое подложье, следует помнить, что каких-либо достоверных доказательств этого пока еще нет» (там же).

¹ Имеются в виду древние геосинклинали.

Сейчас положение изменилось. Уже в ряде публикаций показано существование геосинклинальных зон, возникших на коре океанического типа, и это обосновывается с той же (а не меньшей) доказательностью, как и другие геологические представления, пользующиеся широким признанием. Перейдем к рассмотрению ряда примеров.

Первую группу океанических геосинклиналей представляют талассогеосинклинали Н. А. Богданова, описание которых им впервые было дано в 1965 г., а разносторонний анализ выполнен в ряде более поздних работ (Н. Богданов, 1966, 1969, 1970).

В эту группу входят верхнепалеозойско-мезозойские либо мезозойские геосинклинали юго-востока Корякского нагорья, Восточного Сахалина, о. Хоккайдо, ряда островов Филиппин, севера Новой Гвинеи, востока Новой Каледонии, восточной половины Новой Зеландии, Береговых хребтов Калифорнии, Панамского района, а также, очевидно, юга Аляскинского полуострова и востока Камчатки (рис. 39).

Чем же характеризуются талассогеосинклинали?

Первым их отличительным признаком является геологический разрез, формационный состав. Всем им свойственно распространение глубоководных кремнисто-граувакковых образований типа францисканской формации (Н. Богданов, 1969). Эта формация повсеместно достигает большой мощности, но особенно поразительна ее мощность в Калифорнии, где за период времени, отвечающий поздней юре — началу позднего мела, сформировалась толща отложений мощностью около 15 км¹. Разрез этой формации состоит в основном из осадочных пород, среди которых главная роль принадлежит массивным и слоистым граувакковым песчаникам. Последние переслаиваются с алевролитами и глинистыми сланцами. В состав формаций входят также вулканогенные образования, представленные лавами и пирокластами основных пород (спилитов), мощность которых может изменяться от нескольких метров до сотен метров. В парагенез пород входят также мраморизованные известняки, яшмы и кремнистые сланцы. Вверх по разрезу францисканская формация сменяется флишевой.

Францисканская формация в Береговых хребтах Калифорнии и на Новой Зеландии, как считают, лежит непосредственно на «базальтовом» слое. Однако в некоторых других талассогеосинклиналях ниже по разрезу развиты иные комплексы. Так, на Сахалине под кремнисто-граувакковой формацией лежит толща спилитовых лав, содержащих прослой глинистых сланцев и яшм, а ниже залегает еще одна толща, состоящая из различных сланцев (рис. 40). Таким образом, талассогеосинклинали по формационному сложению неоднотипны, что позволяет выявлять среди них отдельные разновидности.

Другой особенностью талассогеосинклиналей является широкое развитие в них ультраосновных пород (перидотитов, дунитов, серпентинитов). «Серпентинизированные гипербазиты обычно встречаются в основании надвиговых чешуй. В целом интрузии ультраосновного состава представляют около 95% всех магматических образований. Значительно реже среди изверженных пород талассогеосинклиналей встречаются габбро, диориты и диабазы, а также гранитоиды» (Н. Богданов, 1969, стр. 14).

Кроме сказанного, намечается отличие талассогеосинклиналей по характеру метаморфизма.

В том, что талассогеосинклинали заложены в условиях коры океанического типа, убеждает ряд данных. Они располагаются на ближайшей периферии океанского ложа, и особенности образующих их отложений (состав пород, глубоководный характер), а также специфику магматических проявлений наиболее просто объяснить формированием

¹ Такую же мощность формация имеет и в Новой Зеландии.

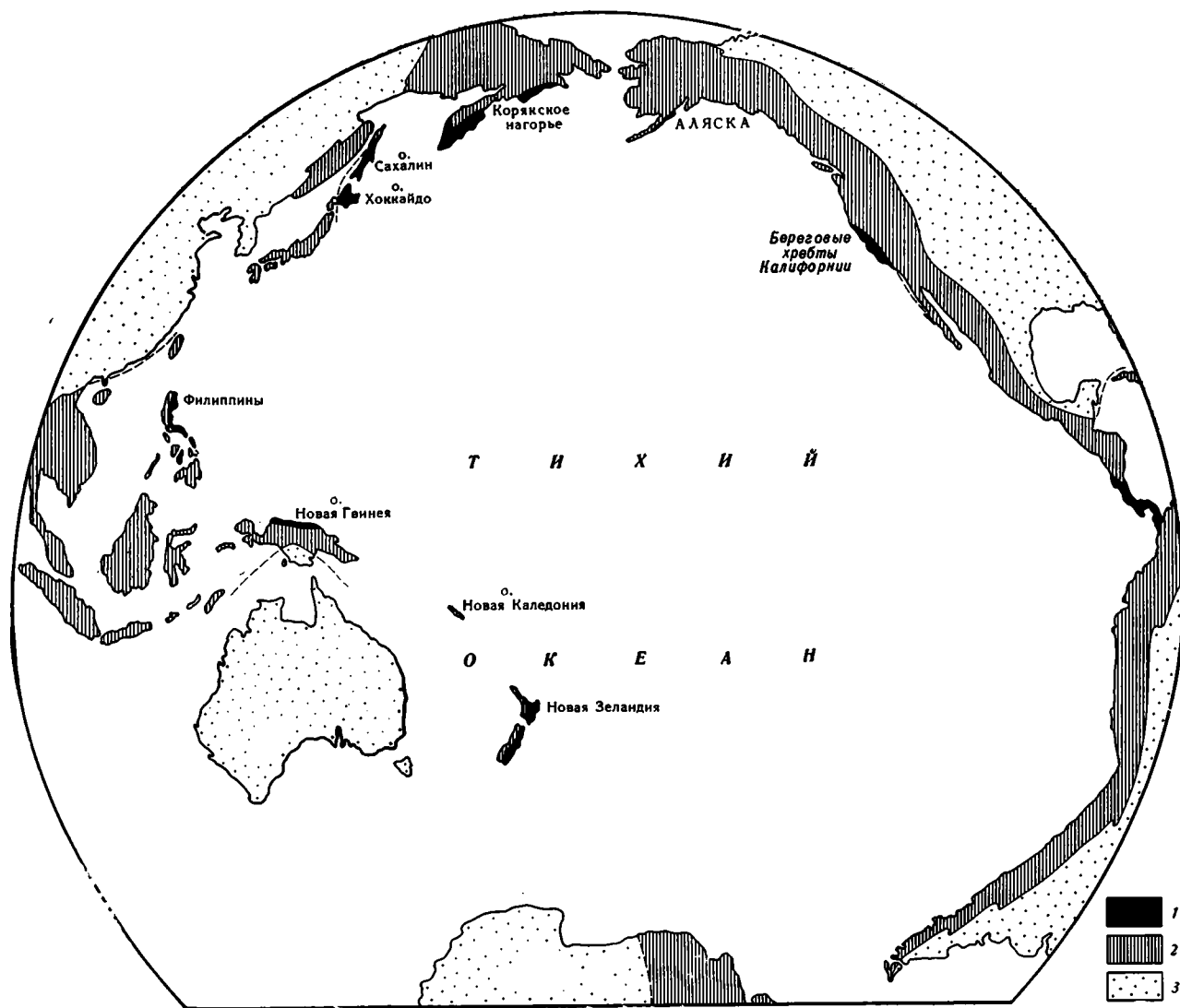


Рис. 39

Схема расположения талассогеосинклиналей в мезозое (и отчасти в позднем палеозое) в Тихоокеанском кольце (Н. А. Богданов, 1969)

- 1 — талассогеосинклинали;
- 2 — геосинклинальные зоны вообще;
- 3 — мезозойские платформы

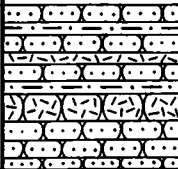
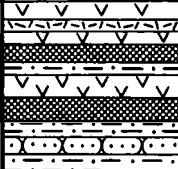
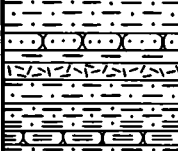
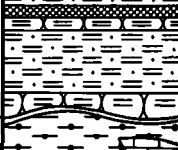
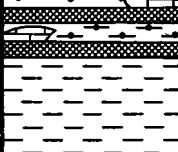
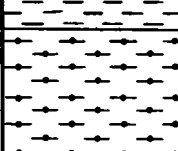
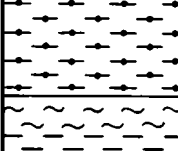
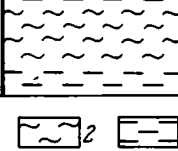
Система	Поддел	Геологический разрез	Мощность, м	Сидита	ПОРОДЫ
Меловая	Нижний		>100	Хойская	Переслаивание песчаников, алевролитов, туфопесчаников, туфоалевролитов
			250-470	Остринская	Верхнеостринская подсвита. Спилиты, диабазы, яшмы, редко алевролиты, туффиты
Юрская	Верхний		650	Остринская	Нижнеостринская подсвита. Пачка «б». Алевролиты, песчаники, туфоалевролиты, туфопесчаники
			>100	Остринская	Нижнеостринская подсвита. Пачка «а». Филлито-алевролиты, филлит-песчаники, редко алевролиты, песчаники, яшмы
			>400	Остринская	Пачка «в». Зеленые ортосланцы, кварциты, мраморы
			440	Дербывшевская	Пачка «б». Филлитовидные сланцы, филлиты
Пермо — Триасовая			910	Дербывшевская	Пачка «а». Зеленые ортосланцы, метадиабазы
			>620	Лангерийская	Сланцы слюдяно-альбит-кварцевые, слюдяно-кварцевые с клиноцонизитом, серицитом, графитом, с будинами кварца, иногда пльчатые, изредка отмечаются филлитовидные сланцы, филлиты



Рис. 40

Стратиграфический разрез Восточно-Сахалинских гор (Рукутамская площадь; составил А. Е. Егоров, 1969 г.)

1 — зеленые сланцы; 2 — слюдяно-кварцевые сланцы; 3 — филлиты, филлитовидные сланцы; 4 — яшмы, кварциты; 5 — мраморы; 6 — филлит-песчаники; 7 — филлит-алевролиты; 8 — туфоалевролиты; 9 — туфы; 10 — песчаники; 11 — спилиты; 12 — туфопесчаники

соответствующих геосинклинальных зон в условиях окраин океана. Это тем более так, что выявляются естественные границы талассогеосинклиналей со смежными (с наружной стороны) тектоническими зонами, проходящие по протяженным поясам гипербазитов.

Обратим внимание на положение талассогеосинклиналей в современной структуре Тихоокеанского пояса. Корьякская талассогеосинклиналь северо-западной своей частью вошла в состав зоны раннекайнозойской складчатости, активной в неотектонический этап развития. Многие талассогеосинклинали образуют составные элементы позднекайнозойских складчатых зон (Сахалин, Хоккайдо, Новая Зеландия, Калифорния и ряд других), еще не вполне сформировавшихся. Наконец, талассогеосинклинали Камчатки, юга Аляски, Панамского района, севера Новой Гвинеи, Филиппин входят в пояс современных геосинклиналей. Словом, все талассогеосинклинали лежат в тектонически активной области земной коры, характеризующейся неустойчивостью структурных образований и в большинстве районов незавершенностью складчатости. Все это дополнительно аргументирует океаническую природу рассматриваемых геосинклиналей. С другой стороны, это же объясняет отмеченное Н. А. Богдановым отсутствие в пределах ряда талассогеосинклиналей гранитно-метаморфического слоя либо его относительно слабое развитие.

Итак, талассогеосинклинали представляют собой геосинклинали, возникшие на океанической коре. Согласно классификации, приведенной в гл. IV, они относятся либо к миктогеосинклиналям, либо к эвгеосинклиналям, в зависимости от того, какого значения достигает в них индекс вулканизма. В большинстве своем, насколько можно судить, они являются эвгеосинклиналями. Соответственно справедлив вывод А. В. Пейве (1969), что эвгеосинклинали Тихоокеанского пояса, возникшие в мезозое, образовались на коре океанического типа.

Сопоставимы ли талассогеосинклинали с современными геосинклинальными желобами, о которых шла речь в предыдущей главе? В какой-то мере, возможно, сопоставимы, но следует иметь в виду, что если в талассогеосинклиналях мощность францисканской формации достигает 15 км, то в желобах, в том числе заполненных, мощность накопившихся осадков много меньше. Есть и другие существенные отличия (гипербазитовый пояс, развитый по краю талассогеосинклиналей и отсутствующий на краю желобов, различия в размерах и форме структур и т. п.).

В то же время глубоководные желоба современного геосинклинального пояса, отделяющие этот пояс от океанского ложа¹, образуют вторую группу геосинклиналей, возникших на коре океанического типа.

Третья группа океанических геосинклиналей представлена огромными по размерам зонами, протягивающимися на несколько тысяч километров и имеющими ширину несколько сотен километров. Основным примером такого рода геосинклиналей является южная половина Альпийско-Гималайского пояса, где в мезозое, по данным А. В. Пейве (1969), существовала океаническая геосинклиналь. Строение ее восстанавливается на основании изучения полос распространения офиолитов и «меланжа». «В основании разрезом, — пишет А. В. Пейве, — располагаются перидотиты, преимущественно гарцбургиты с телами дунитов и хромитов; выше лежат обычно сильно серпентинизированные гипербазиты с меньшим количеством крупных залежей хромитов и дунитов, еще более высокое положение занимают габброиды... Мощность отдельных тектонических чешуй, сложенных габбро-перидотитами, достигает иногда 3—5 тысяч метров.

Выше перидотитов и габбро лежит формация диабазов и спилитов, сверху обычно сменяющаяся порфиритами, с которыми ассоциируются яшмы. Максимальная мощность этой толщи до 5000 м.

¹ В отличие от тех желобов и впадин, океаническая кора под которыми формировалась в ходе их развития.

Наконец, заканчиваются разрезы осадочно-вулканогенной формацией мощностью до 1000 м, среди которой важное значение имеют красно-бурые и розовые радиоляриты, разноцветные кремнисто-глинистые туфогенные сланцы и розовые, реже темные плитчатые известняки с радиоляриями» (Пейве, 1969, стр. 8—9). Самый нижний слой (перидотитовый) представляет собой мантию, и возраст его — докембрийский. Выше лежащие габброиды (или метаморфизованные древние диабазы), по А. В. Пейве, отвечают «базальтовому слою» океанической коры, а верхние толщи — «базальтовая и радиоляритовая формации» — соответственно второму и первому геофизическим слоям этой коры. Возраст обеих верхних толщ — мезозойский. Они и представляют собой геосинклинальный комплекс, покоящийся на перидотито-габброидном основании.

Из приведенной характеристики видно, что описанный А. В. Пейве тип океанических геосинклиналей иной, нежели талассогеосинклинальный.

До настоящего времени природа многих эвгеосинклиналей и нередко миктогеосинклиналей продолжает оставаться дискуссионной. В частности, это относится к эвгеосинклинальному поясу Кордильер Северной Америки (пояс Фрэзер), хотя большинство исследователей, в том числе и автор (Пушаровский, 1965), склоняется к тому, что этот пояс заложился в позднем докембрии на океанической коре. Какого типа была эта геосинклинальная зона? По размерам она сопоставима с эвгеосинклиналью Тетиса, о которой только что говорилось, а по мощностям формаций и их общему облику больше отвечает талассогеосинклиналям, хотя и отличается от них значительно большим содержанием эффузивов. Автор считает, что это еще одна разновидность океанических геосинклиналей.

Итак, мы приходим к выводу, что геосинклинали, заложившиеся на океанической коре, по строению и развитию неоднотипны. Как и в случае континентальных геосинклиналей, объяснение этому резонно искать в занимаемой ими тектонической позиции и в особенностях геологической предыстории соответствующих районов земной коры. Последующие исследования дадут существенно больший материал для понимания океанических геосинклиналей, что значительно углубит общую геосинклинальную теорию.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

В литературе нет общепринятой формулировки понятия «вулканический пояс». Часто его применяют тогда, когда хотят описать вулканическую зону, имеющую линейную ориентировку. Таким образом, это — широкое понятие, не отражающее ни генетических особенностей вулканизма, ни тектонических условий его проявления. В этом значении оно используется и нами.

Ниже мы коснемся вулканических поясов, развитых на периферии Тихого океана. Воссоздание таких поясов для геологического прошлого представляет чрезвычайно сложную задачу. В Тихоокеанской области они были связаны главным образом с геосинклиналями, для которых реконструкции размещения вулканических поясов очень трудны. Только со второй половины мезозойского времени на краю Азии, а в более позднее время и по другую сторону океана начали возникать крупные вулканические пояса, тектоническое положение которых является экстрагеосинклинальным, и которые в ходе дальнейшей геологической истории не были существенно видоизменены. Однако, и это естественно, наиболее яркое явление представляют совсем молодые вулканические пояса, развивавшиеся в недавнее геологическое время и развивающиеся ныне. В совокупности они образуют почти сплошное кольцо вокруг Тихого океана, которое Г. Штилле назвал «огненным кольцом». Выяснение тектонического положения и характерных особенностей упомянутых вулканических поясов и составляет сейчас нашу цель.

МОЛОДЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Под молодым вулканизмом здесь понимаются вулканические явления, происходившие в плиоценовое и четвертичное время, а также современные. Характернейшей особенностью молодых вулканических поясов периферии Тихого океана является их огромная протяженность при сравнительно небольшой ширине. Целостность таких поясов обычно легко выявляется по их резкому обрыву на окончаниях и по очертаниям в плане. Всего на периферии Тихого океана насчитывается примерно 35 вулканических поясов. По положению в тектонической структуре они делятся прежде всего на две главные группы: I — вулканические пояса островных гряд и II — вулканические пояса материковых областей. Такое деление естественно, потому что отражает действительно глубоко различную тектоническую позицию проявления молодого вулканизма: в первом случае связанного с развитием современных геосинклинальных зон, а во втором — так или иначе отражающего молодой тектогенез на материках.

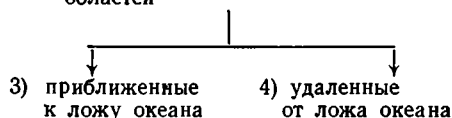
Однако если мы хотим проследить связь между особенностями вулканизма и тектоническим положением поясов более детально, то следует дать и более дробную их классификацию. Естественно каждую из названных групп разделить на две подгруппы, соответственно тому, какое положение вулканические пояса занимают относительно ложа океана:

приближенное к нему или, наоборот, отдаленное. В этом случае мы получим следующую схему классификации молодых вулканических поясов в обрамлении Тихого океана, в зависимости от их структурного положения:

I. Вулканические пояса островных гряд



II. Вулканические пояса материковых областей



Такая классификация может быть использована для анализа процессов вулканизма в разных планах, но мы в основном будем обращать внимание на проблему изменения состава вулканитов в зависимости от структурной позиции пояса, чтобы подойти к представлению о механизме образования вулканических поясов¹.

Группа I. Вулканические пояса островных гряд

Особенно большого развития эти пояса достигают в западной половине Тихоокеанского тектонического пояса; в восточной половине они проявлены незначительно. Пояса этой группы отличаются очень большой протяженностью, причем главные их части тектонически связаны с геоантиклинальными поднятиями современных геосинклинальных зон.

Большинство из этих поясов принадлежит к подгруппе 1, характеризующейся близким расположением к ложу океана. Сюда относятся Алеутско-Аляскинский, Курило-Камчатский, Марианско-Японский и Тонга-Новозеландский пояса на западе и Малоантильский, Галапагосский и Южно-Сандвичев — на востоке. Аналогичным по своему существу является и Суматринско-Яванский пояс, который по нашей тектонической схеме также относится к Тихоокеанскому сегменту Земли.

Исключительно большая протяженность поясов, при ширине всего несколько десятков километров, позволяет сделать заключение, что они отражают в общем единые зоны проницаемости в земной коре. Учитывая прямолинейный характер вулканических зон, составляющих тот или иной пояс, можно с определенностью считать, что зонам проницаемости соответствуют крупные системы разломов. В ряде случаев устанавливается непосредственно, что отдельные разломы, образующие такие системы, ориентированы под углом к простираниям более ранних структур (Алеутско-Аляскинский пояс, Камчатка и др.). Соответственно правомерно говорить о наложенности систем разломов на тектонический план предшествовавшего времени. А отсюда и возраст этих систем очень молодой — они развивались синхронно с молодым вулканизмом.

Однако эти главные системы разломов, в свою очередь, осложнены разрывными нарушениями косоугольного по отношению к ним (до поперечного) направления. Эти нарушения влияют на расположение вулканов, что хорошо установлено в пределах Курильской гряды, которая вместе с Камчаткой по степени проявления современного вулканизма является одной из самых активных в Тихоокеанском тектоническом поясе, ибо здесь сосредоточена $\frac{1}{6}$ часть (около 70) действующих вулканов всего пояса.

На Камчатке, Курильских, Алеутских, Японских островах и в ряде других мест отчетливо выясняется, что частные зоны молодого вулканизма характеризуемой категории вулканических поясов имеют закономерную связь с грабенообразными структурами. Последние возникают

¹ Более подробно см. статью Ю. М. Пушаровского и Р. А. Афремовой (1967).

в связи с интенсивным позднекайнозойским структурообразованием в соответствующих тектонических зонах. Выше (см. гл. VI) уже говорилось, что это структурообразование сопровождается формированием блоковых, блоково-сводовых и блоково-складчатых элементов. Здесь же существенно отметить лишь то, что между местами образования грабено-подобных структур и зон проницаемости устанавливается пространственная связь. Ясно, что между ними не может не быть и генетической связи.

Что же касается состава вулканических продуктов, то он варьирует от оливиновых базальтов до риолитов, но резко преобладают продукты андезитового, андезито-базальтового и базальтового состава.

На западе вулканические пояса из районов островных гряд продолжают на некотором расстоянии в смежных структурных зонах: Алеутский пояс вулканизма — на Аляске, Курильский — на Камчатке, с одной стороны, и на о. Хоккайдо, с другой, Бонино-Марианский — на о. Хонсю, пояс Тонга — Кермадек — на Новой Зеландии (район впадины Таупо). Во всех этих случаях отмечается, что в пределах продолжений увеличивается количество вулканических продуктов кислого состава, что нужно объяснять развитым здесь материковым типом строения земной коры. В тех же окраинных частях современный вулканизм достигает наибольшей интенсивности (вулкан Катмай на Аляске, вулканы Камчатки, Хонсю и др.).

Если сравнивать вулканические пояса подгруппы 1 запада и востока, то можно отметить, что последние сравнительно меньше по размерам и не имеют продолжений, подобных только что указанным. При этом отмечается различие в составе продуктов вулканизма пояса Малых Антил, где он в основном андезитовый, и поясов Южных Сандвичевых островов и Галапагосского, вулканизм которых в основном базальтовый. Мы считаем, что это можно объяснить разной предысторией геологического развития соответствующих участков земной коры, обусловившей различие в строении глубоких зон коры и, вероятно, верхней мантии.

Вулканические пояса подгруппы 2 развиты в юго-западном секторе Тихоокеанского активного пояса. В их число входят вулканические пояса Рюкю, Филиппин, гряд Сулу и Сангихе (с северной частью о. Сулавеси), гигантской гряды Кюсю — Палау, архипелага Бисмарка, Соломоновых островов, Новогбридский и Новогвинейский.

Можно отметить, что действующий вулканизм в этих поясах менее интенсивный, чем в поясах островных гряд, непосредственно примыкающих к ложу океана. Наибольшее число действующих вулканов (34) приходится на Филиппинский архипелаг, но половина из них находится в сольфатарной стадии.

Тектоническое положение почти всех названных поясов такое же, как и поясов подгруппы 1: они приурочены к геоантиклинальным грядкам современных геосинклинальных областей, причем, в случае сложных гряд, к их тыловым по отношению к глубоководному желобу зонам.

Пояса этой подгруппы, хотя и меньших размеров, чем западные пояса первой подгруппы, но тоже вытягиваются на большие расстояния, при небольшой ширине. Следовательно, то, что говорилось выше относительно зон проницаемости, справедливо и для данного случая. Здесь также нужно говорить и о системах продольных разрывов, одна из которых проявлена, в частности, в пределах гряды Рюкю.

Продольный разлом на Филиппинах играет роль контролирующего фактора в пространственном распределении вулканизма. К востоку от него молодой вулканизм проявлен широко, а к западу — значительно меньше. Кроме того, вулканы в восточной части архипелага сгруппированы в ряды субмеридионального простираения, а в западной — субширотного.

Описываемые пояса изучены хуже, чем пояса предыдущей подгруппы, но тем не менее в отношении некоторых из них можно сказать, что

наблюдается приуроченность частных вулканических зон к грабенообразным структурам (например, местами на Филиппинах или в пределах Новых Гебрид).

Интересно отметить, что вулканический пояс Рюкю, простирающийся вдоль одноименной геосинклинальной зоны, продолжается, с одной стороны (на севере), в пределы о. Кюсю, а с другой (на юге) — в северную часть о. Тайвань. При этом на Кюсю интенсивность вулканизма увеличивается и одновременно изменяется его состав. Если для островов Рюкю характерен базальтовый и андезитовый состав вулканических продуктов, то на Кюсю в строении вулканических толщ, особенно четвертичных, широко участвуют кислые породы. Насколько можно судить, близкая картина имеет место и на Тайване. Таким образом, пояс Рюкю в этом смысле такой же, как Курило-Камчатский или Алеутско-Аляскинский и некоторые другие.

Если сравнивать состав продуктов вулканизма различных поясов подгруппы 2, то выясняется, что пояса Меланезии характеризуются большей основностью вулканитов (базальтовый и андезито-базальтовый состав), чем пояса, расположенные в Юго-Восточной Азии. Эта особенность меланезийских поясов гармонирует с их специфическим тектоническим положением (далеко от окраин континента) и структурными особенностями юго-западного сектора Тихоокеанского пояса, где широко развиты структуры с океаническим типом строения земной коры.

Что же касается поясов Юго-Восточной Азии, то как будто нет больших различий в составе слагающих их пород и пород поясов подгруппы 1, расположенных на западе Тихого океана.

Группа II. Вулканические пояса материковых областей

Основными районами распространения молодого вулканизма в материковых областях являются Южная Америка, Центральная Америка и Антарктида; кроме того, он развит в Северной Америке и на востоке Азии.

Остановимся сначала на вулканических поясах, приближенных к ложу океана, т. е. на поясах подгруппы 3. К ним принадлежат андийские и центральноамериканские вулканические пояса, простирающиеся на очень большие расстояния и определяющие облик юго-восточного сектора Тихоокеанского вулканического кольца.

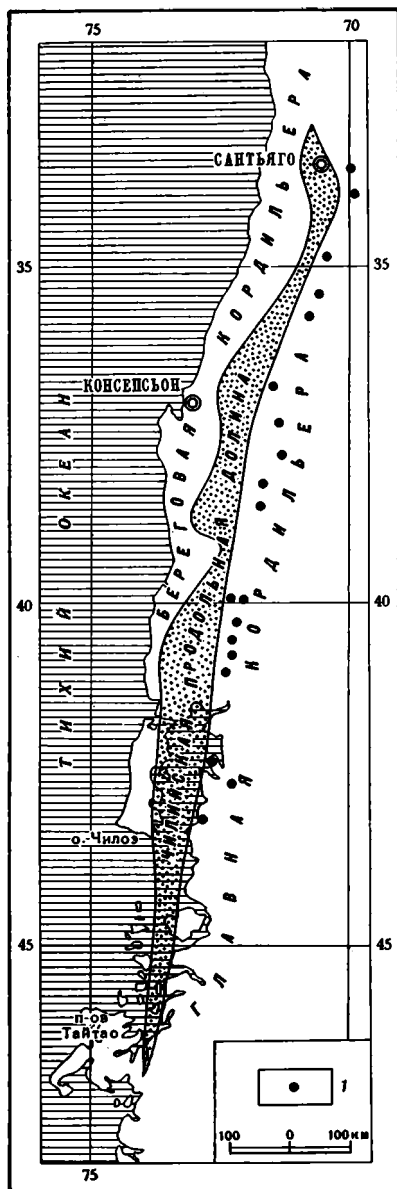


Рис. 41
Расположение вулканов в южной зоне Анд
(Lorenzo, 1962)

1 — вулканы

В Андах имеются три вулканических пояса: Северный, Центральный и Южный; наиболее значительным из них является Центральный. В расположении андийских поясов четко выявляется их секущий (наложенный) характер по отношению к более ранним структурным элементам. Они секут даже молодые горные хребты, переходя с одного склона той или иной Кордильеры на другой, либо с одной Кордильеры на другую. В то же время Южный пояс (секущий по отношению к Главной Кордильере Чили) параллелен продольной внутригорной Чилийской долине (рис. 41), имеющей грабенообразную природу и существующей, возможно, с конца плиоцена. Вообще, в отношении связи вулканизма с частными структурами можно считать выясненным, что он сопряжен с разрывами и нередко с грабенообразными и рифтовыми тектоническими зонами.

Андийские вулканические пояса протягиваются в средней части горной системы, но не в краевой. Они прямолинейны и узки, и, соответственно, о характере строения зон проницаемости можно делать заключения, аналогичные выводам для островных гряд.

Для андийских поясов характерно изменение состава продуктов вулканизма во времени. В плиоцене большое значение имели породы кислого состава, а в четвертичное время главнейшая роль стала принадлежать андезитовым породам с участием базальтовых. При этом есть указания, что по направлению с севера на юг в Андах увеличивается количество базальтового материала, вплоть до участия в ряду вулканических пород Южного пояса оливиновых базальтов.

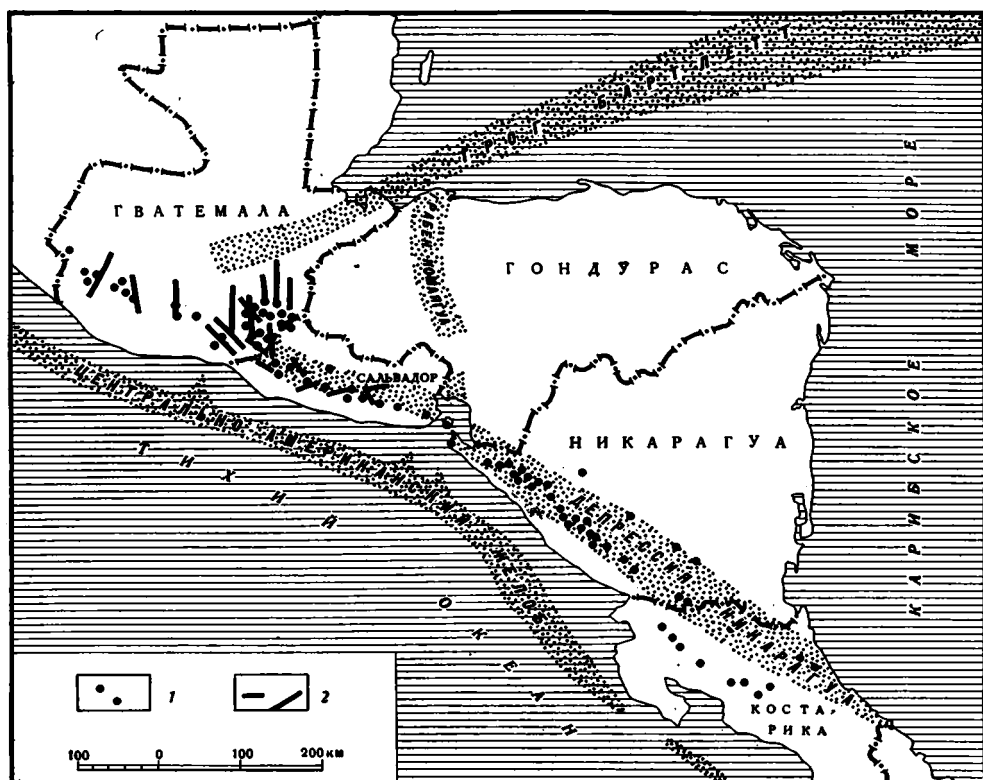


Рис. 42

Схема расположения четвертичных вулканических центров в Центрально-Американской зоне (Williams a. o., 1964)

1 — вулканические центры; 2 — разломы

Два крупных вулканических пояса подгруппы 3 развиты в Центральной Америке — это собственно Центрально-Американский и Мексиканский пояса. В первом поясе вулканы приурочены к крупнейшей молодой грабенообразной впадине (рис. 42), вытянутой вдоль океанского побережья на территориях Никарагуа, Сальвадора, Гватемалы и отчасти Коста-Рики. Некоторые из вулканов расположены изолированно, но чаще они сконцентрированы группами, вытянутыми вдоль прямых линий, имеющих обычно продольную ориентировку, а иногда — поперечную или косую.

Мексиканский вулканический пояс связан с «Клериканской трещиной зоной» (Bullard, 1959), представляющей собой крупную систему разрывов, которая пересекает материк, протягиваясь в субширотном направлении от Мексиканского залива к Тихому океану. Здесь тоже отмечаются вулканические ряды, иногда секущие основное простирание.

Для обоих поясов характерно развитие вулканических продуктов среднего и основного состава; при этом в Центрально-Американском поясе базальтовая компонента развита шире. Здесь же отмечаются исключительно высокий коэффициент эксплозивности действующего вулканизма и очень высокая интенсивность его проявления. Естественно связывать все эти особенности пояса с его тектоническим положением. Он проходит вдоль стыка зоны кайнозойских тектонических структур с более древними структурными образованиями, располагаясь на сравнительно небольшом по площади участке Земли с контрастной сменой типов и мощностей коры (юг Карибского моря, Панамский перешеек, Гватемальский глубоководный желоб).

Что касается Мексиканского пояса, то он не разграничивает разнообразных тектонических областей, но связан с крупной шовной зоной.

Андийские пояса отражают крупные молодые расколы в узкой зоне стыка океанских и материковых структур.

Наконец, вкратце коснемся материковых вулканических поясов, удаленных от океанского ложа и образующих подгруппу 4. К этой подгруппе принадлежат вулканические пояса Срединного хребта Камчатки, запада о. Хонсю, Приморья, Каскадных гор, Антарктические и некоторые другие. Большинство этих поясов связано с зонами раздела тектонически разнородных областей. Вулканический пояс Срединного Камчатского хребта разделяет Западную и Восточную Камчатку с их существенно различной кайнозойской геосинклинальной историей. Пояс запада о. Хонсю приурочен к восточному борту неогенового геосинклинального прогиба Уэцу и отделяет последний от поднятия центральной части острова. Приморский пояс, протягивающийся в прибрежной части Татарского пролива, связан с зоной раздела Сихотэ-Алиньских мезозойских структур Дальнего Востока. Аналогичное тектоническое положение занимает вулканический пояс Каскадных гор, отделяющий кайнозойские структуры Орегона и Вашингтона от мезозойских Северной Америки. Антарктический вулканический пояс Земли Виктории проходит вдоль стыка позднекембрийского и кайнозойского складчатых поясов этого континента и т. д. Из приведенных данных видно, что размещение названных плиоцен-четвертичных вулканических поясов контролируется крупными тектоническими структурами более раннего заложения, имеющими шовную природу.

Состав вулканических продуктов в различных поясах (а также полях, которые здесь не характеризовались) неоднотипный. В пределах вулканических поясов Азии и Северной Америки, тяготеющих к Тихоокеанскому кайнозойскому тектоническому кольцу (Япония, Каскадные горы, север Центральной Камчатки), значительную роль играют породы среднего и кислого состава. В районах, удаленных от этого кольца (Амурско-Уссурийский пояс в Приморье, поле Снейк в Северной Америке), резко преобладают эффузивы основного и среднего состава.

Вулканы Земли Виктории (Антарктида) сложены оливиновыми базальтами, базальтами и андезитами.

Таковы главнейшие характеристики с тектонических позиций всех категорий молодых вулканических поясов, выделенных в соответствии с предложенной здесь классификацией.

Общие замечания о молодых вулканических поясах

Какие же вулканические пояса определяют общий облик Тихоокеанского вулканического кольца? Ими оказываются те, которые окружают ложе океана и приурочены к передней линии островных гряд, с одной стороны, и приокеаническим районам материков — с другой. Если бы существовали только эти зоны, то уже можно было бы наметить вулканическое кольцо, хотя на крупных участках оно все же оказалось бы разорванным. На третьем месте, с этой точки зрения, находятся вулканические пояса, пролегающие в материковых областях на значительном удалении от ложа океана. Наконец, идут пояса островных гряд, удаленных от океанского ложа.

В целом можно сказать, что вулканическая деятельность плиоцен-четвертичного времени в пределах Тихоокеанского тектонического пояса уменьшалась от его приокеанических областей к областям, удаленным от океанского ложа. При этом степень проникновения молодого вулканизма в относительно древние материковые области обрамления океана невелика, так что основная масса его проявлений укладывается в пределы Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Тем самым выясняется общая связь между новейшей тектонической историей этого кольца и развитием молодого вулканизма.

Главнейшей чертой плиоцен-четвертичного времени является образование огромных по протяженности линейно вытянутых зон проницаемости по окружности кольца, особенно вблизи океанского ложа, которым отвечают крупнейшие системы разломов. Последние формировались в разной тектонической ситуации. На западе кольца большинство их приурочено к островным грядам, и вулканизм в этих случаях отражает развитие геосинклинальных поднятий современных геосинклинальных систем. В Андах системы разломов наложены на раннекайнозойскую структуру и отражают значительную ее перестройку. Такой процесс также можно увязать с современным геосинклинальным процессом, проявившимся в этом районе в образовании крупнейшей системы глубоководных океанических желобов (геосинклинальных желобов). Наконец, плиоцен-четвертичные вулканические пояса, приуроченные к границам кайнозойского тектонического кольца с более древними складчатыми образованиями, есть результат возрождения активности крупных шовных систем более древнего возраста.

Анализ показывает, что главнейшие вулканические пояса приурочены к таким областям Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, которые характеризуются резко расчлененным тектоническим рельефом с молодыми движениями большой контрастности. Это прежде всего те области, в которых сопрягаются глубоководные желоба и подводные или континентальные горные поднятия. Упомянутые выше возрожденные шовные зоны также связаны с участками земной коры, испытывавшими значительные движения в новейшее время.

Добавим, что существуют вулканические пояса и зоны, выходящие за пределы кайнозойского тектонического кольца и расположенные во внутриматериковых районах Тихоокеанского пояса. Они распространены сравнительно незначительно (Приморье, Индокитай, Северная Америка). В отдельных случаях такие зоны можно связать с неотектоническими движениями, подобными тем, какие охватили внутренние области Азии в плиоцен-четвертичное время. В других случаях допустимо их толковать

как резонансные на вулканический процесс в Тихоокеанском кайнозойском тектоническом кольце.

Итак, можно сказать, что плиоцен-четвертичный вулканизм в Тихоокеанском тектоническом поясе взаимосвязан с исключительно мощным структурообразовательным процессом, приуроченным к полосе раздела океанского ложа и континентальных блоков. Тем самым этот вулканизм вместе со структурообразованием отражает сложный процесс движения и взаимодействия глубинных масс на периферии океана и материков. Очевидно, корни молодого вулканического процесса находятся там же, где и структурообразовательного, т. е. в области тектоносферы, хотя и лежат они в ней, несомненно, на разных уровнях (в данном случае достаточно упомянуть о различии в строении и мощности земной коры и, по-видимому, верхней мантии отдельных областей проявления молодого вулканизма). Вероятно, существует одна причина, управляющая и структурообразованием и вулканизмом, поскольку эти явления локализируются в огромном кольцевом поясе, имеющем определенную тектоническую позицию в Тихоокеанском сегменте Земли. Мы видим ее в эффекте столкновения гигантских по объемам разнородных глубинных масс.

Поскольку разрывные системы, контролирующие основные вулканические пояса, оказываются секущими по отношению к более ранним структурам, можно заключить, что это явление отражает более или менее значительное изменение хода глубинного процесса в тектонически неустойчивой области кольца кайнозойских структур.

Если рассматривать связи вулканических проявлений с частными тектоническими формами, то в большом числе случаев устанавливается их тесное взаимоотношение с различного рода молодыми грабенообразными структурами (Безруков и др., 1958; Эрлих, 1965; Пушчаровский, Афремова, 1967).

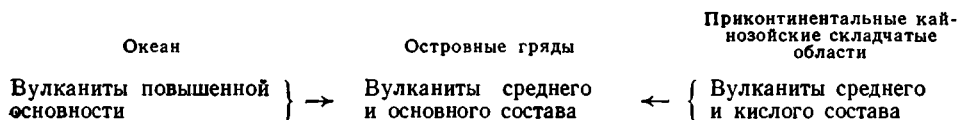
Коснемся далее вулканических зон, развитых в материковых и субматериковых областях на простирации вулканических островных гряд (юг Аляски, Камчатка, острова Хоккайдо, Хонсю, Кюсю и Тайвань, о. Северный Новой Зеландии). Как было показано выше, общей закономерностью для них является увеличение кислотности вулканических продуктов при переходе от островной дуги в континентальную (или субконтинентальную) область, если брать разрез плиоцен-четвертичных эффузивов в целом. Такое явление ярко отражает взаимодействие разнородных глубинных масс по простирацию вулканического кольца.

С другой стороны, для многих подобных зон характерно возрастание вулканической активности, увеличение интенсивности вулканизма, в чем нужно видеть частное выражение эффекта столкновения глубинных масс.

Из сказанного следует, что обособление рассматриваемых зон имеет принципиальное значение для понимания сущности вулканического процесса, а поэтому для них целесообразно ввести особое наименование — **зоны сателлитового вулканизма**.

Прежде в работах общего характера о тихоокеанском вулканизме обращалось внимание на изменение состава вулканических пород в направлении от океана к континенту. Началось это фактически с возникновением представлений об андезитовой линии (Marshall, 1910). В последнее время ряд новых соображений по этому поводу высказан в работах Г. С. Горшкова (1963 и др.), Ю. А. Кузнецова (1964), Ю. М. Шейнманна (1964) и других авторов. Имеющийся в нашем распоряжении материал, помимо того, что уже сказано о сателлитовых зонах, позволяет по поводу изменений состава молодого вулканизма в Тихоокеанском поясе заметить следующее. Основная роль в вулканическом кольце принадлежит, конечно, породам среднего и основного состава. Однако во многих материковых и субматериковых областях (Анды, Каскадные горы, частично Индонезия и Камчатка и ряд других) среди плиоцен-четвертичных

эффузивов относительно большое значение имеют кислые породы. Вообще указанные области отличаются наибольшей дифференцированностью эффузивов. В этом можно видеть отражение влияния на характер вулканизма особенностей строения земной коры периферических континентальных (и приконтинентальных) молодых складчатых систем. Наоборот, в некоторых районах (Галапагосском, Южно-Сандвичевом, меланезийских, Земли Виктории), где наблюдается повышенная основность продуктов вулканизма, проявляется влияние соседствующих с ними океанических блоков. Очевидно, все это подкрепляет представление о латеральном взаимодействии разнородных глубинных масс. Схема этого процесса может быть выражена следующим образом:



МЕЗОЗОЙСКИЕ И ТРЕТИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Если в предыдущем разделе характеризовалось несколько типов вулканических поясов, различных по тектонической позиции, то здесь речь пойдет фактически об одной категории, а именно о поясах, развитых в краевых частях материковых блоков и имеющих шовную тектоническую природу. Такие пояса существуют на востоке Азии, а также в Мексике и Центральной Америке.

В Восточной Азии выделяются Охотско-Чукотский, Приморский и Катазиатский пояса, которые на Тектонической карте Евразии (1966) показаны в виде единого пояса, названного Чукотско-Катазиатским (Тектоника Евразии, 1966). Такая трактовка оправдана, так как все три упомянутых пояса в общем лежат на простирании друг друга, сложены однотипными вулканоплутоническими формациями и располагаются на окраине материкового блока (т. е. занимают сходную тектоническую позицию). Наконец, есть основания для предположения о непосредственном соединении этих поясов под водами окраинных тихоокеанских морей.

В то же время по возрасту эти пояса разные. Наиболее древний из них — Катазиатский; возраст слагающих его пород позднеюрский и меловой. Время развития Охотско-Чукотского пояса приходится на мел начиная с апта. Приморский пояс самый молодой: позднемеловой — кайнозойский, причем его южная половина сложена позднемеловыми — палеогеновыми породами, а северная, кроме того, и неогеновыми. Все это характеризует время образования восточного края материкового блока Азии. Восточнее Чукотско-Катазиатского вулканического пояса располагается обширная тектоническая зона, которая в период его формирования была, а частично остается и ныне зоной проявления интенсивных геологических процессов. В общем виде можно сказать, что она представляет собой зону раздела коры с материковым типом строения и коры океанического типа, распространяясь в сторону океана до глубоководных желобов. Зоне свойственна большая неоднородность строения земной коры, как вкрест ее простирания, так и по простиранию. Она образована более или менее значительными фрагментами складчатых зон кайнозойского возраста, глубоководными впадинами и желобами, островными и подводными грядками, тектоническими блоками возможно еще докайнозойских структурных образований и т. д., причем неоднородность в строении коры присуща как крупным частям зоны, так и частным структурным элементам. Что же касается собственно материкового блока, располагающегося по другую сторону вулканического пояса, то кора

здесь всюду континентальная. Таким образом, Чукотско-Катазиатский пояс представляет собой действительно важный тектонический раздел. Это подчеркивается и его размерами — по простиранию его длина составляет около 7000 км.

Наиболее хорошо известно строение охотско-чукотской части пояса, где устанавливается, что по структуре она представляет собой вытянутые на многие сотни километров системы горстовых поднятий и грабен-синклинальных прогибов. Обратим внимание на значительную прямолинейность основных отрезков пояса (длиной в несколько сотен и до тысячи километров), расположенных под углом друг к другу, т. е. в виде ломаной линии. Существенно, что все они являются секущими по отношению к структурам материкового блока. Кроме того, в большинстве случаев отчетливо видно, что эти отрезки представляют собой западные ограничения зоны кайнозойских тектонических структур (Корякское нагорье, Сахалин, отчасти Япония, Тайвань). Из всего сказанного следует, что пояс в целом отвечает огромной системе крупных расколов земной коры, служивших зонами проницаемости для вулканических продуктов. Краевое для материковой массы положение такой системы является вполне естественным.

Что касается американских поясов (Мексика и Центральной Америки), то и они тяготеют к краю материкового блока. При этом их тоже можно объединить в единую тектоно-вулканическую систему. Возраст главной массы развитых здесь эффузивов среднемиоценовый¹. В состав вулканических продуктов входят породы основного, среднего и кислого состава. Местами они включают тела гранитоидов. Южный из этих поясов, Центрально-Американский, обрывается берегом Карибского моря, но структурные построения указывают на то, что он должен далеко продолжаться по дну этого моря. Таким образом, общая протяженность всей системы составляет не менее 4000 км.

Северный отрезок этого пояса (Мексиканский) в значительной своей части располагается поверх крупного внутреннего Мексиканского массива, вытянутого в средней части Центрально-Американской раннекайнозойской складчатой области согласно с ее основным простиранием. Тем самым этот отрезок находится в несколько иных соотношениях с кайнозойскими тектоническими образованиями, чем главные отрезки Охотско-Чукотского пояса. Однако его краевое положение по отношению к материковому блоку и шовная природа не могут вызывать сомнений.

Центрально-Американский отрезок проходит вдоль зоны сочленения позднекайнозойских тектонических образований с более древними. Это также сложно построенная шовная тектоническая система, развитая вблизи континентальной окраины.

* * *

Если теперь вспомнить молодые вулканические пояса, имеющие шовную природу, о которых шла речь выше, то получится следующий список окраинно-материковых вулканических поясов: Чукотско-Катазиатский (распадается на Охотско-Чукотский, Приморский и Катазиатский отрезки), Мексикано-Центрально-Американский (распадается на два соответствующих отрезка), пояс Каскадных гор, сложная система андийских поясов, наконец, пояс Земли Виктории в Антарктиде. Только в Австралии таких поясов нет. Поэтому имеется полное основание для того, чтобы выделить окраинно-материковые тектоно-вулканические пояса в качестве особого рода структурных образований земной коры. Для

¹ Хотя в Мексике есть и более древние кайнозойские вулканы.

Евразии это уже отмечалось (Тектоника Евразии, 1966). Сейчас мы говорим об этом на материале всего Тихоокеанского пояса.

Причины образования таких поясов (краевых материковых шовных зон) естественно связывать с тектоническими процессами в тех зонах земной коры, которые лежат между ними и ложем Тихого океана. Эти зоны тектонически динамичны, в них происходят крупные структурообразовательные процессы, которые в конце концов вызывают оформление ограничивающей их со стороны материков системы расколов («растрескивание рамы»). То, что такие системы всегда пролегают по континентам, объясняет соответствующие особенности связанного с ними вулканизма и магматических проявлений. Постоянно наблюдающийся секущий характер краевых шовных зон по отношению к материковым структурам свидетельствует о том, что они являются новообразованиями. В этом состоит дополнительный аргумент в пользу представлений о связи происхождения таких зон с тектоническим развитием сопряженных со стороны океана районов.

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ПОЯСА ГРАНИТОИДОВ НА ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Хорошо известно, что области периферии Тихого океана характеризуются исключительно широким распространением поясов гранитоидов мезозойского и отчасти кайнозойского возраста. Имеются в виду восток Азии, запад Северной Америки, Анды и Земля Грейама в Антарктиде. Только в Австрало-Меланезийском регионе, в Восточной Индонезии и на Филиппинах гранитоидный магматизм указанного возраста проявлен в малой степени. Столь широкое, почти циркум-тихоокеанское распространение гранитоидов (прежде всего мезозойских) дает основание для констатации определенной специфической черты в геологическом строении обрамления Тихого океана.

Однако в настоящее время одной такой констатации уже недостаточно. Необходимо, чтобы пояса гранитоидов были изучены сравнительно, притом с разных позиций, без чего это феноменальное геологическое явление не может быть понято.

В данной главе мы будем стремиться к выяснению общего тектонического положения мезозойских и кайнозойских поясов гранитоидов в Тихоокеанском сегменте Земли, видя в этом один из подходов к проблеме их происхождения. Подчеркнем, что речь идет не о происхождении гранитоидов вообще, а об условиях образования их поясов, протягивающихся на сотни и тысячи километров на периферии Тихого океана. Общее число таких поясов достигает 50.

ХАРАКТЕРИСТИКА И СИСТЕМАТИКА

Подавляющее большинство мезозойских и кайнозойских поясов гранитоидов, распространенных на периферии Тихого океана, приурочено к Тихоокеанскому тектоническому поясу, окружающему океанское ложе; лишь немногие из них выходят за его границы.

В пределах пояса выделяются пять возрастных групп поясов гранитоидов: 1) поздне триасовые и раннеюрские; 2) преимущественно позднеюрско-раннемеловые; 3) поздне меловые (в основном относящиеся к концу эпохи позднего мела); 4) палеогеновые и 5) неогеновые. Основными из них, определяющими тихоокеанское кольцо послепалеозойского гранитоидного магматизма, являются пояса первых трех групп, причем особенно велико значение второй и третьей групп.

Главнейшим поясом первой группы является Малаккско-Индокитайский, который протягивается на расстояние по крайней мере 2500 км в пределах ранних мезозонд (индосинид) Юго-Восточной Азии. Время появления гранитоидов данного пояса в целом совпадает с эпохой воздымания индокитайских мезозонд и образования в их пределах позднегеосинклинального структурного яруса, типичными тектоническими формами которого являются наложенные впадины. Отсюда видна приуроченность этих гранитоидов к орогенной стадии развития геосинклиналь-

ной области. Эта стадия в Индокитае изучена еще недостаточно хорошо, но, по-видимому, тектоническое развитие на ее протяжении было сложным, так что возникло две генерации гранитоидов, различающихся по составу, металлогеническим особенностям и времени формирования (хотя, видимо, и в сравнительно небольшом его интервале). Г. А. Кудрявцев и его соавторы (1969) приводят определения абсолютного возраста развитых здесь гранитоидов, из которых видно, что многие интрузии были приурочены к границе триаса и юры (около 195 млн. лет).

Никаких сколько-нибудь сравнимых по масштабу поясов такого же возраста в Тихоокеанском поясе больше нет, из других — можно упомянуть вьетнамские, находящиеся в сходной структурной позиции.

Пояса гранитоидов преимущественно позднеюрско-раннемелового возраста связаны с тремя различными районами: во-первых, это ряд поясов Верхояно-Чукотской складчатой области мезозой, во-вторых, пояса Северо-Американских Кордильер того же возраста складчатости и, в-третьих, пояса, приуроченные к Юго-Восточному Китаю — катазиатским каледонидам. В первых двух областях соответствующие пояса, как и в Индокитае и Малакке, образовались в период становления поднятых складчатых систем на месте геосинклинальных. Пояса Юго-Восточного Китая по времени возникновения и развития на много геологических периодов оторваны от геосинклинальной стадии развития данной зоны и являются новообразованиями. Характерно, однако, что они простираются в общем согласно с простираанием главных складчатых элементов зоны.

В группу поясов гранитоидов позднего мела входят следующие: андийские (частично интрузивы в них имеют более ранний, а также палеоценовый возраст), пояса Земли Грейама в Антарктиде, Сихоте-Алиньский, менее значительные по масштабу пояса Сахалина, Японии, Северной Суматры и Западной Калифорнии, крупный Охотско-Чукотский пояс (вулкано-плутонический; Устиев, 1963) и др. В зависимости от тектонической позиции пояса этой группы разделяются на три категории. Андийские, антарктические и Сихоте-Алиньский образовались на последней стадии развития геосинклинального процесса в соответствующих областях, которая характеризуется прекращением геосинклинального осадконакопления, общим воздыманием областей и формированием в них конечной складчатой структуры, т. е. в орогенную стадию развития в узком понимании этого термина. В этом смысле пояса, о которых идет речь, — того же типа, что и пояса Верхояно-Чукотской области или области Кордильер Северной Америки. Однако здесь, как и выше, мы не рассматриваем вопроса о том, к какому этапу этого орогенного периода относится появление гранитоидов: к его началу, середине или к концу, но отметим, что они всегда связаны с эпохами значительных воздыманий областей в позднегеосинклинальную стадию их развития.

Остальные из упомянутых выше поясов, за исключением Охотско-Чукотского, сформировались в таких областях, которые после образования гранитоидов (в кайнозое) продолжали развиваться как геосинклинальные зоны. Эти зоны расчленились на геоантиклинальные и прогибающиеся участки с формированием в последних формаций геосинклинального ряда.

Таким образом, образование поясов гранитоидов здесь происходило в доорогенную стадию геосинклинального развития.

Следует упомянуть, что местами в тихоокеанских кайнозойских геосинклинальных зонах, например на юге Аляски или на Новой Гвинее, встречаются гранитоиды юрского возраста. Однако структурные соотношения показывают, что эти гранитоиды принадлежат основанию, на котором формировались более поздние геосинклинальные зоны. Из-за

трудности расшифровки структурной истории этого основания выяснение тектонической позиции подобных гранитоидов является сложной задачей.

Что касается Охотско-Чукотского пояса, то он, в отличие от поясов первых двух групп, связан (как было показано в гл. VIII) с расколами в пределах окраины материкового блока Азии, возникшими в эпоху высокой тектонической подвижности прилегающей с востока геосинклинальной области.

Пояса гранитоидов палеогенового возраста имеются в Андах, на Больших Антильских островах, в Мексике, в Вашингтонско-Орегонском районе США, в прибрежной зоне Приморья и (менее развиты) в некоторых других районах Восточной Азии. В Андах они протягиваются восточнее поясов поздне мелового возраста, упоминавшихся выше. Можно считать, что, как и в Индокитае, палеогеновые пояса отвечают здесь несомненно более позднему этапу орогенной стадии развития геосинклинального пояса. Пояса гранитоидов Кубы связаны с эпохой становления в геосинклинали дифференцированной тектонической структуры (Пушаровский и др., 1967), т. е. они формировались в доорогенную стадию геосинклинального процесса. Для структурного положения Сихотэ-Алиньского (Приморского), Вашингтонско-Орегонского и Мексиканского поясов характерно их расположение в краевых частях материковых блоков, тяготеющих к внешним окраинам тихоокеанского кольца кайнозойских структур. В этом смысле они сходны с Охотско-Чукотским поясом.

Нам остается коснуться последней возрастной группы поясов гранитоидов, имеющей неогеновый возраст. Они присутствуют на Камчатке, в Южной Японии, на Южной Суматре и в некоторых других районах Индонезии. В подавляющем большинстве это небольшие пояса, приуроченные к верхним частям разреза кайнозойских, в том числе и современных, геосинклинальных систем, то есть являются доорогенными.

Теперь рассмотрим пояса гранитоидов, лежащие на отдаленной периферии Тихого океана и выходящие за рамки Тихоокеанского тектонического пояса. Они имеют преимущественно мезозойский возраст и располагаются в разных структурных условиях (Нагибина, 1963б).

Один из подобных поясов приурочен к зоне древних структур Станового хребта. Это весьма протяженный пояс, причем образующие его гранитоиды на западе имеют триасовый и юрский возраст, а на востоке, кроме того, и меловой.

Менее значительные пояса гранитоидов юрского возраста отмечают южнее этого пояса, в пределах байкальских и палеозойских тектонических зон. Далее на юг обособляется Яньшаньский пояс позднеюрско-раннемелового возраста, приуроченный к полосе смыкания Китайско-Корейской платформы и китайских байкалид. Следующий пояс — Корейско-Шаньдунский; он связан со щитом древней платформы и имеет преимущественно поздне триасовый возраст. Наконец, на юге Китая, в герцинидах Циньлина, выделяется Циньлинский гранитоидный пояс, сходный по возрасту с Яньшаньским. В Северной Америке к этой категории относятся гранитоиды третичного возраста восточных районов Скалистых гор США, где площадь их распространения совпадает с областью развития молодых резонансно-тектонических структур (см. гл. V). В Южной Америке и Австралии проявления магматизма подобного типа весьма ограничены.

Тектоническое положение описываемых поясов гранитоидов свидетельствует о том, что их возникновение не имеет отношения к собственно геосинклинальной или орогенной стадии развития тех участков земной коры, в пределах которых они находятся. В подавляющем большинстве случаев эти пояса отходят от Тихоокеанского тектонического пояса

примерно в радиальном направлении. Такое их положение, наряду с временем возникновения, позволяет предполагать, что они как-то связаны с синхронными геологическими процессами в Тихоокеанском поясе.

Таким образом, мы упомянули все основные пояса гранитоидов периферии Тихого океана, образовавшиеся в послепалеозойское время. Рассмотрение их тектонического положения было сделано в двух аспектах: во-первых, в отношении к главным стадиям развития геосинклинального процесса и, во-вторых, в отношении к границам Тихоокеанского тектонического пояса.

Суммируя все эти данные, можно констатировать, что пояса гранитоидов, в целом составляющие столь характерную особенность геологического строения периферии Тихого океана, подразделяются на четыре категории. Первую из них образуют пояса, связанные с эпохами становления складчатых областей на месте геосинклинальных, т. е. с орогенным периодом развития геосинклиналей в узком смысле этого слова. Их можно называть, соответственно, позднегеосинклинальными, или синорогенными. Другая категория поясов возникла в геосинклинальных системах в доорогенный период их развития, т. е. представляет собой сингеосинклинальные, или доорогенные, пояса. К третьей категории относятся пояса (нередко вулcano-плутонические), возникшие в окраинных частях материков, близко расположенных к тихоокеанским мезо-кайнозойским геосинклинальным областям. Это внегеосинклинальные окраинно-материковые пояса. Наконец, четвертую категорию составляют пояса, примерно радиально расположенные по отношению к Тихоокеанскому тектоническому поясу, которые можно называть внегеосинклинальными оперяющими поясами.

Соответствующая систематика дается в таблице.

Основные пояса гранитоидов на периферии Тихого океана

В Тихоокеанском тектоническом поясе			За пределами Тихоокеанского тектонического пояса
Синорогенные	Доорогенные	Внегеосинклинальные окраинно-материковые	Внегеосинклинальные оперяющие
Верхояно-Чукотские, Сихотэ-Алиньский, Малакко-Индокитайский, андийские, Земли Грейама, Кордильер Северной Америки	Камчатский, Сахалинский, суматринские, кубинские	Охотско-Чукотский, Приморский, катазиатские, Мексиканский, Вашингтонско-Орегонский	Станового хребта, забайкальские, Яньшаньский, Корейско-Шаньдунский, Циньлинский

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЯСОВ

Из сравнения распространенности (с учетом размеров) поясов гранитоидов периферии Тихого океана, занимающих разное тектоническое положение, можно убедиться в наибольшей роли поясов двух категорий: синорогенных (позднегеосинклинальных) и внегеосинклинальных окраинно-материковых, причем наибольшее значение имеет первая. Что касается доорогенных геосинклинальных поясов и поясов, расположенных на отдаленной периферии Тихого океана (оперяющих), то их относительное значение невелико.

Рассматривая пояса, возникшие в течение собственно геосинклинальной стадии (доорогенные), можно представить, что в общем они отражают развитие «гранитного» слоя в приокеанских геосинклиналях.

На это указывают не только незначительное распространение подобного рода поясов вообще, но и очень слабое развитие гранитоидов в Австрало-Меланезийской области, на востоке Индонезии и в районе Филиппин, где широко развит ныне идущий геосинклинальный процесс и где на больших площадях распространены структурные образования без «гранитного» слоя в основании. Наоборот, все эти области характеризуются более широким, чем где-нибудь в Тихоокеанском поясе, распространением ультрабазитовых поясов.

Среди доорогенных поясов присутствуют позднемеловые (например, на севере Суматры), палеогеновые (на Кубе) и неогеновые (Камчатка, Южная Япония, Южная Суматра и др.). Все они отвечают времени формирования либо средних, либо верхних частей геологических разрезов тихоокеанских кайнозойских геосинклинальных систем, когда происходило дифференцированное развитие последних. Поскольку пояса появились в период контрастных внутригеосинклинальных тектонических движений, на концентрацию гранитоидных масс на глубинах должен был оказывать влияние процесс стягивания их из локальных очагов, с последующим выдавливанием вдоль линейных зон проницаемости. Но, как уже говорилось, подавляющее большинство гранитоидных поясов на периферии Тихого океана (охватывающее примерно 90% всех гранитоидов рассматриваемого нами возраста) образовалось после прохождения теми областями земной коры, в пределах которых они находятся, собственно геосинклинальной (доорогенной) стадии развития.

Обратимся к категории поясов гранитоидов, связанных по времени образования с позднегеосинклинальной (орогенной) стадией развития складчатых областей. Это широко распространенные и исключительно крупные по масштабу пояса, развитые в ранних мезозоидах, мезозоидах и областях ранней кайнозойской складчатости (андидах). М. С. Нагибиной (1968) указывалось, хотя и не совсем точно, но близко к истине, что в мезозоидах «вся масса гранитоидных интрузий по времени приурочена к послескладчатой орогенической стадии их развития» (стр. 218). Пояса подобной категории, как известно, существуют во многих складчатых областях Земли, образовавшихся в неогее.

Анализ распространения таких поясов на периферии Тихого океана показывает прежде всего, что они возникают в весьма разных по строению и истории развития тектонических областях.

Если гранитоидные пояса невадид Северной Америки в значительной части образовались в области, где в течение всего палеозоя и большей части мезозоя господствовал эвгеосинклинальный режим с широким развитием основных эффузивов, то в целом синхронные им пояса Северо-Восточной Азии возникли в обстановке позднепалеозойско-мезозойской геосинклинали, сложенной мощнейшими терригенными комплексами и имеющей в основании рифейско-палеозойские платформенные или промежуточные между платформенными и геосинклинальными структуры. Что касается Анд, то они после герцинского этапа развития испытали регенерацию геосинклинального режима — обстоятельство, чрезвычайно существенное для формирования индивидуального облика данной складчатой области. Существенными чертами отличия от всех трех упомянутых областей обладает и Индокитайская область (Тектоника Евразии, 1966; Кудрявцев и др., 1969).

Сказанное означает, что на появлении позднегеосинклинальных поясов гранитоидов не отражается тип геосинклинального развития. Он не влияет также на насыщенность и масштабность поясов, на что указывает анализ только что приведенных и других примеров как по тихоокеанской периферии, так и по другим частям Земли. До настоящего времени это обстоятельство не отмечалось в литературе, хотя оно кажется весьма важным для представлений о гранитообразовании, с одной стороны, и о становлении поясов гранитоидов, с другой.

Если пояса гранитоидов возникают в орогенную стадию развития геосинклиналей независимо от всей их предыстории, то это значит, что единственным фактором, обуславливающим их появление, являются тектонические движения. Связь здесь совершенно механическая. Движения приводят к общему воздыманию геосинклинальных систем, областей и т. п., и именно в этот период возникают пояса гранитоидов. Как правило, они секут складчатые структуры, т. е. появляются либо после главной складчатости, либо в конечные фазы ее проявления. В это время в тектонической системе существуют уже условия растяжения, благоприятствующие внедрению магматических масс. По поводу значения процесса воздымания земной коры для формирования гранитоидов Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1967) писали, что «...мы можем утверждать, что если не всякое поднятие сопровождается образованием гранитоидов, то всякое образование гранитоидов происходит только на фоне активных тектонических поднятий» (стр. 115). Приуроченность гранитного магматизма (а также кислого андезито-липаритового вулканизма) к горным поднятиям орогенного этапа развития геосинклинальных областей отмечал и А. А. Моссаковский (1968).

Во многих исследованиях указывается, что конкретные гранитоидные тела размещаются в антиклинальных зонах. Однако на северо-востоке СССР крупный пояс гранитоидов (длина более 1000 км) приурочен к Иньяли-Дебинскому синклинорию, обрамляющему с юго-запада Колымский срединный массив. У. Гамильтоном и У. Майерсом (Hamilton, Myers, 1967), а также Р. Бэйтмэном и Дж. Итоном (Bateman, Eaton, 1967) было показано, что такие крупные тела, как массивы Сьерра-Невады (650×110 км) и Боулдер (100×50 км), также приурочены к синклиналильным формам.

Следовательно, локализация гранитоидных массивов определяется не размещением антиклинорий и синклинорий, а особенностями структуры, порожденной воздыманием области в орогенный период ее развития. В связи с этим приведем важное заключение А. В. Пейве (1956, стр. 61), что «если зоны глубинных разломов (разрывная структура) всегда служат путями движения магмы из глубин к поверхности, нередко являясь также вместилищем магмы, то изгибы слоев земной коры (складчатая структура)... никогда не определяют путей ее движения к поверхности Земли». То же относится и к насыщенности и масштабности поясов гранитоидов, хотя в этих случаях важным фактором является также общий «запас» соответствующего магматического материала в недрах.

Таким образом, мы подходим к тому, что гранитоиды, образованные в орогенный период развития геосинклиналей, являются аллохтонными. Теперь попытаемся выяснить, откуда поступал магматический материал. Наиболее просто предположить, что пояса, о которых здесь идет речь, возникли в результате миграции гранитоидных масс из местных очагов по вертикали, что чаще всего и делается в литературе. Возможно, в определенных случаях именно так и происходит, но когда мы имеем дело с поясами, вытянутыми на огромные расстояния и в то же время чрезвычайно узкими, подобный механизм кажется невероятным, так как слишком трудно вообразить очаг или зону генерации магмы соответствующей формы на глубине. Это тем более так, что простирающиеся пояса гранитоидов обычно не вполне согласуются с геосинклинальным структурным планом.

Обратимся к некоторым конкретным случаям.

Вертикальный механизм затрудняет объяснение появления позднегеосинклинальных мощнейших поясов гранитоидов в области мезозой (не вадид) Северной Америки. Здесь они приурочены, как отмечалось, в основном к эвгеосинклинали сквозного палеозойско-мезозойского развития, где до средней юры (Сьерра-Невада и др.) накапливались осадочно-

вулканогенные формации с эффузивами преимущественно основного состава, а в поздней юре уже образовались колоссальные массы гранитоидов. Дж. Гиллули (Gilluly, 1963) не мог объяснить происхождение этих гранитоидов иначе как боковой миграцией магмы из-под краевых частей современного океана вследствие их опускания. Автор позднее (Пушаровский, 1965) высказал иную точку зрения, но также исходящую из представления возможного движения гранитоидов в латеральном направлении. Такое движение предполагалось в направлении с востока на запад, то есть из области с хорошо развитой континентальной корой.

Существенная трудность возникает также при объяснении появления длинных, но узких поясов позднемеловых андийских гранитоидов, которые некоторые авторы (Белоусов, 1963) объединяют даже в один «Андийский батолит», протягивающийся на 6000 км. Известно, что на громадных расстояниях эти пояса, приуроченные к Береговым Кордильерам, находятся совсем рядом с Тихим океаном, дно которого характеризуется типичной океанической корой. Именно в этом случае, при допущении вертикального внедрения, следовало бы ожидать резко иного, чем в удалении от океана, состава пород, слагающих пояса, чего, однако, не отмечается. Весьма трудно представить и зону выплавления магмы в корнях этих поясов (а тем более одного пояса).

Не отрицая определенного значения вертикального механизма появления позднегеосинклинальных гранитоидных поясов, приведем некоторые данные и соображения о возможности существования и другого механизма.

В мезозондах Северо-Востока СССР, на северной стороне Колымского срединного массива (хр. Улахан-Сис), К. В. Яблоковым и И. Я. Некрасовым (1961) установлено мощное полого залегающее гранитоидное тело пластообразной формы (гарполит), корень которого, как они пишут, «возможно, уходит в ослабленную зону, проходящую вдоль границы Колымского срединного массива» (стр. 64). Позднее Т. В. Молчановой (1968) в пределах Иньяли-Дебинского синклиория было установлено, что контакты массивов гранитоидов в большинстве случаев наклонены в сторону Колымского срединного массива, причем сами эти тела нередко являются пластообразными, гарполитовыми. Описано распространение подобных тел и на западе Северной Америки (Hamilton, Myers, 1967). Ю. А. Кузнецов (1966), предлагая классификацию главных типов форм проявления магматических тел гранитоидного состава, каждому из которых свойствен особый механизм образования, отнес пластовые массивы к группе аллохтонных тел. Образовались они, как он пишет, за счет магмы «пришедшей издалека и утратившей или ослабившей связи с зонами глубинного магмообразования» (Кузнецов, 1966, стр. 11). Таким образом, мы приходим к заключению о возможности боковой миграции гранитоидных масс из относительно стабильных тектонических областей в воздымающиеся геосинклинальные зоны, с последующим образованием здесь гранитоидных поясов в соответствии с особенностями расположения зон проницаемости.

Аналогичный процесс стягивания гранитоидных масс мог иметь место также в районах Буреинского и Индосинийского массивов. Если все это так, то величина боковой миграции гранитоидных масс составит в таких случаях десятки или даже сотни километров.

На мысль о движении гранитоидных масс из-под блоков коры с хорошо развитым «гранитным» слоем наводит и следующий факт. Становление гранитоидных поясов орогенного периода развития геосинклинальных областей в общем совпадает во времени с развитием в их пределах наложенных впадин. Представляется естественным связать оба эти процесса генетически. Если мы обратимся к мезозондам Северо-Востока СССР, то здесь наиболее крупные наложенные впадины, такие как Зы-

рянская или Уляганская, находятся соответственно в пределах Колымского и Омолонского (остаточного от древней платформенной структуры) массивов. На Аляске имеется крупная Юконская впадина, расположенная также на внутреннем массиве и возникшая в результате оседания большей его части. Процесс оседания, примерно синхронный времени образования невадийских гранитоидов, захватил и крупные участки Скалистых гор США. Он проявился также в пределах Индосинийского массива и во внутренних Андах. Все это позволяет говорить о перераспределении глубинных масс в период образования поднятых складчатых областей на месте геосинклинальных и, следовательно, о возможной значительной латеральной миграции гранитоидных масс.

Такую же природу может иметь и образование краевых прогибов, которое можно связать с возникновением зоны временного оттока с последующей компенсацией гранитоидных масс из-под окраин платформ во внутренние части складчатых воздымающихся областей.

Таким образом, условия образования гранитоидных поясов разбиваемой категории можно связать не только с вертикальной миграцией гранитоидных масс, но и с горизонтальным их стяжением в соответствующие зоны из глубинных частей сопредельных блоков земной коры с полно развитым «гранитным» слоем. Это стяжение происходит в период общего воздымания складчатой области; в ходе этого воздымания на уровне «гранитного» слоя и выше создается как бы разреженная среда.

Само место локализации гранитоидных поясов определяется конкретной геологической ситуацией — размещением зон проницаемости. Они обычно согласуются с генеральными тектоническими простирациями, хотя нередко пересекают частные структурные элементы.

Процесс стяжения гранитоидных масс может затягиваться во времени, вследствие чего может происходить формирование многофазных интрузивов. Параллельно идет и процесс восполнения гранитоидных масс в тех местах, откуда они стягиваются.

Относительно категории окраинно-материковых внегеосинклинальных поясов можно сказать следующее. Такие пояса в основном находятся в зоне раздела тихоокеанского кольца кайнозойских структур и материковых структур Тихоокеанского тектонического пояса. В большинстве случаев это вулканоплутонические пояса. Отмечалось (см. гл. VIII), что их развитие связано с геосинклинальным процессом на периферии океанского ложа. Как для вулканической части этих поясов, так и для плутонической можно предполагать боковую миграцию магматических масс.

Что касается гранитоидных поясов, оперяющих Тихоокеанский тектонический пояс, то их происхождение надо связывать с местными (в широком смысле) источниками магматических масс — с соответствующими областями глубинных зон коры континентов. Однако и здесь горизонтальное перераспределение, видимо, имело место. К этому можно прийти, если принять во внимание, что упомянутые пояса приурочены к так называемым областям мезозойской активизации. При этом, Т. В. Молчановой (1964) на примере Станового хребта и прилегающих областей показано, что большинство гранитоидов оказывается приуроченным к мезозойским сводовым поднятиям, разделенным межсводовыми прогибами, практически лишенными гранитоидов.

В конечном счете мы приходим к следующим основным положениям.

Крупнейшие гранитоидные пояса, развитые на периферии Тихого океана и являющиеся в то же время крупнейшими на Земле, образовались после формирования главных геосинклинальных комплексов в соответствующих зонах земной коры. Они возникли в эпоху воздымания геосинклинальных зон, вне зависимости от типа развития последних.

Существенное значение в образовании таких гранитоидных поясов имел процесс горизонтального подтока гранитоидных масс со стороны смежных тектонических блоков, обладавших хорошо развитой корой континентального типа (платформ, внутренних массивов и др.). Этот подток предопределялся воздыманием крупных складчатых систем, сопровождавшимся растяжением земной коры. Место локализации гранитоидных поясов определялось конкретной геологической ситуацией в складчатой области.

Механизм подтока в известной мере проявил себя также при образовании категории окраинно-материковых внегеосинклинальных гранитоидных поясов.

В совокупности обе упомянутые категории гранитоидных поясов составляют колоссальную массу интрузивов на периферии Тихого океана. Следовательно, горизонтальный подток гранитоидных масс — явление значительное в общем процессе формирования гранитоидных поясов.

Особенное внимание при изучении зон разломов, развитых в Тихоокеанском сегменте Земли, привлекают три их группы: а) сдвиги, находящиеся на периферии Тихого океана; б) гигантские зоны субширотных разломов, существующие в восточной половине океанского ложа, и в) предполагаемые зоны разломов, за которые принимаются так называемые фокальные поверхности землетрясений, наклоненные под континенты. Несмотря на то, что основные представления по каждой из названных групп обычно кажутся незыблемыми, необходимо отметить, что на самом деле они очень спорны. Это нами и будет показано ниже.

СДВИГИ

В 1957 г. Х. Бениофф (Benioff, 1957) впервые выступил со своим известным представлением относительно широкого распространения вокруг Тихого океана значительных правосторонних сдвигов, простирающие которых параллельно краям континентов. Такие сдвиги, по его мнению, существуют в Японии, на Филиппинах, в зоне Тонга — Кермадек, в Новой Зеландии, с одной стороны, и в зоне Алеут, на Аляске, на северо-западе Северной Америки, в Калифорнии и, возможно, вдоль западного берега Южной Америки, с другой. Х. Бениофф соответственно делает вывод о тангенциальной природе деформаций на периферии Тихого океана, обусловленной вращением континентальных окраин относительно океанической области по часовой стрелке. Он писал, что если тангенциальное скольжение вокруг берегов постоянно, то, основываясь на скорости движения по сдвигу Сан-Андреас, время для полного оборота составит примерно 3 млрд. лет.

Однако несколько позднее Х. Бениофф (1966), дополнительно обосновывая свои соображения насчет сдвигов в Тихоокеанском кольце анализом очагов землетрясений, от представления о вращении отказался. Не обнаружив кольцевой симметрии в расположении разломов, он заключил, что «идея о простом вращении континентальных масс относительно масс океанских представляется весьма мало обоснованной» (Бениофф, 1966, стр. 101).

Так или иначе, но концепция оказалась весьма привлекательной и вызвала большое количество ссылок в литературе. Нам эта концепция представляется полезной постольку, поскольку она заострила внимание на выявлении сдвигов на периферии Тихого океана.

На основании многочисленных работ установленными сдвигами являются Сан-Андреас в Калифорнии и Альпийский в Новой Зеландии (рис. 43). По первому из них нужно упомянуть работы М. Хилла и Т. Диббли (Hill, Dibblee, 1953), Дж. Муди и М. Хилла (1960) и Дж. Кроуэлла (Crowell, 1960). Этот сдвиг расположен в Центральной и Южной Калифорнии, главным образом в пределах Береговых хребтов. Он отличается прямолинейностью и протягивается более чем на 1000 км. Ширина разломной зоны — от нескольких метров до нескольких кило-

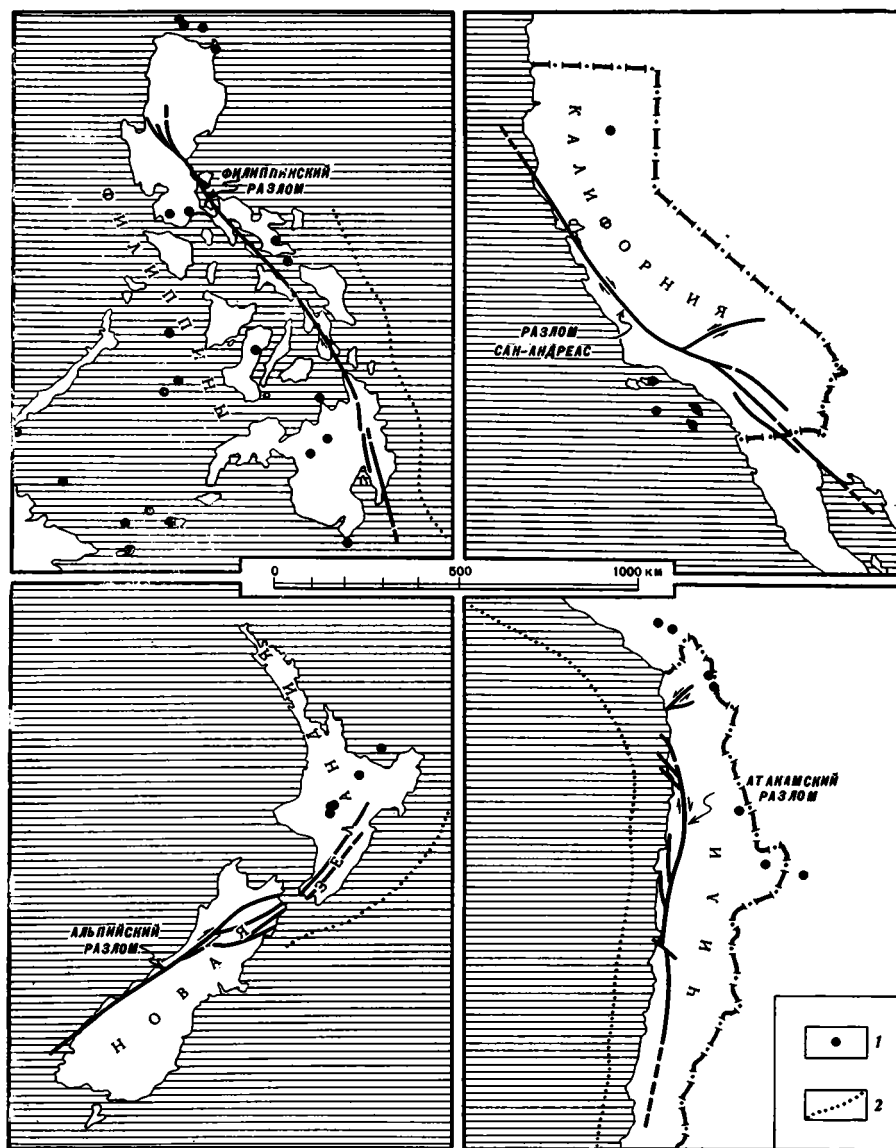


Рис. 43

Филиппинский, Сан-Андреас, Альпийский и Атакамский сдвиги (Allen, 1965)

1 — действующие вулканы; 2 — глубоководные желоба

метров. Разлом всюду является разделом пород разного возраста. Он хорошо выражен в рельефе в виде рвов, озер, образовавшихся во впадинах, невысоких хребтов и обрывов, которые обычно параллельны основному простиранию разлома. Во многих местах имеются участки дробления, и повсеместно развита брекчия трения.

На всем протяжении разлома Сан-Андреас имеются доказательства современных движений сдвигового характера (правосторонний сдвиг). При землетрясениях здесь бывают горизонтальные перемещения, достигающие нескольких метров. Отмечаются смещенные формы рельефа и геологические структуры.

Ряд авторов считает, что сдвиговые перемещения по разлому начались еще в конце мелового периода (Кинг, 1961; Бейли, Блейк, 1969; и др.), причем амплитуда смещения эоценовых отложений по сдвигу в настоящее время достигла уже нескольких сотен километров.

Что касается Альпийского сдвига в Новой Зеландии, то он установлен работами Г. Веллмана (Wellman, 1954 и др.). В пределах о. Южного, где сдвиг хорошо доказан, он представляет собой крутопадающий разлом типа взбросо-сдвига. По нему происходит торцовое сочленение структур и смещение частей одних и тех же структур по горизонтали на значительные расстояния. В. С. Буртман (1965), обобщивший соответствующий материал в нашей литературе, отмечает, что устанавливается смещение пояса ультрабазитов, а также границ между фациями отложений верхнего палеозоя, триаса и юры. Смещение по Альпийскому сдвигу, начавшему функционировать, как считают, в эпоху позднеюрско-ранне-меловой складчатости (орогения Рангитата), достигает в южных районах, возможно, сотен километров. По нему и ныне отмечаются многочисленные горизонтальные и вертикальные смещения русел водотоков, речных долин, террас и других элементов рельефа.

Обратимся теперь к другим указанным Х. Бениоффом примерам. Здесь сдвиговый характер крупных разломов геологически не столь очевиден. Относительно линии Медианы в Японии, например, японские геологи до сих пор не решаются заключить, что это сдвиг. Так, в книге «Геологическое развитие Японских островов» (1968, стр. 293), говорится по этому поводу следующее: «Крупные горизонтальные смещения известны в ряде мест Циркум-Тихоокеанского орогенического пояса; это, например, сброс Сан-Андреас в Калифорнии и Альпийский сброс в Новой Зеландии. Относятся ли дислокации, развитые в пределах Медианной тектонической линии, к нарушениям такого типа — интересная проблема. Однако твердого ответа на этот вопрос пока еще дать нельзя». Медианная линия понимается японскими геологами как длительно развивавшийся сброс или серия сбросов. Как известно, это очень важная структурная линия: она разделяет внутреннюю и внешнюю зоны Японии, глубоко различные по истории своего развития в мезозое и кайнозое.

Не более определенно обстоит дело с крупнейшим Филиппинским разломом, где также не хватает геологических аргументов в пользу существования сдвига, хотя предполагать его здесь можно (Gervasio, 1966).

В высшей степени проблематичны сдвиги в зоне желоба Тонга — Кермадек и вдоль западного берега Южной Америки. Лишь на севере Чили имеются некоторые основания для установления сдвига.

В последнее время определенно выявился сдвиг в Приморье — Фудзино-Иманский (Геология СССР, 1969). Он косо рассекает сихотэ-алиньские тектонические зоны, прослеживаясь на расстоянии 200 км, а истинная его длина может быть вдвое большей. В рельефе сдвиг выражен долинами, распадками или заболоченными седловинами. «Зона сдвига состоит из разлинзованных и брекчированных пород мощностью на отдельных участках более 3 км, внутри которой залегают милониты и тектонические глины мощностью от 10 до 100 м» (Геология СССР, 1969, стр. 603). Это левосторонний сдвиг с амплитудой около 40 км.

Таким образом, нужно констатировать, что примеры сдвигов, указанных Х. Бениоффом, имеют далеко не одинаковую достоверность. Более того, отдельные из них совершенно проблематичны. Тем не менее проблема поставлена весьма убедительно, и трудно сомневаться, что в ходе дальнейших работ будут установлены новые сдвиги.

Возможно, что в некоторых случаях сдвигами окажутся крупные тектонические швы, широко развитые в Тихоокеанском поясе. Частично они уже упоминались: Филиппинский разлом, линия Медианы в Японии.

Главное значение таких швов состоит в том, что они разделяют разные по истории развития тектонические зоны. В ряде случаев с ними связаны пояса ультрабазитов.

Типична в этом смысле шовная зона Кубы, простирающаяся на 500 км (Пушаровский и др., 1967). Вдоль нее очень резко контактируют между собой эв- и миогеосинклиналь Кубинской складчатой системы. Сейчас эта зона разорвана сдвиговыми смещениями, но прежде она была цельной и прямолинейной. На ранней стадии развития (в эпоху поздней юры и раннего и конца позднего мела) зона была выражена узким глубоководным прогибом, в котором накапливались относительно маломощные известняково-кремнистые отложения. В дальнейшем зона стала генеральной структурой, контролирующей распространение гипербазитовых массивов, столь широко развитых на острове. С описываемой зоной связаны сильные тектонические деформации, в том числе надвиговые структуры. Ширина зоны часто всего 5—10 км, но на ряде участков, благодаря развитию дополнительных оперяющих разломов и при значительном увеличении площади массивов ультрабазитов, зона расширяется.

Крупная система тектонических швов сходного значения установлена в Новой Гвинее, где она отделяет океаническую геосинклиналь от позднекайнозойской складчатой зоны (Davies, 1968). С этой системой также связаны крупные выходы ультраосновных пород.

Большой тектонический шов — Центральный Сихотэ-Алиньский разделяет Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня и Тетюхинский (или Главный) синклинорий (Геология СССР, 1969). Длина этого шва более 500 км, а ширина 5 км. В его пределах выделяется несколько второстепенных разломов длиной до 50 км, соединенных прямыми, дугообразными или ветвящимися разрывами. В рельефе шов выражен прямолинейными отрезками долин. В зоне шва распространены тектонические брекчии, милониты, сильно измененные породы основного состава, гранитоиды. Шов как раздел геоантиклинали и геосинклинали существовал уже в поздней перми. И. И. Берснев, следуя Б. А. Иванову, считает, что в конце мела и в палеогене (орогенная стадия развития области) этот шов был левосторонним сдвигом, что доказывается, в частности, горизонтальной штриховкой на многочисленных зеркалах скольжения. Амплитуда сдвига предполагается в 120—140 км.

В складчатой области Приморских мезозоид выделяется еще несколько крупных швов, причем некоторые из них также могут оказаться сдвигами.

Нами были приведены лишь некоторые примеры крупных тектонических швов, распространенных на периферии Тихого океана. Нужно сказать, что подобные шовные зоны встречаются и во многих других районах, т. е. значение их в тектонической структуре велико. Однако не все они пока достаточно изучены и даже выявлены. В частности, представляется, что именно такого типа шовная зона разделяет структуры Западного и Восточного Сахалина, протягиваясь в меридиональном направлении в районе молодых впадин средней части острова. Обычно здесь изображается некая узкая, ныне погребенная геоантиклиналь, которая по крайней мере в меловое время отделяла терригенное осадконакопление на западе от вулканогенно-кремнисто-терригенного на востоке. Но, по-видимому, здесь геоантиклинали нет, а есть обычная для Тихоокеанской периферии узкая шовная зона.

Хотя истинная роль сдвигов еще не установлена, но уже нет сомнения в том, что горизонтальные движения блоков, вызванные сдвигами, должны иметь большое значение в структурном развитии Тихоокеанского пояса.

В восточной половине дна Тихого океана в 1955 г. Г. Менардом (Menard, 1955) было выявлено пять огромных по протяженности разломных зон, параллельно идущих в широтном или близком к нему направлении. Несколько позднее таких зон стало более десятка (Менард, 1966). На последней физиографической карте дна Тихого океана, составленной в США (Pacific ocean floor..., 1969), их показано уже более 70, очевидно, однако, с большим преувеличением (рис. 44).

Эти разломы — не только феноменальное, но и своеобразное геологическое явление на земном шаре. Длина их несколько тысяч километров, ширина 100—200 км. Морфологически они выражены системами

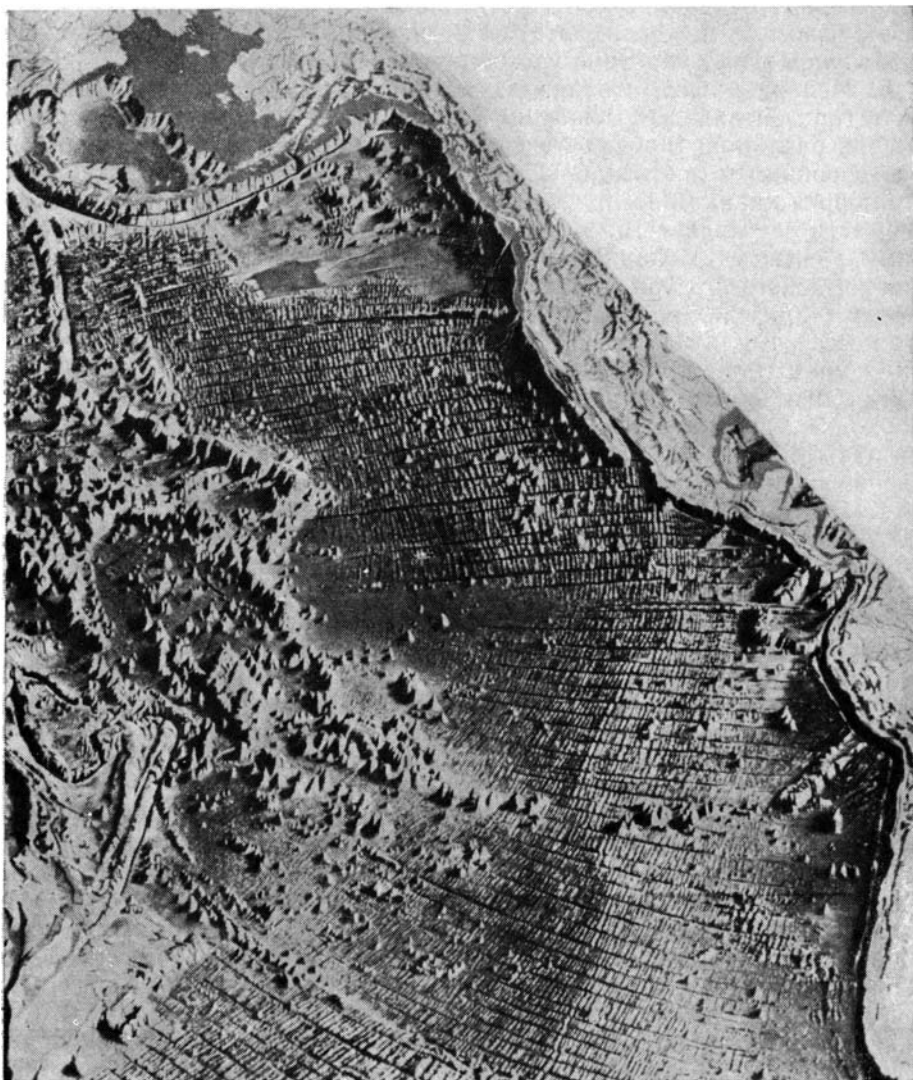


Рис. 44

Дно восточной половины Тихого океана в интерпретации авторов карты «Pacific ocean floor...» (1969)

На севере видна Алеутская дуга, на юге — южная часть Южной Америки

узких продольных хребтов и впадин, протягивающихся на сотни километров. Амплитуда рельефа может достигать нескольких (4—5) километров. Хребты отличаются асимметричным строением: один их склон представляет собой относительно крутой уступ, а другой — пологий скат. В пределах одной и той же разломной зоны может быть несколько хребтов и впадин (нередко грабен), сменяющих друг друга как по простиранию, так и вкрест простирания. Таким образом, степень сложности структуры разломных зон при общей их прямолинейности может изменяться.

Зоны разломов, по крайней мере на большей их части, не обнаруживают признаков сейсмичности. Б. Хизен (1966) считает, что это может свидетельствовать об относительно древнем их возрасте. В какой-то мере о том же свидетельствует и тот факт, что мощности рыхлых и слабо уплотненных осадков в соответствующей части океана, поскольку это сейчас известно, не согласуются со структурным планом дна, не зависят от расположения и строения упомянутых разломных зон.

Г. Менард пишет, что анализ магнитных аномалий «позволяет выявить горизонтальные смещения участков коры вдоль широтно вытянутых зон разломов. В зонах Мендосино и Пайонир такое смещение было левосторонним и достигало 1170 и 250 км соответственно... Для разлома Мюррей характерно правостороннее смещение, которое в его восточной части составляет 150 км..., в западной возрастает до 640 км, а местами и выше» (Менард, 1966, стр. 62). Заметим, что в этой фразе много неясного и трудного для объяснения. В частности, нелегко понять, почему в пределах одной и той же зоны прямолинейного разлома в одних местах амплитуда сдвига достигает величин более 1000 км, а в других — она в пять раз меньше.

Так или иначе, но в отношении восточнотихоокеанских разломов необходимо признать, что как по масштабу, так и по строению и истории развития (поскольку эта история известна) они представляют собой совершенно специфические на Земле зоны, которые необходимо противопоставлять всем другим линеаментам планеты. Следует согласиться с Г. Д. Ажгиреем (1967), который именно таким образом и понимает эти зоны.

Важной, но нерешенной является проблема продолжения восточнотихоокеанских разломных зон в сторону континента. В литературе существует несколько точек зрения по этому поводу.

Г. Менард (1966) полагает, что можно с уверенностью считать, что зоны разломов пересекают материковую границу и что почти все они продолжаются хотя бы на короткое расстояние в пределы континентов. Однако этот взгляд высказан тогда, когда было известно сравнительно ограниченное число разломных зон.

Ф. Кинг (1969) подошел к проблеме более осторожно. В Кордильерах Северной Америки по их простиранию он выделил пять крупных сегментов, разграниченных поперечными зонами раздела. Последние в некоторых случаях, по его мнению, по-видимому, служат продолжением восточнотихоокеанских разломов. В частности, это относится к зоне Поперечных Хребтов, которая разграничивает Калифорнийско-Колорадский и Мексиканский сегменты («Техасская переходная зона»). Видимо, по мнению Ф. Кинга, она является продолжением разломной зоны Мюррей, «по которой... наблюдаются горизонтальные смещения, подобные смещениям по сдвигам Поперечных Хребтов» (Кинг, 1969, стр. 69). Ширина соответствующей поперечной зоны почти 100 миль; она «разделяет две части Кордильер, отличающиеся друг от друга рельефом, геологической историей и характером складчатых дислокаций» (там же).

Другим примером является поперечная зона раздела Мексиканского и Центрально-Американского сегментов. Она выражена совсем иначе —

молодым вулканическим поясом. Продолжением зоны на дне океана может быть, как пишет Ф. Кинг, разломная зона Кларион.

О взглядах Ф. Кинга можно судить по составленной им схеме линейных тектонических структур Кордильер Северной Америки и прилегающих областей (рис. 45). Автор ее склонен считать, что восточнотихоокеанские разломные зоны могут продолжаться, а могут и не продолжаться в пределах континента. При этом в случае продолжения соответствующие континентальные отрезки будут совершенно разнохарактерными по строению.

Следующая точка зрения сводится к тому, что разломные зоны продолжают не на континенте, а под континентом, который тектонически перекрывает структуры океанского дна. К такому представлению приводит рассмотрение рисовки строения дна на физиографической карте Тихого океана (Pacific ocean floor..., 1969). Но геофизических данных, необходимых для доказательств этой интересной идеи, еще недостаточно.

Заключение о перекрытии континентом дна океана можно сделать также из анализа соотношений океанической плиты, континента и подвижного океанического пояса на западе Северной Америки¹. Однако надо заметить, что обычно предполагаемое появление как бы звена океанического подвижного пояса, выходящего из-под континента в районе северной границы США, пока является недостаточно обоснованным.

Наконец, имеется и такое представление, что восточнотихоокеанские разломные зоны оканчиваются в океане, не продолжаясь ни на континенте, ни под ним. Это иллюстрируется, в частности, физиографической картой, составленной Г. Менардом для северо-восточной части Тихого океана.

Нами были упомянуты только некоторые относительно «умеренные» идеи, но не крайние, как, например, идея о пересечении разломной зоной Мендосино Скалистых гор или о продолжении зоны Мюррей до восточных районов США (Albritton, Smith, 1957) и т. п. Из приведенных идей видно, что проблема продолжения восточнотихоокеанских разломных зон в сторону континента решается совершенно по-разному, откуда надо сделать заключение об общей недостаточности фактических сведений. Ориентируясь на ту или иную точку зрения, исследователи, в сущности, исходят из своих общих концепций, но не из надежных геологических фактов. В то же время можно сказать, что расшифровка вопроса позволила бы разъяснить ряд кардинальных тектонических проблем.

На наш взгляд, ни одна из континентальных поперечных зон не связана прямым образом ни с одной из восточнотихоокеанских разломных зон. Может быть, те и другие входят в геометрически единую сетку разломов (и зон проницаемости). Но и это сомнительно, поскольку зон поперечных разломов на континенте выявлено очень мало и, наоборот, здесь имеются крупнейшие продольные зоны. Вся система последних (Кордильеры, Анды) фактически под прямым углом ориентирована к разломным зонам океанского дна, что указывает на полную независимость каждой из этих систем. Поэтому, если не стоять на крайних мобилистских позициях, то можно полагать, что восточнотихоокеанские разломные зоны угасают при приближении к континенту и что их образование связано с тектонической историей лишь собственно океанского ложа. Причина и время их появления, а также конкретные черты развития остаются пока нерасшифрованными.

¹ Очень интересно, основываясь на особенностях осей магнитных аномалий, эту точку зрения аргументировал В. В. Вакье (Скриппсовский Институт, США) в своих лекциях, прочитанных в Геологическом институте АН СССР весной 1970 г.

Еще в середине 30-х годов (Visser, 1936; и др.) возникло представление, что очаги землетрясений на периферии океанов группируются в зоны, наклоненные под материки. Хотя сведений в то время было еще мало, тем не менее уже было отмечено, что по углу наклона подобные зоны неодинаковы. Представление в целом, конечно, сугубо схематичное, причем на первых порах оно скорее отражало кажущуюся закономерность, чем реальную. Это можно подтвердить тем, что Б. Гутенберг и К. Рихтер в 1938 г. отрицали существование таких зон, указывая на перерывы в распределении глубин фокусов землетрясений (по А. Н. Заварицкому, 1946). Тем не менее простота построения оказалась столь подкупающей, что гипотеза получила исключительно бурное развитие.

Своей популярностью в немалой степени гипотеза обязана идее А. Н. Заварицкого о том, что эти наклонные фокальные зоны представляют собой зоны движения по ним блоков литосферы. При этом А. Н. Заварицкий писал, что при перемещениях вдоль наклонной плоскости одно крыло будет подниматься, а другое — опускаться, т. е. «схематически можно говорить или о надвигании материка на океаническое дно, или о поддвигании дна океана под материк» (Заварицкий, 1946, стр. 8). Очень многие исследователи использовали в дальнейшем эту идею для объяснения разных тектонических процессов и явлений, в том числе механизма происхождения глубоководных желобов. Отсюда гипотеза о фокальной поверхности землетрясений получила еще большее распространение и утверждение.

В том же году рассматриваемую проблему затронул и Н. С. Шатский (1946). Он считал зоны фокусов землетрясений едиными, падающими в сторону материков под углом $60-30^\circ$, но интерпретировал их совершенно иначе, чем А. Н. Заварицкий. Подчеркивая, что эти зоны уходят на глубину 700 км или более, Н. С. Шатский рассматривал их как глубинные разломы, отделяющие платформы от геосинклинальных областей. Поскольку, писал Н. С. Шатский, платформы образовались из геосинклиналей, эти глубинные разломы, естественно, должны быть наклонены под платформы. Никакого движения по ним он не признавал, замечая, что «разница в структуре, составе, режиме и т. д. оболочек под платформами и геосинклиналями последовательно уменьшается, сглаживается с глубиной; следовательно, разграничительная поверхность, вернее зона между платформами и геосинклинальными областями, не будет вертикальной, а наклонной под платформы» (Шатский, 1964а, стр. 614).

Так или иначе, но положение гипотезы о фокальных зонах землетрясений после опубликования работы Н. С. Шатского капитально упрочилось. Особенно часто на эту работу стали ссылаться критики мобилизма (полная противоположность судьбе тектонических взглядов А. Н. Заварицкого), а также те, кто делал обобщения относительно глубинных разломов.

Приведем отдельные примеры более поздних разработок идеи движения континентов на океан.

Так, П. Н. Кропоткин писал о фокальных зонах как о глубинных зонах скалывания, по которым происходит надвигание «островных дуг, складчатых сооружений и платформ, расположенных вокруг Тихого океана, в сторону его центральных областей» (Кропоткин, Шахварстова, 1965, стр. 319). Сам наклон сейсмоактивных зон он рассматривал как результат такого надвигания.

П. Н. Кропоткин объяснял морфологические особенности глубоководных желобов процессом надвигания островных дуг на поверхность коры Тихого океана, сходным с процессом образования послеэрозийных надвигов. При этом, как он писал, рассчитанная им соответствующая

надвиговая поверхность совпадает со средней поверхностью глубинной сейсмической зоны скалывания.

Сходные взгляды высказывал также Л. Б. Рухин (1962), однако в более общей форме. «Сверхглубинные разломы, порождающие островные дуги, всегда падают в сторону прилежащего материка, т. е. поднимающегося блока земной коры. Материковое крыло разлома испытывает в конечном счете поднятие, а океаническое — вовлекается в прогибание. В результате и образуется структура, до некоторой степени напоминающая надвиг» (Рухин, 1962, стр. 34).

Но одновременно с такими выводами в некоторых работах высказывались сомнения в отношении существования единых зон сколов, как и насчет того, что такие зоны являются пограничными образованиями между материками и океаном (Петрушевский, 1964).

Еще намного раньше Г. Хесс (Островные дуги, 1952) отмечал, что далеко не все глубокофокусные землетрясения можно связывать с единой зоной скалывания и что соответствующие исключения бросают тень сомнения на данную гипотезу, впрочем лишь в той мере, в какой она касается глубокофокусных землетрясений.

Теперь перейдем к самим фокальным зонам, поскольку именно они являются базисом для тех или иных тектонических построений.

Здесь нужно отметить, что уже давно сейсмологи начали высказывать мысли о более сложном строении фокальных зон землетрясений, чем это понималось первоначально. Еще в 50-х годах появились представления об изломе фокальных зон где-то на глубинах порядка 200 км (рис. 46). Кроме того, все отчетливее стали выясняться отдельные случаи наклона фокальных зон не в сторону континента, а в сторону океана (например, район Новых Гебрид). Некоторые фокальные зоны получили в поперечном сечении весьма сложные, отнюдь не линейные очертания. Наконец, появились материалы, показывающие, что сейсмологи, рисуя фокальные зоны, иногда допускают большую произвольность трактовки, что видно, в частности, на примере одного из центральноамериканских профилей (рис. 47).

Одним из классических примеров сверхглубокой фокальной зоны обычно служит Курило-Камчатская. Но уже несколько лет тому назад С. А. Федотов (1964) заметил, что она простирается в глубину не на 700, а примерно на 200 км.

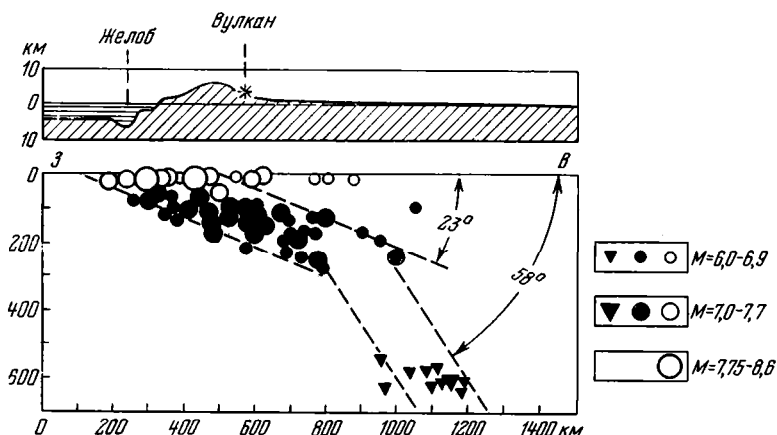


Рис. 46

Разрез через западную часть Южной Америки. Сегмент Перу — Эквадор (Бениофф, 1966)

Отображен излом фокальной зоны. М — магнитуда; белые кружки — мелкофокусные землетрясения, черные — среднефокусные, треугольники — глубокофокусные землетрясения

Рис. 47

Положение фокусов землетрясений в Центральной Америке (Dengo, 1968)

В данном случае обычно рисуется фокальная зона, падающая под континент (на северо-восток). По нашему мнению, это большая нагрузка

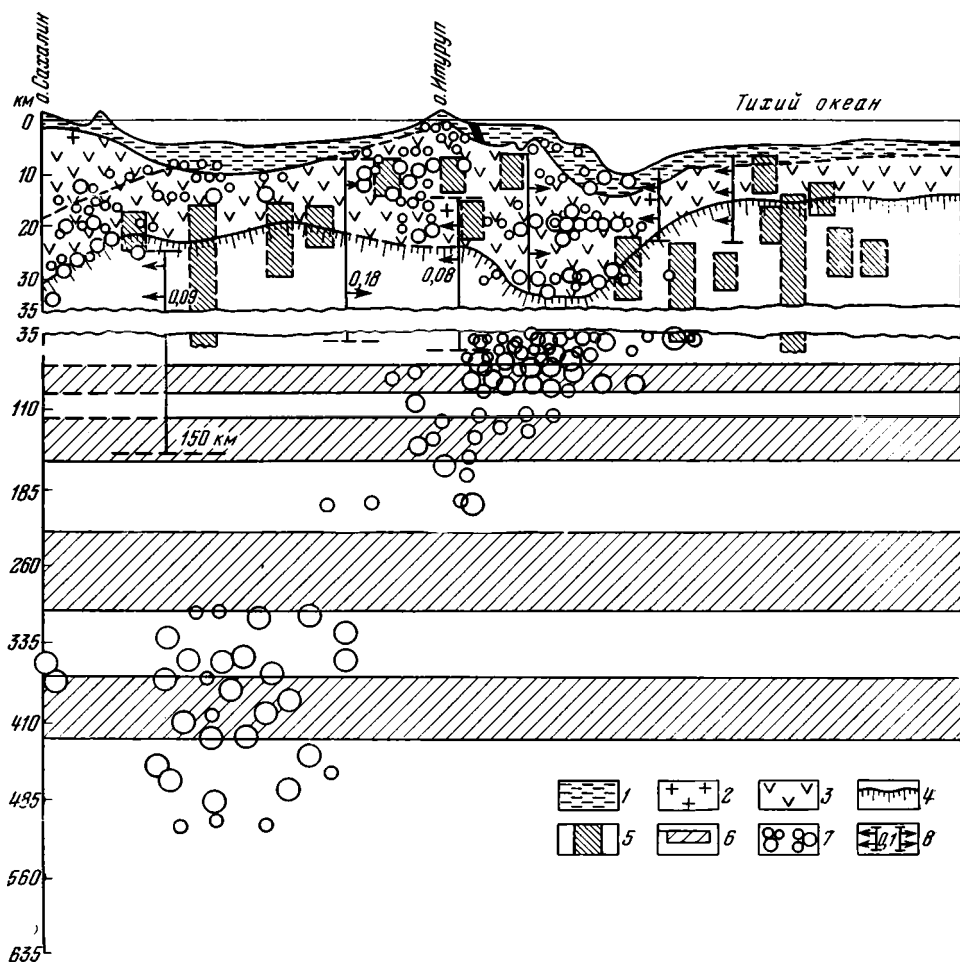
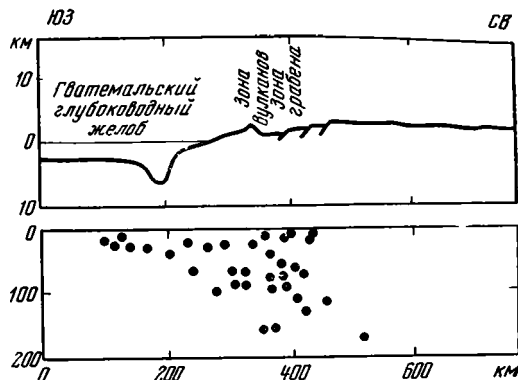


Рис. 48

Разрез земной коры по профилю о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан (Гайнанов и др., 1970)

1 — осадочные отложения; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — граница Мохоровичича; 5 — магнетизирующие тела; 6 — астеносферные слои; 7 — гипоцентры землетрясений; 8 — границы разноплотных блоков (стрелки указывают направление разуплотнения, цифры — перепад плотностей в горизонтальном направлении, в $г/см^3$)

М. С. Марков, В. Н. Аверьянова и их соавторы (1967) отмечают, что хотя на Дальнем Востоке существует некоторая фокальная зона, погружающаяся под континент, но глубже 300 км она не прослеживается, причем они выявляют и подчеркивают большую неравномерность концентрации гипоцентров как по глубине, так и по площади. В пределах зоны наблюдается чередование областей большего и меньшего выделения сейсмической энергии.

Все это подтверждает, что представления о фокальных зонах землетрясений действительно сильно усложнились. На одном из последних профилей Дальневосточной сейсмической зоны (Гайнанов и др. 1970) очень ясно различается несколько обособленных групп очагов, которые, на наш взгляд, вообще невозможно объединить в единую фокальную зону (рис. 48).

Интересна также сводка данных о фокальной зоне курило-камчатских землетрясений, написанная Р. З. Таракановым (1969). Анализируя их, автор отмечает, что угол наклона так называемой фокальной зоны по простиранию зоны меняется: в районе Южной Камчатки и Северных Курил он составляет около 60° , а в районе остальной части Курил и о. Хоккайдо — $48-45^\circ$. Сложность ситуации характеризуется и тем, что имеется «существенное различие в распределении глубокофокусных землетрясений на разных участках фокальной зоны. Максимальная концентрация гипоцентров для южного участка Курило-Камчатской островной дуги наблюдается на глубинах от 300 до 400 км. Для Средних Курил максимум глубокофокусных землетрясений отмечается на глубинах от 400 до 600 км. Для северного участка дуги не наблюдается большой концентрации гипоцентров. Отдельные их группы имеются на глубинах около 400—500 км» (Тараканов, 1969, стр. 11).

Продоланный анализ привел Р. З. Тараканова к следующему заключению: «В первый период изучения глубокофокусных землетрясений, когда данных о пространственном распределении гипоцентров было еще недостаточно, все очаги проектировались на одну плоскость. При этом предполагалось, что фокальная зона является единой, так как она изображалась в виде почти сплошной полосы с изломом на глубинах 200—300 км... По мере накопления новых данных появилась возможность строить проекции гипоцентров для разных частей зоны. При этом было обнаружено, что очаги землетрясений на проекциях не образуют сплошной полосы, а группируются на отдельных глубинах в гнезда» (там же).

В полном согласии с таким представлением находятся и выводы, к которым пришли И. Сузуки и К. Кодама (Suzuki, Kodama, 1969), на основании изучения средне- и глубокофокусных землетрясений в островной области Юго-Восточной Азии. Они подчеркнули, что почти все глубокофокусные очаги сопряжены с глубокоководными впадинами окраинных морей (Яванское, Флорес, Банда, Сулавеси; рис. 49) и четко отделили эти очаги, как по положению, так и по происхождению, от мелкофокусных очагов, свойственных островным дугам. Соответственно получилась картина нескольких изолированных разноглубинных групп очагов (рис. 50).

Используя различия в ориентировке осей максимального сжатия и растяжения в глубокоководных впадинах и островных дугах, авторы делают заключение, что единых для них фокальных поверхностей, а следовательно, и разломных систем не существует. Поэтому, отвергая гипотезу конвекционных течений, происхождение средне- и глубокофокусных землетрясений они связывают с происходящим в настоящее время активным процессом горизонтального растяжения земной коры в районах глубокоководных впадин.

Авторы утверждают, что сходная картина наблюдается и в Японии.

Таким образом, гипотеза, казавшаяся первоначально столь простой и ясной, по мере углубления фактических знаний становится все менее

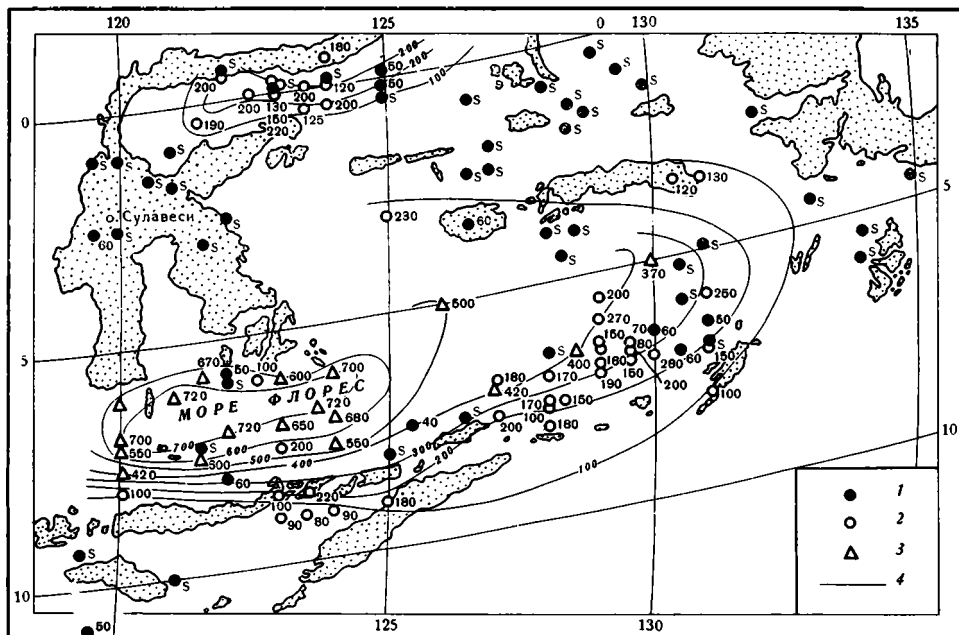


Рис. 49.

Распространение фокусов землетрясений в районе моря Флорес (Suzuki, Kodama, 1969)

1 — эпицентры мельче 70 км; 2 — то же, 70—300 км; 3 — то же глубже 300 км; 4 — изолинии глубин, S — мелкофокусные землетрясения. Цифры обозначают глубину фокусов

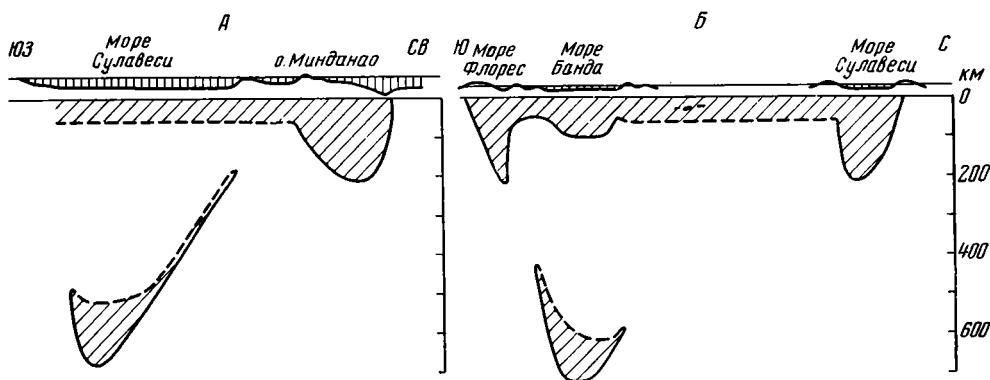


Рис. 50

Схематические профили, показывающие независимость расположения различных по глубине групп очагов землетрясений (Suzuki, Kodama, 1969)

А — в районе моря Сулавеси и о. Минданао; Б — в районе морей Флорес, Банда и Сулавеси

доказательной. Более того, если никакой сплошной фокальной полосы нет, а существуют гнезда, то отпадают и тектонические построения относительно надвигания по этой полосе континента на океан или существования какой-то сплошной зоны сверхглубинного разлома. Нам представляется, что дело скорее всего так и обстоит. Причину возникновения сейсмичности на разных уровнях нужно искать в неоднородном строении верхних оболочек Земли и динамике их материала, иными словами — в сталкивании разнородных глубинных масс, заходящих друг за друга, как выясняется, по сложному зигзагообразному профилю. Та-

кое представление подкрепляется имеющимися в литературе данными о том, что земная кора и верхняя мантия по обе стороны от зоны фокусов землетрясений имеют разный состав и разное строение. С. А. Федотов (1966) отмечает, что в верхней мантии под океаном температура на несколько сотен градусов выше, скорости сейсмических волн и плотность больше, а состав пород более основной, чем под островной дугой.

* * *

Мы коснулись трех аспектов проблемы разломов в Тихоокеанском сегменте Земли. Было показано, что все они очень сложны. Интересный и перспективный путь к дальнейшей разработке проблемы можно видеть в анализе крупных естественных ассоциаций разломов, во многих случаях очень ясно выявляющихся. Однако надо сказать, что в отношении разломов океанского дна нужна еще большая работа по сбору фактического материала.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ТИХООКЕАНСКОМ ТЕКТЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Приведенный в предыдущих главах материал позволяет дать общую характеристику строения и развития Тихоокеанского тектонического пояса. Этот пояс, окаймляющий ложе Тихого океана, состоит из внешнего кольца разновозрастных складчатых зон и внутреннего кольца, включающего современные геосинклинальные зоны. В пространственном положении тектонических зон видна ясная закономерность: наиболее древние по времени проявления геосинклинального процесса зоны находятся на самой дальней периферии океанского ложа, а наиболее молодые — на ближайшей.

Особенно ярко такая закономерность проявлена в Австрало-Меланезийском секторе, где с восточной стороны древней (дорифейской) платформы наблюдается последовательная смена позднедокембрийской, среднепалеозойской, позднепалеозойской и позднекайнозойской складчатых зон, заканчивающаяся современной геосинклинальной зоной. Если рассматривать Юго-Восточную Азию, то здесь на краю материка протягивается зона среднепалеозойской складчатости, восточнее ее лежит позднекайнозойская зона, а еще далее на восток — современная геосинклинальная область. В северных районах Восточной Азии, как и на Аляске и в Северной Америке, смена тектонических зон вскрест простирания Тихоокеанского пояса начинается с мезозойской. В Южной Америке наиболее древней складчатой зоной в их последовательном горизонтальном ряду является Боливийская зона позднепалеозойского возраста складчатости, причлененная непосредственно к древней платформе.

Из сказанного видно, что в течение длительного времени в ходе структурного развития периферических зон океанической впадины имело место оттеснение геосинклинального процесса в сторону ложа Тихого океана. Это заключение существенно в трех отношениях. Во-первых, оно позволяет еще основательнее утвердиться в представлении, что современные геосинклинальные области, как они понимаются в данной книге, действительно являются геосинклинальными, поскольку они естественно укладываются в единый пространственный ряд разновозрастных геосинклинальных образований. Во-вторых, ясно определяется вывод о том, что сущность тектонического процесса на периферии Тихого океана состоит не в наступлении океана на материк, как об этом часто пишут, а в последовательном развитии геосинклинального процесса, продвигающегося в сторону океана и сопровождающегося наращиванием континентальных площадей. Наконец, в-третьих, из анализа пространственного положения разновозрастных тектонических зон периферии Тихого океана следует, что Тихоокеанский тектонический пояс является структурным образованием древнего заложения. Причлененные к платформам позднедокембрийские и палеозойские складчатые зоны, а также мезозойские, характеризующиеся длительной геосинклинальной исто-

рий, свидетельствуют о существовании пояса по крайней мере в позднем докембрии. Начиная с этого времени в пределах пояса, по-видимому, различались континентальные и океанические геосинклинали, а из этого выясняется его приокеаническая природа.

В то же время суммарная площадь складчатых зон докайнозойского возраста в Тихоокеанском тектоническом поясе относительно невелика. Она составляет не более $\frac{1}{5}$ всей площади пояса, тогда как $\frac{4}{5}$ приходится на кайнозойские складчатые и современные геосинклинальные зоны. Это связано с высокой степенью тектонической подвижности пояса, обуславливающей длительно протекающее без существенных перестроек структурного плана геосинклинальное развитие, с одной стороны, и с явлениями геосинклинальной регенерации, с другой. Примерами зон почти непрерывного на длительном отрезке времени геосинклинального развития являются мезозойские территории Северной Америки, Сихотэ-Алиньские мезозойские, ранние мезозойские территории ДРВ и некоторые другие зоны. Что касается явлений регенерации, то они относятся к раннекайнозойским зонам Анд, Мексики, очевидно, Антарктиды, а также к ряду районов современного геосинклинального пояса, где новообразованные структуры разрушили более древние складчатые образования (Япония, Карибский район и др.). Наименьшее развитие в поясе имеют позднедокембрийские и палеозойские складчатые зоны; мезозойские зоны развиты значительно шире. Следует обратить внимание на то, что последние вообще на земном шаре распространены только в Тихоокеанском тектоническом поясе и приурочены лишь к той его части, которая лежит в северном полушарии¹. Ниже мы еще вернемся к этому.

Приведенные примеры показывают, что Тихоокеанский пояс в течение всего неогена характеризовался высокой тектонической подвижностью; он сохраняет эту подвижность и в настоящее время.

Границы Тихоокеанского тектонического пояса в ходе геологической истории местами были непостоянными. Внешние границы постоянными (начиная с рифей) были в Восточной Австралии, на юго-востоке Китая, на п-ове Корея, на юго-востоке Сибирской платформы, на значительных площадях в Южной Америке и Антарктиде. Однако в районе северо-восточной части Сибирской платформы, в ряде районов Северной Америки (Кинг, 1969) и местами в Южной Америке на ранних этапах развития Тихоокеанского пояса его внешние границы проходили несколько ближе к ложу океана. Наблюдающиеся ныне внешние границы в этих областях сравнительно молодые, установившиеся в результате захвата тихоокеанскими геосинклиналями частей платформенных структур (континентальные геосинклинали).

Что касается внутренних границ пояса, то они также изменялись. В мезозое и кайнозое² определенно происходило вовлечение в геосинклинальное развитие некоторых участков ложа океана (талассогеосинклинали). Оно, очевидно, могло быть и в более ранние периоды геологической истории.

Несмотря на то, что в развитии геосинклинального процесса в Тихоокеанском поясе была и существует общая для всех его частей направленность, отдельные секторы пояса по своему тектоническому плану и характеру геосинклинальных зон значительно отличаются друг от друга. Обычно указывается на различие западной и восточной половин Тихоокеанского пояса, выражающееся в широком распространении на западе островных дуг, которые на востоке представлены слабо. Другим примером может быть распространение огромных складчатых областей ме-

¹ Отдельные зоны или участки с интенсивным проявлением мезозойской складчатости известны и вне Тихоокеанского пояса, но их значение в тектонической структуре невелико.

² А кое-где и в позднем палеозое.

зозойд в северной половине пояса и отсутствие их в южной (о чем только что упоминалось). Большое различие наблюдается между секторами пояса, тяготеющими к отдельным материкам. Так, по всему комплексу структур весьма различны между собой восток Азии, запад Северной Америки, запад Южной Америки и восток Австралии¹. Вообще говоря, это очень удивительное и трудно понимаемое явление. Однако надо учесть, что если взять отдельные звенья упомянутых секторов и сравнивать их между собой, то и в этом случае выявятся существенные различия в тектонических признаках. В книге «Тектоника Евразии» (1966) это показано для востока Азии; Ф. Кинг (1969) сделал это для запада Северной Америки. Вообще на особенностях строения и развития отдельных участков земной коры основывается ее тектоническое районирование, которое может быть весьма дробным. Мы связываем это с общей неоднородностью строения тектоносферы, в которой приходится постоянно убеждаться и представление о которой является самым общим положением тектоники. Неоднородно и неравномерно также проявление энергии тектоносферы, порождаемой как внутренними, так и внешними факторами.

В то же время известно, что те или иные тектонические явления могут повторяться как во времени, так и в пространстве. Тихоокеанский пояс не является исключением в этом смысле. На этом основывается, например, проведенная нами классификация геосинклиналей по типу их развития: эв-, микто- и миогеосинклинали. Если говорить с большей конкретностью, то можно отметить, что для Тихоокеанского пояса характерно распространение исключительно мощных, но фактически моноформационных комплексов, отвечающих главным этапам развития геосинклинальных зон. Для востока Азии, в частности, в высшей степени характерными являются терригенные комплексы. На западе Северной Америки широко развиты три группы комплексов: вулканогенно-терригенно-кремнистые, карбонатные и терригенные.

Могут повторяться по свойствам и структурные элементы. Например, это характерно для глубоких линейных прогибов, заполненных мощнейшими осадочными формациями до неогена включительно и расположенных во внешней периферии Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. То же можно сказать и о глубоководных желобах (геосинклинальных рвах), а также о ряде других тектонических элементов, что является методом сравнительно-тектонического анализа. Необходимо отметить, что упомянутые линейные тыловые прогибы и глубоководные желоба являются очень своеобразными структурами, характерными именно для Тихоокеанского сегмента Земли. Что касается желобов, то их точные аналоги в геологическом прошлом, очевидно, отсутствовали, хотя в ряде работ и указывалось, что они якобы существовали. Данный тип тектонических структур представляет собой скорее всего порождение последних периодов геологической истории Земли.

В Тихоокеанском поясе распространены как линейные тектонические зоны, так и зоны или области мозаичного строения. Линейные присущи его восточной половине, мозаичные — западной (где они сочетаются с линейными). Мозаичные области наиболее отчетливо выявляются в кайнозойском кольце (Пушаровский, 1964): это Западно-Тихоокеанская (район Филиппинского моря), Индонезийская и Меланезийская. Обратите внимание, что образовались эти области в результате разных процессов. Западно-Тихоокеанская область, вероятно, наследует давно существовавшую в этом районе приокеаническую зону с широким распространением участков океанической коры (рис. 51). Что касается Индонезийской области, то есть много аргументов в пользу того, что наблюдаемая

¹ Различию кайнозойских структурных зон указанных секторов автор посвятил специальные работы (Пушаровский, 1964а; Пушаровский, Афремова, 1965).

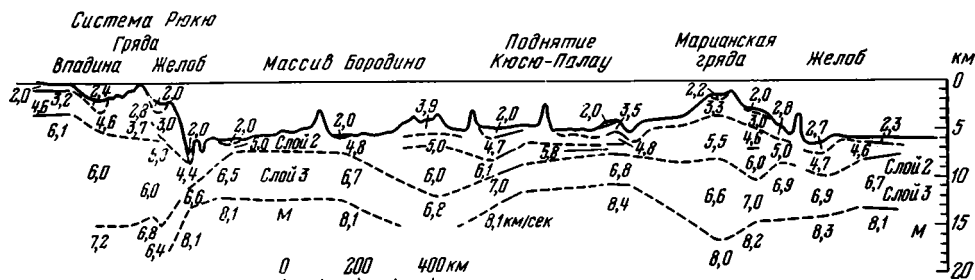


Рис. 51.

Сейсмический профиль, отображающий строение земной коры Филиппинского моря (Murauchi a. o., 1968 г.)

здесь сложная структура сформировалась в результате недавней перестройки тектонического плана какой-то структурной области, притом складчатого строения. Такие же условия образования, очевидно, свойственны и значительной части Меланезийской области. Можно заметить, что мозаичные области появляются там, где в строении земной коры роль древних платформ сильно снижена.

Важной чертой строения Тихоокеанского пояса являются огромные по сравнению с другими районами размеры образующих его тектонических элементов и зон, которые, как правило, составляют тысячи километров; лишь отдельные структурные элементы имеют протяженность, измеряемую сотнями километров. Оговоримся, что это относится к тектоническим элементам и зонам мезозойского и более молодого возраста, поскольку более древние структурные образования, из-за их слабого проявления, изучены недостаточно. Этот признак, при большой контрастности тектонического рельефа, характеризует масштабы тектонических процессов, которые на периферии Тихого океана оказываются значительно большими, чем, например, в любом районе Европы.

Для многих периодов геологической истории Тихоокеанского пояса на крупных его отрезках, как уже нами отмечалось (Пушаровский, 1967), отчетливо проявляется характерная последовательность в расположении тектонических зон. Она заключается в смене вкрест простираения пояса зон, образовавшихся на периферии континентов, зонами, возникшими на океаническом ложе. Иными словами, в плане мы наблюдаем две сопредельные полосы с развитием соответственно океанических и континентальных геосинклиналей (восток Азии, Австрало-Меланезийская область, запад Северной Америки). В этом смысле существует подобие с геосинклинальным поясом Тетис, в той интерпретации его истории, которая дана А. В. Пейве (1969). Это обстоятельство служит дополнительным обоснованием представления о давнем существовании в Тихоокеанском сегменте Земли взаимосвязанной системы: океан — периферический геосинклинальный пояс — континентальные блоки.

Проследим хронологию процессов складчатости в Тихоокеанском поясе. Она весьма специфична. Огромные площади, как нигде на Земле, здесь заняты современными геосинклиналями. Уже по распространению этих геосинклиналей видно, насколько неравномерно и асинхронно проявляется на Земле геосинклинальный процесс.

Очень большое распространение в Тихоокеанском поясе имеют позднекайнозойские складчатые зоны, орогенный этап развития которых еще продолжается. Они распространены шире, чем альпиды в Евразии, которые, наоборот, в пределах Тихоокеанского пояса развиты очень мало (Карибский регион). Столь же велико распространение зон раннекайнозойской складчатости и ранних и поздних мезозоид, фактически отсут-

ствующих за пределами Тихоокеанского сегмента. Палеозойские эпохи складчатости проявлялись в разное время, иногда близкое к европейским эпохам, но чаще — особое (например, среднедевонское). Интересно; что до сих пор не установлено ни силурийских, ни ордовикских эпох складчатости. Все это — свидетельство неравномерности проявления на Земле энергии тектоносферы, а также общей неоднородности строения последней.

В ходе развития геосинклинальный процесс в Тихоокеанском поясе оказывал тектоническое воздействие на сопредельные внутриконтинентальные области, вызывая образование резонансно-тектонических структур. Наиболее определенно это устанавливается для мезозойского и кайнозойского времени. Набор соответствующих структур разнообразен, а занимаемые ими площади довольно значительны. Данные структуры потому и названы резонансно-тектоническими, что они обусловлены горизонтальной передачей тектонических усилий из геосинклинальных зон в краевые части их платформенного обрамления. Вполне обоснованно выделять подобные структуры в самостоятельную категорию тектонических образований, не платформенных и не геосинклинальных.

Важную характеристику Тихоокеанского тектонического пояса составляет исключительно широкое распространение в нем гранитоидных массивов прежде всего мезозойского возраста: триас-юрских, позднеюрско-раннемеловых и позднемеловых. Эти массивы составляют огромные пояса, разбросанные пространственно. Они отвечают поздним этапам орогенной стадии геосинклинального развития либо (в меньшей мере) входят в состав вулканоплутонических внегеосинклинальных поясов¹. Существенно, что раньше, т. е. в палеозое, подобные пояса, очевидно, не образовывались. В кайнозое они возникали, но незначительно. В чем же причина столь крупного, ни с чем не сравнимого появления поясов гранитоидов в мезозое? Если принять во внимание их разновозрастность и приуроченность в основном все-таки к финальным периодам развития геосинклиналей, то тогда их появление нельзя оторвать от процесса становления складчатых областей, сопровождавшегося образованием огромных зон проницаемости в земной коре. Действительно, современный облик складчатого Тихоокеанского кольца определился в мезозое, когда сформировались складчатые зоны ранних и поздних мезозоид, да по существу и зоны ранней кайнозойской складчатости, которые захватывают лишь самое начало кайнозоя.

Известны попытки ряда авторов (Строение земной коры Якутии..., 1969; Радкевич, 1969; и др.) представить гранитоидный магматизм в Тихоокеанском поясе автономным по отношению к геосинклинальному процессу. Тем самым рождается мысль о какой-то особой, пока неизвестной причине его появления. Однако вовлечение в рассмотрение всех поясов гранитоидов, существующих на периферии Тихого океана, и анализ их тектонической позиции не позволяют отрывать эти пояса от геосинклинального процесса. Надо только добавить, что зоны проницаемости образовались также за пределами геосинклинальных зон, на большем или меньшем от них удалении, чему в литературе уделено большое внимание (Тектоника Евразии, 1966; и др.). В качестве очень характерной черты современного облика Тихоокеанского тектонического пояса нужно отметить колоссальное развитие молодого вулканизма. Здесь существует «огненное кольцо», по выражению Г. Штилле. Этот вулканизм, приуроченный к крупным линейным зонам, является прежде всего одним из главных указаний на геосинклинальную природу современных тектонических процессов в районах островных гряд. Другие крупные зоны вулканизма, входящие в Тихоокеанский пояс, отражают тектоническую ди-

¹ Есть пояса и иного тектонического положения, но их значение невелико

наличность в позднекайнозойское время и в современный период материковых (иногда приматериковых) частей пояса.

Примерно такую же роль играют сейсмические явления, достигающие на периферии ложа Тихого океана, как известно, исключительного развития. По ним тоже судят о современной геосинклинальной природе зон островных гряд.

Данные о землетрясениях в Тихоокеанском поясе Ж. Гогель (1969) суммировал следующим образом: «Известно, что на землетрясения, происходящие по обрамлению Тихого океана, расходуется 80% сейсмической энергии; эти 80% распределяются на землетрясения малых, средних и больших глубин соответственно так: 82%, 15% и 3%; наиболее активные сейсмические толчки происходят, следовательно, вблизи земной поверхности. Южной Америке соответствует 15% общей сейсмической энергии Земли, а Японо-Камчатской зоне — 17%» (стр. 345). На Альпийский пояс Евразии, отмечает далее Ж. Гогель, приходится 18% общей сейсмической энергии Земли, а на Арктику, Атлантику и Индийский океан — всего 2%. Очевидно, суждение о распространении на периферии Тихого океана современных геосинклинальных процессов, поскольку их вообще можно связывать с сейсмичностью, из приведенной статистики вытекает вполне логично.

Однако ни вулканизм, ни сейсмичность не могли бы сами по себе что-либо значить, если бы не существовало соответствующих структурных признаков: линейных систем с контрастным тектоническим рельефом, поддерживаемым тектонической динамичностью соответствующих зон земной коры. Речь идет о системах, состоящих из островных гряд и глубоководных желобов, к которым нередко добавляются глубоководные котловины окраинных морей, обычно с субокеаническим типом коры в основании. Если (дополнительно к сказанному) учесть также тектоническое положение упомянутых систем (они находятся в приокеанической части пояса кайнозойских геосинклиналей), то геосинклинальная природа соответствующих зон, пожалуй, будет единственно возможным объяснением всего комплекса свойственных им явлений.

В то же время современные геосинклинальные системы морфологически своеобразны. Главным их звеном является тектоническая пара: геоантиклиналь (гряда) и геосинклиналь (глубоководный желоб). Уже одно это обстоятельство придает системам специфику, поскольку в древних геосинклинальных системах (в поперечном сечении) обычно выделяется несколько геоантиклиналей и геосинклиналей. Своеобразие состоит и в том, что эти системы, протягиваясь на огромные расстояния, в тысячи километров, являются очень узкими. Представляется, что в данном случае в обрамлении Тихого океана имело место наложение на естественный ход геосинклинального процесса неотектонических движений большого размаха, которые, как показывают многие исследования, в Тихоокеанском кольце не менее значительны, чем, например, в Азиатском поясе. Свойственные наиболее активным неотектоническим областям глыбовые движения больших амплитуд, формирование или оживление крупнейших разломов, коробление и другие явления характерны и для Тихоокеанского кольца (восток Азии, Анды, запад Северной Америки). С ними и кажется возможным связать развитие столь своеобразных по форме молодых геосинклинальных систем.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР В ТИХООКЕАНСКОМ ПОЯСЕ

Итак, мы пришли к заключению, что Тихоокеанский тектонический пояс имеет древнее заложение, является по своей сущности геосинклинальным, характеризуется высокой степенью тектонической подвижности, но в то же время обнаруживает упорядоченный ход геосинклиналь-

ного процесса, выражающийся в приращении материковых областей и оттеснении геосинклиналей в сторону Тихого океана. Теперь рассмотрим вкратце некоторые взгляды на образование структур в Тихоокеанском поясе, имеющиеся в литературе.

В 1957 г. в одном и том же издании, посвященном механизму складчатости, с очень сходными представлениями о причинах образования «циркум-тихоокеанских структур» выступили Х. Бениофф (Benioff, 1957) и С. Аманд (Amand, 1957). Наиболее законченный вид эти представления имеют у Х. Бениоффа. Как отмечалось в гл. X, он считал, что вокруг Тихого океана существуют значительные правосторонние сдвиги, простирающиеся параллельно простираанию краев континентов. Это явление, увязанное с результатами изучения афтершоков Камчатского землетрясения 4 ноября 1952 г., привело Х. Бениоффа к выводу о тангенциальной природе деформаций на периферии Тихого океана, обусловленной вращением континентальных окраин относительно океанической области по часовой стрелке.

С. Аманд в своей работе, также отмечая правосторонние сдвиги, пишет не о вращении континентов, а о вращении «Тихоокеанского бассейна» против часовой стрелки.

Поскольку примеры сдвигов, приведенные в обеих работах, в ряде случаев нереальны, концепция с самого начала являлась в высшей степени условной. Это тем более так, что из цитированных работ нельзя уяснить, когда и почему начал действовать механизм вращения, а тот факт, что достоверные сдвиги по их образованию и развитию весьма молоды, делает это представление не более чем остроумным высказыванием.

В 1959 г. Л. Уикс (Weeks, 1959) опубликовал свои взгляды о природе структур тихоокеанского обрамления. Следуя в общем идеям Б. Гутенберга, этот автор связывает образование структур типа островных дуг с относительным движением плиты Тихого океана на север или северо-запад и подрезанием при этом континентального края. Эту гипотезу он стремится подтвердить движением масс на север по тем же сдвигам — Сан-Андреас, Новозеландскому и другим, а также наличием глубоководных желобов, расположенных в тылу архипелага Бисмарка и Соломоновых островов.

Движение плиты Тихого океана Л. Уикс рассматривает как проявление более общего процесса — тангенциального сдвигания земной коры как целостной структурной единицы относительно «основной субконтинентальной массы Земли». Зона этого сдвигания, по его мнению, не является простой сферической поверхностью, и глубина ее изменяется, особенно между субконтинентальными и субокеаническими сегментами. Он отвергает при этом как гипотезу дрейфа континентов, так и представления о перемещении полюсов и признает, что главные части океана постоянны.

Упомянутые доказательства развиваемых Л. Уиксом представлений, а также другие, имеющиеся в цитированной работе, не могут быть признаны достаточными. Столь ответственные выводы должны иметь более прочную фактическую основу. Имеющиеся данные о распространении глубоководных желобов на периферии Тихого океана показывают, что слишком много существует исключений из того, что кажется Л. Уиксу правилом. В то же время в данном случае, как и в отношении гипотезы Бениоффа — Аманды, возникает вопрос: в какое же геологическое время такое движение началось и как подобный процесс протекал во времени, ибо без историко-геологического анализа коренные геологические концепции обойтись не могут.

Одновременно с работой Л. Уикса вышла книга Э. Крауса (Kraus, 1959), в которой образование впадины в северной области Тихого океана связывается с гипотезой Квинринга о взрывном отделении Луны от Земли в архейскую эру в результате столкновения с гигантским метеоритом. Удар был направлен с востока, т. е. против вращения Земли. Падая под

положим углом, этот метеорит вызвал возникновение по всему западу Тихоокеанской области глубоко проникающих в кору ослабленных зон. По этим зонам в дальнейшем устремился поток подкоровых масс, вызвавший образование островных дуг и океанических желобов. Принимая во внимание исходные предположки этой гипотезы, мы убеждаемся, что она может быть принята только на веру.

В 1963 и 1964 гг. в духе Бениоффа и Аманда высказался В. Таннер (Tanner, 1964), который писал, что в структуре земной коры существовало ранее и наблюдаются сейчас два типа крупнейших тектонических областей: а) относительно медленно вращающиеся блоки, подобные бассейну Тихого океана, краевые зоны которых характеризуются повышенной тектонической активностью, и б) пояса экваториальной части земного шара, которым свойственна относительно высокая скорость крупных горизонтальных перемещений, происходящих в направлении с запада на восток. К 1964 г. относится и ряд других работ по интересующему нас вопросу.

И. И. Берсенев подчеркнул неравномерность скорости вращения Земли, что вызывало, как ему представляется, перемещение платформ по направлению к полюсам или от них в каждую конкретную геологическую эпоху. Это, по его мнению, определяет в общем широтную ориентировку складчатых систем. Субмеридиональное простираение структурных зон на востоке Азии он объясняет их аномальным развитием, в данном случае унаследованным от более ранних тектонических поясов.

Если стать на эту точку зрения и рассматривать Тихоокеанский кайнозойский тектонический пояс в целом, то он почти весь окажется аномальным. Но это слишком крупная тектоническая зона на Земле, чтобы представлять собой исключение из правила.

П. Н. Кропоткин с соавторами, приняв за основу некоторые взгляды Э. Крауса, полагает, что складчатость в Тихоокеанском поясе представляет собой «результат неравномерного стяжения земной коры над нисходящими ветвями подкоровых течений» (Кропоткин и др., 1964, стр. 245), которые направлены от Лавразийской области к Тихому океану, т. е. здесь имеет место коробление коры под действием тангенциальных напряжений. Но возникает вопрос: какой же механизм действовал при формировании мезозойских, палеозойских и позднедокембрийских складчатостей? Если этот механизм был тем же, то почему, в частности, на западе Северной Америки на протяжении от рифея до конца юры не было нисходящих подкоровых течений?

Г. Хавеманн (Havemann, 1964) выдвинул представление о связи вращения, а также растяжения или сужения дна Тихого океана и движения континентов с импульсами, возникающими при перемещении полюсов. При этом дно Тихого океана, расположенное на более «флюидной» астеносфере, на эти импульсы реагирует более сильно, чем обрамление. Как видим, это очень сложное представление, исходные положения которого (например, вращение области Тихого океана или признание расходящихся движений Южной Америки и Африки) сами по себе не являются доказанными.

Далее, можно привести взгляды сторонников гипотезы расширения океанического дна (Хизен, 1966; др.), согласно которым находится объяснение происхождения срединно-океанических хребтов, но которые никак не объясняют ни расположения, ни свойств основных тектонических образований по периферии Тихого океана.

Таким образом, рассмотрев целую группу новейших гипотез и догадок о механизме формирования структур на периферии Тихого океана, мы не находим такой, которая при историко-геологическом подходе к изучению Тихоокеанского тектонического пояса оказалась бы приемлемой. Но такой подход, вообще лежащий в основе геологии, есть требование, обязательное для широких тектонических построений. И тут

мы снова должны обратиться к геосинклинальной теории, которая любой тектонический пояс рассматривает и в связи с его положением в пространстве и в аспекте его структурной эволюции.

Под таким углом зрения Тихоокеанский пояс рассматривался в работах М. В. Муратова (1957), Н. П. Хераскова (1963а), автора (1964а, 1965) и др. В них признается, что структурные образования пояса представляют собой закономерный результат длительного, сложного, но в целом поступательного хода геосинклинального процесса на периферии Тихого океана. Такой процесс, с учетом тектонического положения пояса, объясняет пространственное положение и своеобразие его структурных зон, а также происхождение этих зон в той мере, в какой это относится к складчатым поясам других частей земной коры. Однако направление мысли у исследователей данной группы неодинаковое.

Так, Н. П. Херасков допускает тангенциальные смещения Азии, Тихого океана и Америки для того, чтобы незначительной разницей в этих смещениях объяснить принципиальное различие в строении американской и азиатской частей Тихоокеанского пояса.

В работе М. В. Муратова проводится мысль о большой роли в структурообразовании выжимания сиалических масс. Автор этих строк склонен считать, что при формировании структур и структурных зон Тихоокеанского пояса имел и имеет существенное значение процесс динамики глубинных масс.

Сделанный обзор позволяет видеть две группы вариантов решений проблемы происхождения структур на периферии Тихого океана: одна из них лишена историко-геологического подхода, а другая основана на таком подходе. Методологические преимущества историко-геологического подхода кажутся неоспоримыми.

РАЗВИТИЕ «ГРАНИТНОГО» СЛОЯ

Анализ тектоники Тихоокеанского пояса позволяет рассмотреть вопрос о характере процесса роста «гранитного» слоя земной коры, вследствие которого происходит разрастание континентальных блоков.

Уже со времени первых работ, посвященных теории геосинклиналей, утверждается, что увеличение площади континентов, с их древними кристаллическими ядрами, происходит путем причленения складчатых зон, развивающихся из геосинклиналей. В дальнейшем, когда в геологию вошли представления о слоистом строении земной коры и о различии в типах строения коры под континентами и океанами, развитие материковых областей стали связывать с ростом «гранитного» слоя, возникающего в ходе геосинклинального процесса. Конечно, такого взгляда могли придерживаться только те тектонисты, которые признавали направленный процесс развития земной коры от древнейших геологических времен, когда «гранитного» слоя не было, до наших дней, когда «гранитного» слоя все еще нет на 70% площади Земли.

В отечественных работах последних лет наиболее определенно соответствующая точка зрения была выражена Н. П. Васильковским, с одной стороны, и Н. А. Штрейсом, с другой. Первый из этих авторов, стоя на жестких позициях не только направленного, но и необратимого развития структур земной коры от океанических к континентальным, стремился обосновать, что геосинклинальный процесс, начинаясь образованием островной дуги и лишь усложняясь в дальнейшем, по сути своей является геоантиклинальным (Васильковский, 1968). Н. А. Штрейс также считает процесс роста континентальной коры односторонним, но схема развития «гранитного» слоя дается им несколько иная. «Охватывание „гранитным“ слоем всей геосинклинальной системы приводит к ее консолидации...» (Штрейс, 1968, стр. 9). Формирование «гранитного» слоя трактуется им как результат очень длительного раз-

вития в геосинклинальных системах гранитоидного магматизма, а также явлений ультраметаморфизма и регионального метаморфизма. Процесс начинается, по Н. А. Штрейсу, в геоантиклинальных зонах и затем последовательно смещается в смежные прогибы (по мере разрастания геоантиклиналей и вовлечения этих прогибов в общее воздымание).

Действительно, ряд исследований последнего периода показывает, что гранитоидный магматизм в некоторых геосинклинальных системах развивается длительно (Нагибина, 1963б; Штрейс, Макарычев, 1969; и др.). Но в то же время существуют геосинклинальные системы, где гранитоидный магматизм не подчиняется этой закономерности и проявляется лишь в орогенную стадию развития таких систем; к тому же он не связан с геоантиклиналями (например, системы Северо-Восточной Азии; Тильман, 1970; и др.). В гл. IX было показано, что в Тихоокеанском поясе роль именно орогенных гранитоидов исключительно велика.

Тем самым вопрос о становлении и развитии «гранитного» слоя в ходе геосинклинального процесса сильно усложняется.

Материалы по геологической истории Тихоокеанского пояса убеждают, что геосинклинальный процесс, в конце концов порождающий «гранитный» слой, протекает очень сложно, противоречиво, с большими и разнообразными изменениями в строении коры в геосинклинальных зонах, происходящими в основном в результате латерального перемещения глубинных масс (их «тектонического течения», по А. В. Пейве, 1967). Поясним это некоторыми примерами.

Нужные данные на этот счет дает изучение тектонического развития современного геосинклинального пояса. На примере многих геосинклинальных котловин, находящихся в окраинных морях, видно их вторичное происхождение, т. е. океаническая кора в соответствующих участках является новообразованием, возникшим в результате разрушения предшествующих структур. Механизм образования таких геосинклинальных котловин, как показано выше, неодинаков, но те из них, которые сопровождают островные дуги, возникли в связи с горизонтальным перемещением глубинных масс. Соответственно, в современном геосинклинальном поясе существуют примеры континентальных структур, имеющих останцовый характер. Ими являются многочисленные подводные массивы, участвующие в строении пояса, а также некоторые островные гряды (например, Рюкю).

Если говорить о Японских островах, то они в значительной части представляют собой явные реликты былых континентальных структур. В особенности отчетливо это видно в северной половине о. Хонсю, где палеозойские структуры гор Китаками срезаны берегом океана.

В районах Японского и Карибского морей, в Индонезийской и Меланезийской областях отчетливо виден несогласный тектонический план современных геосинклинальных структур относительно более древних складчатых структур, в том числе позднекайнозойских, даже еще не вполне завершенных. В этом нужно видеть частное проявление общей закономерности, заключающейся в сложном, противоречивом течении процесса развития «гранитного» слоя в земной коре.

Исчезновение каких-то порций «гранитного» слоя главным образом происходит в результате его перераспределения в пространстве в ходе сложно протекающего геосинклинального процесса, особенно на его ранних стадиях. Но возможен и процесс вовлечения материала «гранитного» слоя в круговорот глубинного вещества. На мысль о некотором значении подобного процесса наводят многие из приведенных выше примеров. Вероятно, оба фактора, сочетаясь в той или иной степени, часто действуют одновременно.

Представляется, в частности, что именно таким образом происходило и происходит структурное развитие межконтинентальных складчато-геосинклинальных областей Карибского района и района моря Скоша.

Указанием на очень сложный ход геосинклинального развития и, следовательно, развития «гранитного» слоя является тектоническая история Тихоокеанского пояса в целом. Выше было показано, что этот гигантский пояс характеризуется очень длительно существующей высокой подвижностью, которая и должна пониматься как неустойчивый процесс роста сиалической коры.

В предыдущих главах была выяснена решающая роль горизонтального движения глубинных масс в формировании молодых вулканических поясов вокруг Тихоокеанского пояса, а также в становлении мощнейших поясов мезозойских гранитоидов. Совокупность всех конкретных процессов подобного рода позволяет придать этому явлению большое значение.

Мы коснулись вопроса о развитии «гранитного» слоя в геосинклиналях. Ясно, что каким бы противоречивым ни был процесс развития «гранитного» слоя, в конечном счете на месте геосинклинали или ее части возникает сиалическая кора. Последняя и наращивает континентальные блоки.

Совершенно особый вопрос: происходит ли деструкция сформировавшейся сиалической коры континентальных площадей. Но об этом уже была речь в гл. VII.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Тектоническое районирование служит тем мостом, через который осуществляется связь между представлениями о строении и структурном развитии земной коры, т. е. одним из основных аспектов теоретической геологии, и геологической практикой — сферой исследований, призванных обеспечивать развитие минерально-сырьевых ресурсов. Этим и обуславливается то значительное место, которое тектоническое районирование занимает в геологии.

Однако до самого последнего времени проводилось тектоническое районирование исключительно континентальных площадей, в то время как огромные пространства океанского дна оставались в этом отношении вне поля зрения. Объясняется это тем, что почти не существовало таких фактических данных, которые нужны для тектонического районирования океанского дна: не были известны сколько-нибудь достаточно особенностей его рельефа, не имелось представлений о многих важных геологических и геофизических свойствах дна и т. д. Следует сказать, что гайоты были описаны Х. Хессом всего лишь в 1946 г. Из-за недостаточности сведений сложилось представление, что дно океанов имеет в общем простое строение, при этом дно Тихого океана представлялось в виде огромной чаши, лишь местами осложненной горами или их группами. Но когда были осуществлены специальные и многообразные исследования, выяснилось, что геология океанского дна очень сложна, и для восприятия ее нуждается в дифференцированном структурном рассмотрении.

Прежде всего следует резко подчеркнуть различие в тектоническом строении дна разных океанов. Ни один из океанов по основным чертам тектонического плана не имеет аналогов. Отсюда неизбежно соображение, что условия образования океанов отнюдь не обязательно должны быть одинаковыми.

Далее со всей ясностью определилось, что ложе каждого из океанов должно быть разделено на две главные категории тектонических образований: океанические подвижные пояса и тектонические области, лежащие за их пределами, или, как мы их будем называть, талассогены. Остановимся на этих категориях подробнее.

Под термином «океанический подвижный пояс» здесь понимается линейный тектонический пояс, проходящий на океанском дне, обычно (но не всегда) выраженный в рельефе крупным расчлененным в поперечном сечении поднятием, к которому часто приурочены рифтовые зоны и где наблюдаются повышенные значения теплового потока, а также сейсмические явления. По существу, система таких поясов совпадает с так называемой Мировой рифтовой системой, но мы это понятие избегаем, поскольку оно недостаточно и неточно отражает тектоническую сущность характеризующейся структурной категории.

Обособление данной структурной категории земной коры уже проводилось некоторыми авторами (например, Б. Хизеном — см. «Дрейф кон-

тинентов», 1966), но наиболее четко это было сделано Г. Б. Удинцевым (1964, 1966), который противопоставил ее другим океаническим структурам, а также геосинклиналям и назвал соответствующие образования геотрофогенальными.

Принципиально важным является то, что океанические подвижные пояса (или их части) могут отличаться друг от друга по тем или иным свойствам. Например, в Атлантике подвижный океанический пояс проходит посредине океана и имеет почти на всем своем протяжении (с некоторым усложнением в районе Исландии; Баскина, 1970) прекрасно выраженную рифтовую долину. Он называется здесь Срединно-Атлантическим хребтом. Это особый тип океанического подвижного пояса. Хотя название «срединный океанический хребет» не тектоническое, но из-за широкой распространенности его следует использовать для обозначения этого типа подвижных поясов.

Другой тип аналогичных поясов представляет на большем своем протяжении Восточно-Тихоокеанское поднятие. По указаниям Г. Менарда (1966), А. В. Живаго (Zhivago, 1967), Г. Б. Удинцева (1964, 1966), Х. Хесса (1969) и других исследователей, только на юге этого пояса существует рифтовая долина. Структурное положение этого пояса отнюдь не срединное в Тихом океане. Соответственно неправильно называть этот пояс срединным океаническим хребтом, как это иногда делается. В 1967 г. автор предложил для его обозначения термин «талассоарсис». Этот Восточно-Тихоокеанский талассоарсис, как хорошо выраженное морфологическое поднятие, доходит до района экватора и далее исчезает, и на его простирации в пределах плато Альбатрос и севернее, вплоть до Калифорнийского залива, простирается зона, не выраженная морфологически, но отличающаяся высокими значениями теплового потока и сейсмичностью. Это уже третий тип подвижных океанических поясов — океанский шрам.

Если в Атлантическом и Тихом океанах подвижные пояса в целом образуют огромные единые линейные зоны, то в Индийском океане план их расположения значительно более сложен. Он здесь разветвленный, причем в районе Аденского залива рифтовая впадина внедряется в континент. Тем самым намечается еще один тип подвижного пояса, однако частного значения, который выражен только рифтовой структурой.

Некоторые геологи (Хесс, 1969; и др.) стремятся уложить различные по строению подвижные океанические пояса в единый эволюционный ряд, считая, что рифт образуется в более зрелую стадию развития подобных поясов. Однако из-за недостаточной изученности поясов пока нельзя считать это представление бесспорным.

Далее остановимся на областях океанского ложа, лежащих за пределами океанических подвижных поясов. Они имеют разное геологическое строение, занимают разную площадь и не сходны между собой по форме. Важно, что им не свойственны те главные признаки тектонической активности, которые указывались для океанических подвижных поясов. В их пределах могут быть встречены вулканы, гайоты, поднятия, плиты, разломы, причем особенности их проявления в разных участках таких областей могут быть очень различными.

Еще совсем недавно для обозначения тектонической сущности ложа океанов Р. Фэйрбриджем (Fairbridge, 1955) был предложен термин «талассократон», нашедший широкое применение в литературе.

Однако после обособления океанических подвижных поясов в качестве тектонических образований особого характера стало необходимым значение термина «талассократон» резко сузить (Пущаровский, 1967). Теперь же, в связи с тем, что в основе этого термина лежит понятие о щите (кратон) и что многие исследователи (кстати сказать, подходу с совершенно разных позиций) развивают представления о большой тектонической динамичности океанского дна, от этого термина следует от-

казаться. Кроме того, по форме и структурному плану соответствующие тектонические области таковы, что слово «щит» к ним совершенно неприменимо (например, Западная и Восточная Атлантика или область, лежащая на юге и юго-востоке Тихого океана).

Поэтому для обозначения областей океанского дна, лежащих за пределами океанических подвижных поясов, необходим новый термин. Представляется подходящим термин «талассоген», что по смыслу соответствует тектонической зоне, генетически приуроченной к океану.

Может показаться, что этот термин слишком неопределен, но если иметь в виду, что происхождение океанских структур остается пока малоизвестным, то именно такой общий термин кажется наиболее целесообразным. Уже сейчас представляется, что отдельные участки талассогенов могут быть разновозрастными и иметь разное происхождение. Отсюда очевидно, что путем изучения геологической истории таких участков талассогены могут быть расчленены на отдельные тектонические районы: остаточные, новообразованные, длительного развития, древние, молодые и т. д.

РАЙОНИРОВАНИЕ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

Современными данными о строении ложа Тихого океана мы обязаны прежде всего исследованиям советских и американских экспедиций 50—60-х годов. Главнейшими трудами, содержащими такие данные, являются работы Г. Б. Удинцева (1960, 1964, 1966) и Г. Менарда (1966, Menard, 1960). Имеются работы и других авторов, весьма важные для нашей цели; они также будут использованы по ходу изложения.

В соответствии с тем, что было сказано выше, ложе Тихого океана должно быть подразделено на три главнейших тектонических района: Восточно-Тихоокеанский подвижный пояс, огромный по площади Северный талассоген и Южный талассоген (рис. 52).

Восточно-Тихоокеанский подвижный пояс, пересекающий океанское ложе, включает разные морфологические образования, а именно: Южно- и Восточно-Тихоокеанский хребты, плато Альбатрос. Своим тектоническим положением в юго-восточном секторе океана этот пояс придает строению океанского дна резкую асимметрию. Протяженность пояса от района гряды Макуори на юге и до Калифорнии составляет около 16 000 км. Далее на север фрагмент этого пояса, как утверждают геофизики, появляется у берегов северо-западных штатов США. Ширина пояса неодинаковая; максимальная ее величина — около 200 км, хотя необходимо иметь в виду, что пояс плавно переходит в структурные образования талассогенов.

Как уже отмечалось, строение пояса по простираанию неодинаково. В основной части он представляет собой талассоарсис, являясь тектоно-типом подобных структур. Но на юго-западе, где пояс переходит в Индоокеанский хребет, он несет признаки срединно-океанических поднятий, а на севере — сменяется структурной зоной типа океанского шрама.

В структуре Восточно-Тихоокеанского талассоарсиса выделяются гребневая зона и склоны. Х. Хесс (1969) пишет, что рифтовая долина вдоль гребня отсутствует, но высокий тепловой поток ($2—8 \text{ мккал/см}^2/\text{сек}$; Менард, 1966) существует. По его заключению, для гребня характерно отсутствие вулканических островов¹, подводных гор, гайотов и атоллов. Важную черту строения гребневой зоны составляет то, что разломами она разбита на отдельные отрезки, смещенные один относительно другого в поперечном направлении. Эпицентры мелкофокусных землетрясений концентрируются по простираанию гребня (рис. 53). Строение коры, по Г. Менарду, здесь нормально океаническое: донные

¹ На юге, по А. В. Живаго, проявляется подводный вулканизм.

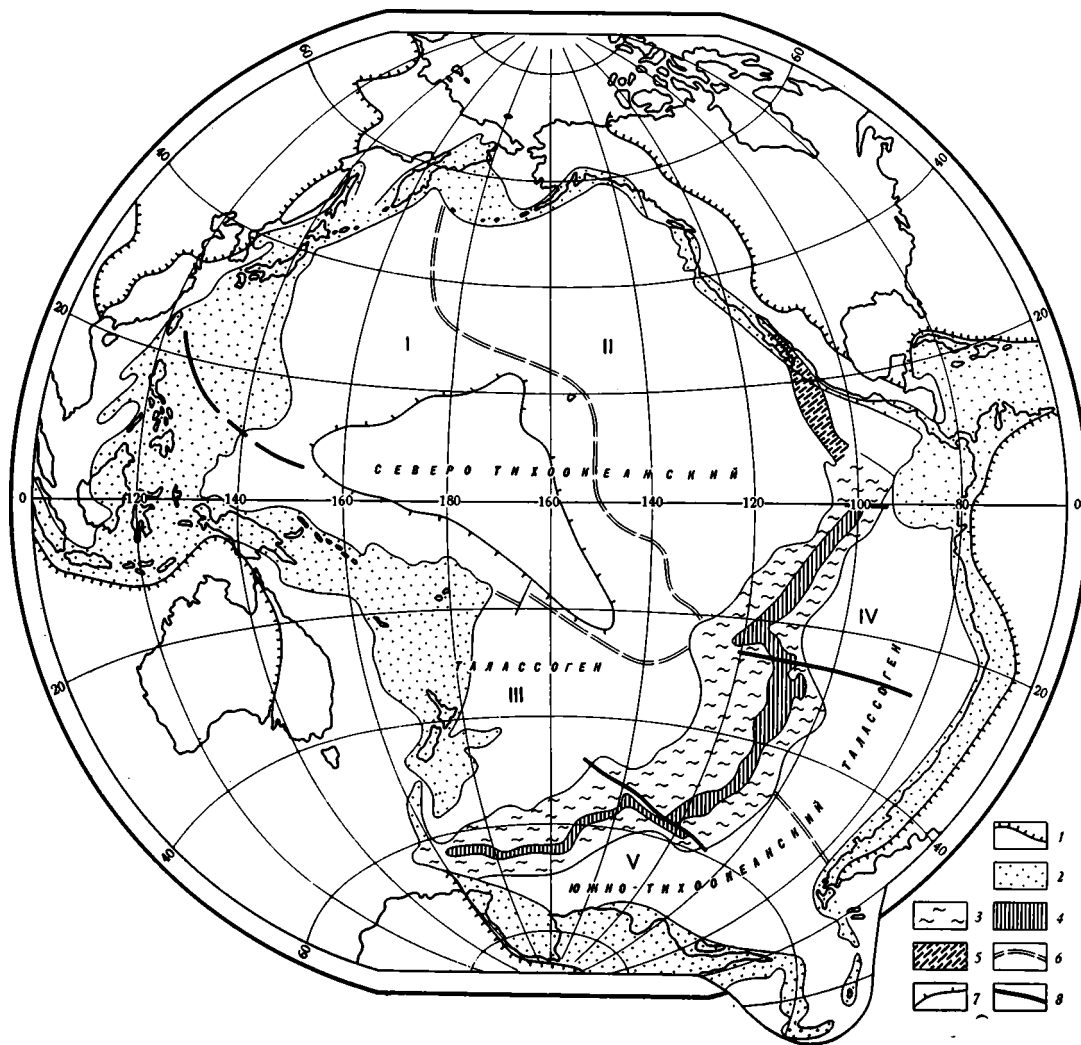


Рис. 52

Тектоническое расчленение ложа Тихого океана

- 1 — внешние границы Тихоокеанского тектонического пояса;
 - 2 — Тихоокеанский кайнозойский тектонический пояс;
 - 3 — Восточно-Тихоокеанский талассоарсис;
 - 4 — гребневая зона талассоарсиса;
 - 5 — зона повышенной сейсмичности и увеличенного значения теплового потока;
 - 6 — границы главных структурных областей талассогенов;
 - 7 — мезозойское поднятие Дарвина, позднее разрушенное (по Г. Менарду);
 - 8 — разломы.
- 1, II, III — структурно различные части Северного талассогена, IV, V — то же Южного талассогена

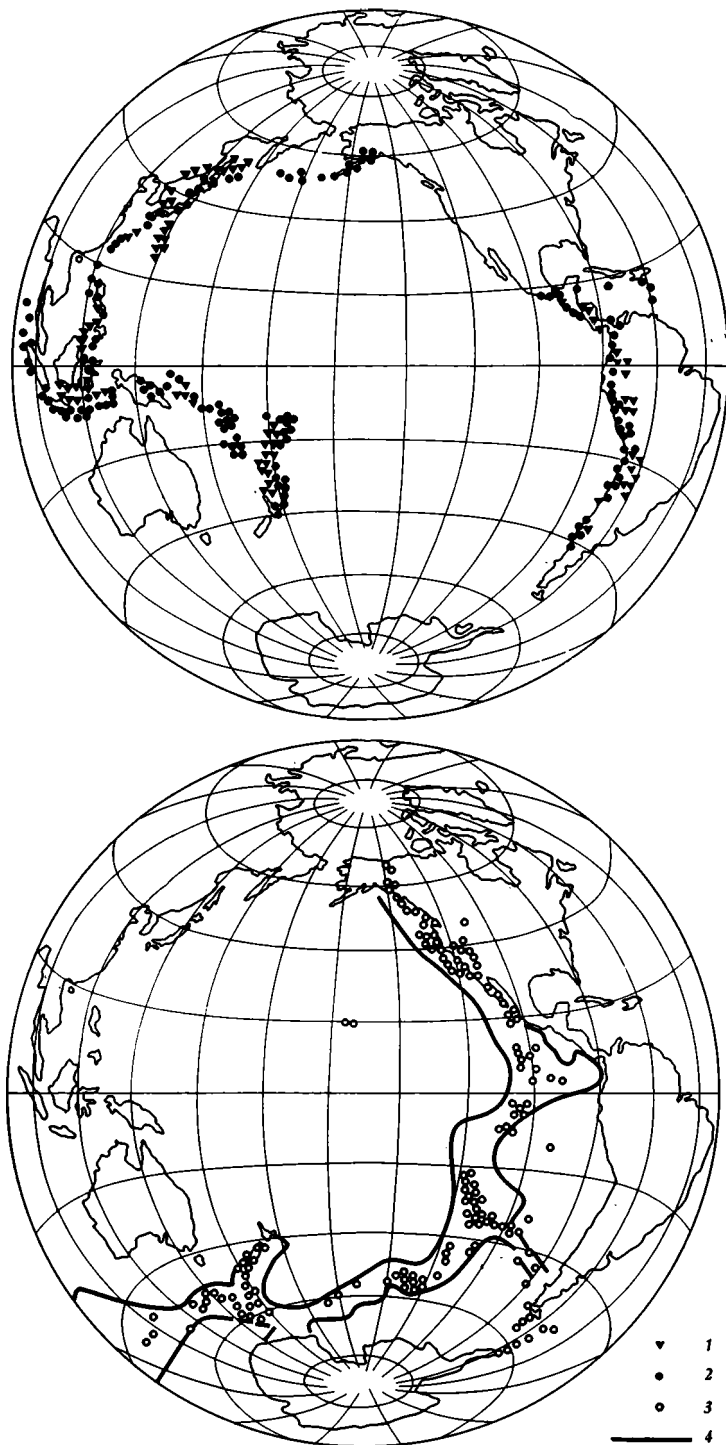


Рис. 53

Распределение эпицентров землетрясений с очагами различной глубины в Тихом океане (Деменницкая, 1967)

1 — глубокофокусные землетрясения; 2 — среднефокусные; 3 — мелкофокусные; 4 — границы сейсмического пояса

отложения, слой 2 (возможно, базальтовый) и основной слой океанической земной коры (рис. 54). Сейсмические скорости под поверхностью Мохоровичича составляют в районе гребня около 7,5 км/сек. Рельеф этой поверхности прямой. Поперечный профиль через южную часть талассоарсиса приведен на рис. 55.

Склоны талассоарсиса пологие и широкие; в целом он представляет собой очень широкий и низкий свод. На склонах имеются, насколько можно судить, маломощные осадки, а в осевой части осадков может не быть (Здоровенин, 1970).

Структурная зона типа шрама, лежащая на северном простирании талассоарсиса, имеет в общем сходные геофизические характеристики, но отличается морфологически — она не имеет формы свода.

Перейдем теперь к характеристике талассогенов, но прежде остановимся на некоторых необходимых тектонических понятиях. Структура талассогенов неоднородна — в них выделяются тектонические поднятия разных типов и относительно опущенные тектонические формы. Классификация этих образований принимается нами в соответствии с работами Г. Б. Удинцева (1964, 1966) и Г. Б. Удинцева и А. Л. Яншина (Тектоника Евразии, 1966).

Крупные площади талассогенов заняты относительно опущенными структурами, называемыми океаническими плитами.

Они соответствуют океанским котловинам, обычно достигающим очень больших размеров. Плиты эти несут чехол рыхлых осадков небольшой мощности, однако в открытом океане между мощностью рыхлых осадков и тектоникой функциональной зависимости обычно не наблюдается. Во многих случаях на плитах развиты многочисленные холмы высотой в несколько десятков и сотен метров, а также встречаются подводные горы и иногда острова. Происхождение тех и других, как считает большинство авторов, вулканическое. Встречающиеся гайоты свидетельствуют именно об относительно опускании плит (рис. 56, 57).

Среди поднятий выделяются три типа: сводовые, глыбовой структуры и краевые валы.

Сводовые поднятия представляют собой пологие валообразные формы длиной обычно в несколько тысяч, шириной в несколько сотен километров и высотой 1—2 км. Крылья и свод их осложнены разломами (в том числе сбросами), а также вулканическими постройками, более или менее многочисленными. По своей сущности характеризующиеся структуры представляют собой поднятия «базальтового» слоя, причем в некоторых случаях такие поднятия имеют корни (Гавайское поднятие).

Поднятия глыбовой структуры обладают иной морфологией, хотя сами они могут быть разделены на две группы. Одни из них — длинные, узкие (шириной от нескольких до десятков километров) и высокие, имеющие крутые склоны. Они сопряжены с зонами разломов. Нередко эти горстовидные формы в поперечном профиле асимметричны. В некоторых случаях они характеризуются широким развитием вулканов. Отдельные поднятия этого рода, вероятно, обладают корнями.

Другая категория глыбовых поднятий отличается неправильной, угловатой, часто многоугольной формой. Они также связаны с разломами и, по существу, являются более или менее сложными, иногда односторонними горстами.

Остановимся на краевых валах. Их важная особенность состоит в том, что они располагаются на краях талассогенов, будучи тесно связанными пространственно с глубокоководными океанскими желобами, по которым проходит фронт современного геосинклинального пояса. Краевые валы характеризуются малой высотой (200—400 м), пологим профилем (ширина до 300—500 км) и вытянутой формой. Корней они не имеют, и поверхность Мохоровичича под ними поднята, т. е. это поднятия «базальтового» слоя, не компенсированные прогибом подошвы коры. В пре-

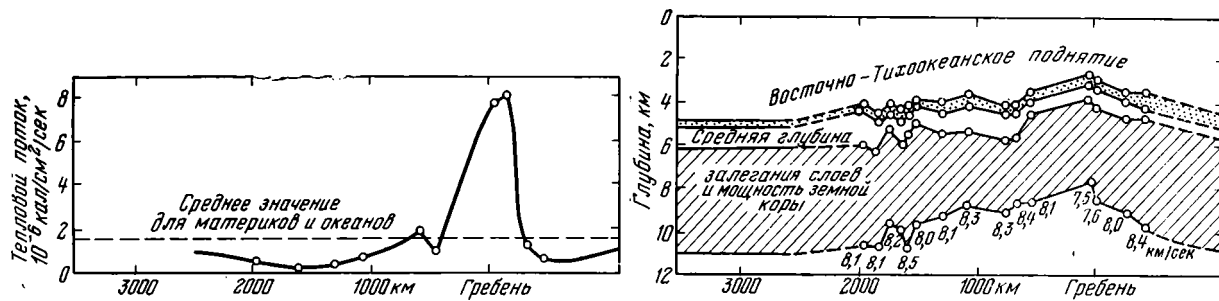


Рис. 54

Разрез земной коры и график интенсивности теплового потока в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия (Менард, 1966)
Скорость сейсмических волн в км/сек

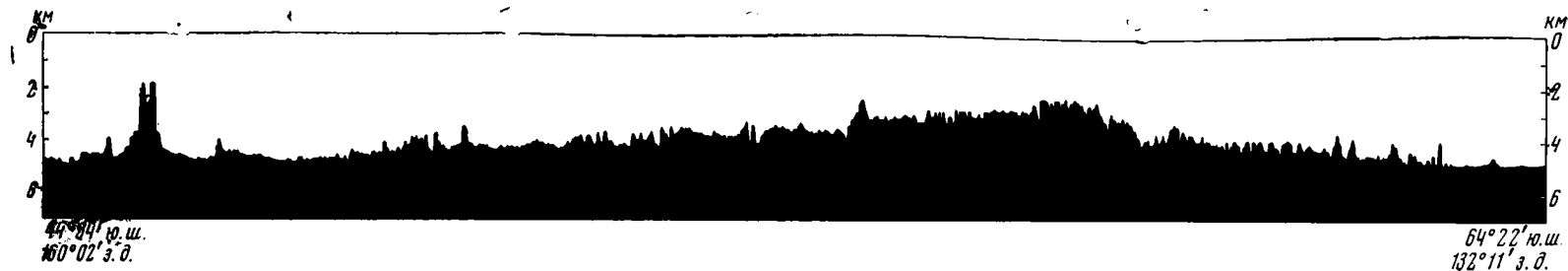


Рис. 55

Поперечный профиль через южную часть Восточно-Тихоокеанского талассоарсеса (Zhivago, 1967)

Рис. 56

Крупный гайот в восточной части поднятия Неккер. Центральная область Тихого океана (Зенкевич, 1970)

А — план;

Б — профиль (с северо-запада на юго-восток).

1 — плоская вершина гайота;

2 — склоны гайота;

3 — гребни на вершине и склонах гайота;

4 — места и направления фотографических разрезов. Цифрами показаны номера станций

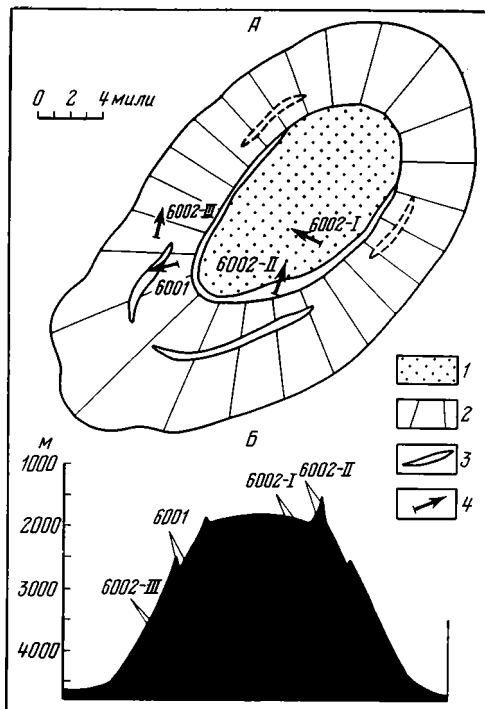
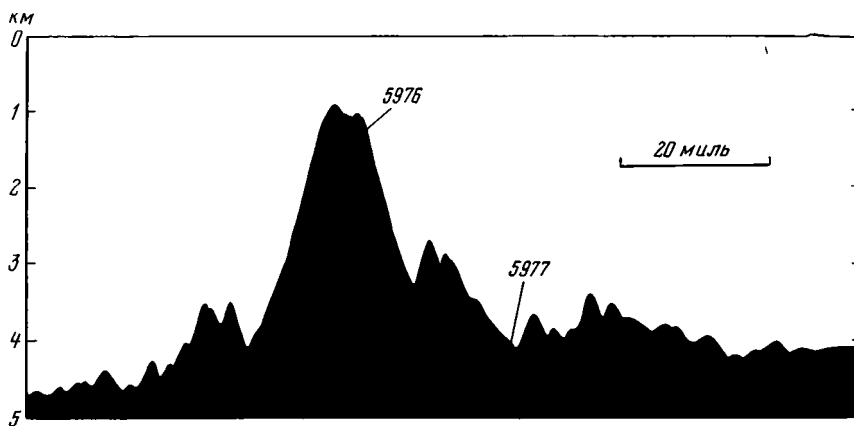


Рис. 57

Профиль через крупную подводную гору в северной части Южной Тихоокеанской плиты (Зенкевич, 1970)

Цифрами показаны номера станций



делах краевых валов существуют вулканы, но развиты они здесь меньше, чем на поднятиях сводового типа. Иногда вместо краевых валов выявляются краевые моноклинали — асимметричные поднятия края ложа с крутым склоном, обращенным в сторону желоба.

Таковы основные типы тектонических форм талассогенов. Однако нужно сказать, что возможно существование и еще некоторых структурных типов, в частности таких, которые могут иметь в основе складчатую природу, являясь отторгнутыми частями континентальных структур.

Распространение и сочетание структурных элементов в пределах талассогенов разные. Основываясь на этом, мы и проводим тектоническое районирование талассогенов.

Северо-Тихоокеанский талассоген (или Северный) занимает основную часть ложа Тихого океана. По особенностям тектонического строения в его пределах выделяются три области. Одна из них лежит на северо-западе и ограничивается линией, идущей от северного окончания Императорских гор к Гавайям, затем к островной группе Ту-

амоту и далее — к островам Самоа. Другая область простирается непосредственно восточнее вплоть до материковых склонов Северной и отчасти Южной Америки. Третья область лежит в юго-западном районе талассогена, примыкая к желобу Тонга — Кермадек.

Структурный план первой из названных областей характеризуется распространением всех упоминавшихся выше основных типов тектонических структур талассогенов. Здесь имеет место довольно равномерное сочетание океанических плит и сводовых поднятий, причем последние развиты, по существу, только в данной области. Типично их общее северо-западное простираие. Подчиненное значение в тектоническом строении имеют разломы. Однако одна зона разломов, крупнейшая, очень важна. Она протягивается из района Восточно-Каролинской котловины в центральную часть Филиппинской котловины, являясь общим структурным элементом для талассогена и его обрамления. По возрасту она, вероятно, древнее современных структур этого обрамления, поскольку как будто не затрагивает их; возможно, что ее возраст докайнозойский. Для области характерно особенно значительное распространение вулканов и холмов (вероятно, также вулканического происхождения). Здесь же обнаружено и основное количество гайотов.

Анализируя эти гайоты, а также вообще особенности рельефа, Г. Менард (1966) пришел к интересному заключению, что в южной половине описываемой области в мезозое существовало крупное океаническое поднятие северо-западного простираия, названное им поднятием Дарвина. В ходе дальнейшей геологической истории это поднятие, по мнению Г. Менарда, подверглось тектонической деструкции, и сейчас существуют лишь его реликты. Г. Менард характеризует такие свойства этого поднятия, как рельеф, структуру, строение коры, сейсмичность и тепловой поток. Он рассматривает историю его развития и рисует палеобатиметрическую схему.

Совершенно иным структурным планом обладает область талассогена, занимающая его северо-восточную часть. Ей свойственно большое развитие гигантских зон разломов, вытянутых в широтном направлении, к которым приурочены узкие, но длинные поднятия глыбовой структуры. Имеются такие признаки, как относительное расположение в плане наиболее глубоких частей океанических плит, а также осей магнитных аномалий, которые позволяют говорить о больших горизонтальных перемещениях блоков вдоль многих зон разломов. Однако эта проблема подлежит дальнейшему изучению (см. гл. X). Поверхность талассогена покрыта осадками, мощности и фации которых мало считаются со структурой. Ни сейсмические, ни какие-либо другие признаки не указывают на современную активность зон глыбовых структур. Очевидно, справедливо предположительно считать, что для этой области были характерны раннекайнозойские и, особенно, мезозойские движения.

Третья область талассогена занимает меньшую площадь, чем две предыдущие. Ее строение простое: крупная океаническая плита, отделенная на западе от структур геосинклинального пояса краевым валом. По своим особенностям эта область похожа на структурные области Южного талассогена.

Южно-Тихоокеанский талассоген (или Южный) занимает крайний юг и юго-восток ложа Тихого океана. Западно-Чилийским поднятием он делится на две части. В обеих частях основными структурными элементами являются океанические плиты, среди которых местами выступают глыбовые поднятия; на краю талассогена вытягивается длинная система краевых валов. Поперечное Западно-Чилийское поднятие отличается сейсмичностью, что составляет его специфическую черту. Специфично также и поднятие Наска, в пределах которого обнаружено несколько гайотов и которое может оказаться реликтом прежней континентальной структуры (И. Белоусов, 1970, и др.).

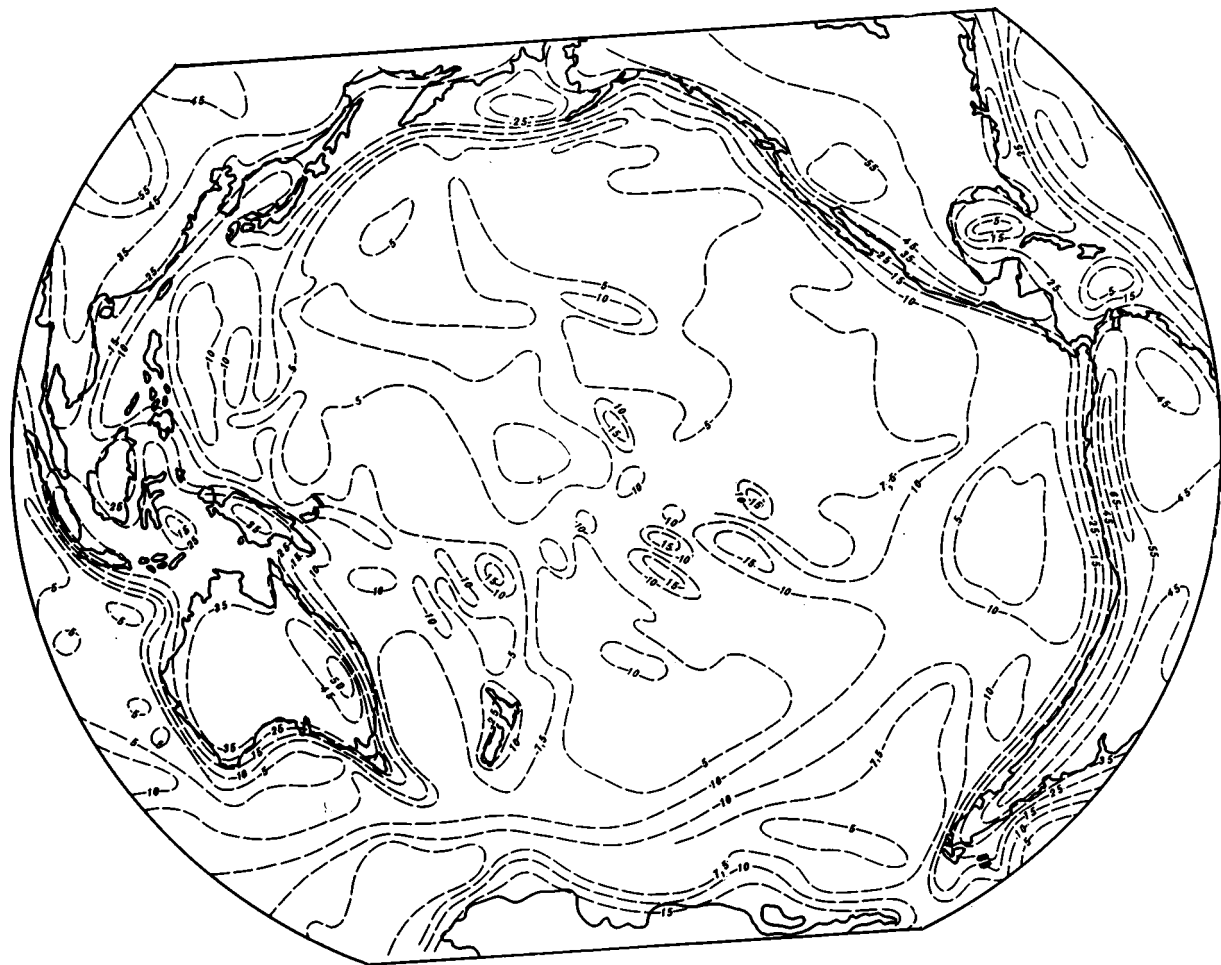


Рис. 58
Толщина (в км) земной коры
в Тихом океане (Деменцкая,
1967)

Таковы важнейшие стороны тектонического районирования ложа Тихого океана, как они вырисовываются соответственно современным фактическим знаниям. Эту оговорку приходится делать, так как уровень таких знаний динамичен, причем именно это обстоятельство и оправдывает введение некоторых новых представлений и тектонических понятий.

Предложенное тектоническое районирование в основном согласуется с данными о строении земной коры в пределах Тихого океана (рис. 58). Соответствует оно в некоторой степени и особенностям распространения разных по характеру донных осадков (Тихий океан..., 1970).

О ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР

Выполненное тектоническое районирование позволяет коснуться ряда вопросов, относящихся к формированию структурных областей ложа Тихого океана. Прежде всего следует еще раз подчеркнуть уже неоднократно высказывавшееся заключение, что тихоокеанское ложе структурно сильно отличается от ложа других океанов Земли. Это видно из положения в океанской структуре океанического подвижного пояса, из особенностей строения этого пояса, размеров и специфики структурного плана Северного талассогена, развития таких своеобразных тектонических элементов, как краевые валы, наконец вообще из степени расчлененности ложа. В то же время существует большая неоднородность в структуре самого этого ложа, которая прежде всего подчеркивается несходством строения разных частей талассогенов. Эта неоднородность должна быть объяснена различной историей тектонического развития крупных частей океана, причем в течение достаточно длительного отрезка геологического времени. Тем самым взамен старого общего подхода к истории развития океанского ложа выдвигается новый подход — дифференцированное рассмотрение тектонической истории его отдельных частей.

Прежде всего рассмотрим южные области океана. Для них имеются признаки относительно молодого возраста структур океанского ложа. Восточно-Тихоокеанский подвижный пояс прерывает древнюю Антарктическую платформу и окаймляющие ее складчатые сооружения, включая раннекайнозойские. Но развитие этого пояса вполне закономерно рассматривать во взаимосвязи с формированием прилегающих к нему относительно прогнутых океанских зон — Южного талассогена и южных участков Северного. Подобные сочетания поднятых и прогнутых зон в структуре земного шара, как известно, распространены широко, и их привычно анализировать именно как сочетания генетически взаимосвязанных образований. Если касаться океанических областей, то тектонический план юга Тихого океана более всего напоминает соотношения Срединно-Атлантического хребта с сопряженными с ним опущенными зонами. Автору представляется, что ни в том, ни в другом случае развитие соответствующих структур не могло происходить без латерального перемещения глубинных масс, и поэтому здесь мы имеем дело с взаимокompенсационными образованиями. Тем самым неизбежно заключение о тектонической подвижности тех зон океанского ложа, которые сопровождают подвижный океанический пояс, противопоставляемое взгляду, что подобные зоны являются стабильными, или тектонически пассивными.

Таким образом, структурные образования южной части ложа Тихого океана нужно считать относительно молодыми, о чем автору уже приходилось прежде писать (Пушаровский, 1967).

Существуют и другие признаки, на основании которых можно сделать заключение о сравнительно недавнем образовании отдельных уча-

стков Тихоокеанского ложа. По-видимому, нужно считать общепризнанным, что занимающее большую площадь подводное Новозеландское плато, где существуют пермо-юрские образования, сходные с новозеландскими (Houtz a. o., 1967; и др.), и где земная кора утонена, представляет собой фрагмент бывшей складчатой зоны с континентальной корой, вовлеченной в последние периоды в океанское развитие (рис. 59). Такие известные океанологи, как Б. Хизен и Г. Менард (Heezen a. o., 1966), с Новозеландским сравнивают плато Манихики, лежащее в центральной части океана, указывая на возможно одинаковое их происхождение. Все больше таких же данных появляется для поднятия Наска (Удинцев, 1966; Менард, 1966; И. Белоусов, 1970). В том же плане многократно обращалось внимание на Галапагосские острова. В главе III приводились аргументы в пользу представления о том, что западные окраины Южно-Американского континента частично оказались на океанском дне. Наконец, следует обратить внимание на глубокоководную часть Тасманова моря, отсекающую своим краем восточноавстралийские палеозойские складчатые зоны и представляющую собой несомненно новообразованный участок коры океанского типа, образовавшийся в результате раскалывания и медленного раздвигания частей прежде единой тектонической зоны, с параллельным изменением строения коры.

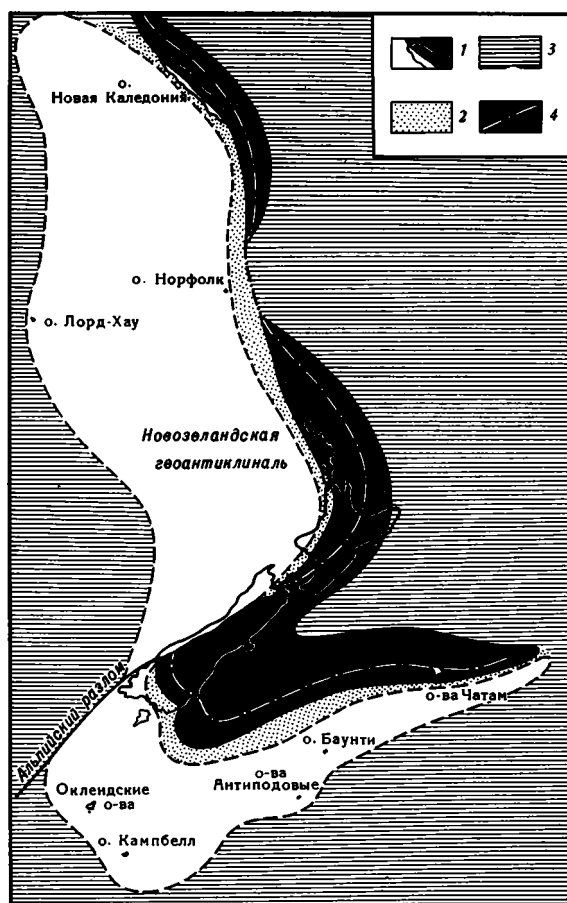


Рис. 59

Палеогеографическая схема Новой Зеландии для триаса (Brown a. o., 1968)

1 — фации осевой зоны геосинклинали; 2 — окраинные фации; 3 — океан; 4 — ось геосинклинали

Сложным вопросом является предыстория южных областей Тихого океана. Если применить гипотезу растекания океанского дна, то нужно считать, что прежде пространство, занимаемое дном, было значительно меньше, и, следовательно, необходимо допустить, что материки здесь были сближены. Тектонический анализ не противоречит тому, что, например, Южная Америка в ходе развития океанического подвижного пояса и Южного талассогена могла быть сдвинута на восток. Однако с точки зрения указанной гипотезы, Южная Америка движется не в восточном, а в западном направлении, в сторону ее фронтального глубоководного желоба. Из этого затруднения находят выход в манипулировании с потоками глубинных масс, однако в любом случае движение материка на растущее океанское поднятие, являющееся центром растекания, объяснить сложно. С точки зрения автора, представляется вероятным развитие наблюдаемой ныне структуры в южных областях Тихого океана на фоне прежней также океанской тектонической структуры, которая оказалась перестроенной в результате перераспределения глубинных масс. При этом перестройкой были охвачены и некоторые прежде континентальные (или субконтинентальные) участки, находившиеся на окраинах континентов. Что касается механизма такого процесса, то для многих случаев он пока продолжает оставаться неясным.

На возможность структурной перестройки океанского ложа указывает геологическая история северо-западной области Северного талассогена, где Г. Менард выделил поднятие Дарвина. Оно тем и интересно, что (если Г. Менард прав) свидетельствует о тектонической динамичности океанского ложа в относительно давние геологические периоды, вопреки представлению о его абсолютной инертности. Если говорить об этой северо-западной области вообще, то нужно подчеркнуть, что именно в ней наблюдается наиболее сложная структура, образованная сочетанием океанических поднятий и впадин. При этом обратим внимание, что и главная часть островных дуг находится на западе Тихого океана. Это наталкивает на мысль, что на развитие такой структуры оказывало влияние вращение Земли. Подобное представление подкрепляется и тем, что островные дуги периферии Тихого океана, а также Малоантильская и Южно-Сандвичева, находящиеся по другую сторону океана, выгнуты в одном направлении — на восток. Влияние ротационного фактора на тектонику могло реализовываться, как полагает автор, лишь через движение глубинных масс.

Северо-восточная область Северного талассогена имела, очевидно, иной режим движения глубинных масс — структура здесь резко отличная. Хотя этот режим еще не расшифрован, но можно предполагать, что и в данном случае на формирование океанских структур существенное влияние оказывало вращение Земли. Тектоническим выражением этого влияния могут быть сдвиговые смещения отдельных блоков вдоль широтных зон разломов. Нужно сказать, что именно для этой области наиболее доказателен процесс перемещения материка поверх нисходящей структуры океанского ложа. Здесь из-под края Северо-Американского континента (северо-западные штаты США) выходит как бы продолжение Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса, южнее «спрятанного» под континент. Такие структурные взаимоотношения континента и океана также могут быть связаны с ротационным фактором.

Далее отметим, что не имеется никаких оснований считать, что такие положительные структурные формы на ложе океана, как современные сводовые и глыбовые поднятия, краевые валы или талассоарсис, являются первичными формами, отвечающими начальным стадиям структурного преобразования ложа. Приведенные выше данные, а также то, что известно о мезозойских и кайнозойских движениях на основании изучения гайотов и атоллов (опускания до 2 км), наоборот, подтверждают представление о тектонических преобразованиях в пределах ложа на боль-

шом протяжении геологического времени. Так как пока мы знаем слишком мало о таких процессах, то мы и не можем судить о сущности ни древних, ни современной стадии развития ложа океана.

Наконец, остается обратить внимание на существование тектонических процессов, общих для ложа Тихого океана и его обрамления. Это позволяет считать, что как ни велико различие этих областей, между ними существуют тектонические связи. Одним из ярких примеров, указывающих на такие связи, являются краевые валы на ложе Тихого океана, образовавшиеся в результате тектонического воздействия развивающихся геосинклинальных поясов. В сущности, они должны пониматься как разновидность резонансно-тектонических структур.

Выше обращалось внимание также на наличие разломных зон, рассекающих одновременно геосинклинальные и океанические структуры.

В более крупном плане на связь в развитии океанских структур и структур обрамления указывает сопряженное положение в пространстве северо-западной области Северного талассогена, с ее относительно сложным тектоническим строением, и области наиболее значительного развития островных дуг в Тихоокеанском поясе. Взаимосвязь в развитии этих областей кажется естественной.

О ВОЗРАСТЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Гипотеза растекания океанского дна, выдвинутая океанологами и столь популярная среди них, предполагает молодость образования океанов. В частности, Дж. Юинг (J. Ewing) утверждает, что Тихий океан образовался в юрское время¹. В этом отношении точка зрения океанологов близка к взглядам В. В. Белоусова (1968), который, полностью отвергая гипотезу растекания, считает, что время образования всех океанов Земли — мезозойское. По его представлению, на месте Тихого океана в домезозойское время (в соответствии с идеями, высказанными еще Э. Огом; Naug, 1900) существовали континентальные структурные образования, которые в мезозое быстро исчезли благодаря базификации.

В то же время в литературе непрерывно появляются новые аргументы в пользу представлений об очень древнем существовании Мирового океана; ниже приведем некоторые из них. Прежде всего коснемся данных о развитии органического мира на Земле.

Л. А. Зенкевич (1971) показал, что морская фауна возникла в океане и что наземная и пресноводная фауны являются молодым производным от морской, включающим не более трети всех типов и классов. Чрезвычайно существенно указание Л. А. Зенкевича на то, что для формирования новых видов морской фауны необходимы десятки и сотни тысяч лет, новых родов — миллионы и десятки миллионов лет, а отрядов — десятки и сотни миллионов лет. Для классов нужны еще более длительные периоды, а что касается типов, то все существующие типы пришли из далекого докембрия. Таким образом, проследивание эволюции фауны свидетельствует о том, что океан должен был существовать в очень древние геологические времена. Причем Л. А. Зенкевич считает, что сейчас нет возможности сказать что-нибудь достоверное о времени появления морской фауны, но было это несколько миллиардов лет назад. А. П. Виноградов, исходя из возраста Земли, определяемого в 4,5 млрд. лет, полагает, что время зарождения фауны не древнее 3,5 млрд. лет.

Очень интересны данные о происхождении и эволюции глубоководной фауны. По Я. А. Бирштейну (1971), она когда-то была вытеснена с мелководий более сильными конкурентами. Сейчас, в результате приспособления к глубоководному существованию, это более или менее измененные группы либо древние реликты. Изменение могло быть очень значительным, таким, что появились новые роды и даже семейства. Эволюция здесь протекала медленно. Таким образом, вырисовывается, что глубоководная фауна — свидетель давнего существования океана.

В то же время Г. М. Беляев (1971) показал, что фауна ультраабиссальных зон (океанических желобов с глубинами более 6 км), хорошо обособленная от абиссальной фауны ложа океана (лишь 6% общих видов), представляет особую категорию, которая может способст-

¹ Доклад Дж. Юинга в Геологическом институте Академии наук СССР весной 1970 г.

вовать выяснению относительной древности или молодости этих зон, но не океана как такового. Ее специфика связана прежде всего с высоким гидростатическим давлением, не свойственным более чем 98% остальной площади океана, а также с особыми условиями обитания — субстратом (он в желобах разнообразен), пищей (более обильной здесь, чем в абиссали, благодаря большому сносу) и некоторыми другими.

С биологическими фактами и интерпретациями полностью гармонируют палеонтологические данные о древнейших представителях органического мира океана. Анализируя эти данные, Б. С. Соколов делает интересное и важное заключение, что «древнейшая животная жизнь появилась в эпипелагиали Мирового океана и развивалась более или менее длительное время под защитой водного слоя. Лишь постепенно, в процессе обогащения атмосферы свободным кислородом, она поднималась к поверхности океана и продвигалась в шельфовое мелководье» (Соколов, 1969, стр. 906). Что же касается морских растений, то их история прослеживается на протяжении 2,5 млрд. лет. Однако бесспорно присутствие органического вещества в породах с возрастом 3,5 млрд. лет, а в отложениях на 300—400 млн. лет моложе существуют микроскопические водорослеподобные остатки. В итоге Б. С. Соколов приходит к представлению об огромной древности Мирового океана.

Как видно, новые биологические и палеонтологические данные не оставляют места для гипотез об образовании океанов в относительно недавнем геологическом прошлом. О том же говорят гидрохимические и геохимические данные.

В. И. Вернадский много лет назад постулировал, что состав вод океана является планетной константой, т. е. в общем остается неизменным. С. В. Бруевичем (1969) изучен состав Мирового океана начиная с палеозоя, т. е. за последние 0,5 млрд. лет. На основании анализа анионного и катионного состава вод после начала фотосинтеза на поверхности Земли С. В. Бруевич делает заключение, что основной химический состав Мирового океана, т. е. Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, не мог подвергаться сколько-нибудь существенному изменению за указанное время. Речь идет именно о Мировом океане, а не о других водных массах.

Справедливость соответствующих выводов подтверждается рядом данных. Так, например, удалось показать, что состав солей пермских отложений Европы (цехштейн) близок к современному.

О неизменности состава свидетельствует также грунтовый раствор, отжатый из осадков среднемиоценового возраста (~15 млн. лет), полученных из американской скважины, пробуренной в 1961 г. в районе о. Гваделупа на глубине 3566 м (кern был взят с глубины ниже поверхности дна 172,4 м). Этот раствор тождествен по составу современной океанской воде.

Опираясь на известную книгу А. П. Виноградова «Введение в геохимию океана», М. Г. Валяшко (1969) делает заключение, что имеется полное основание рассматривать воду океана как продукт «приспособления» к условиям поверхности Земли первичного ювенильного раствора, проникающего из верхних оболочек планеты и формировавшегося одновременно с этими оболочками. Таким образом, процесс образования океанской воды необычайно длительный. Что касается того, когда возник в океане современный солевой состав, то, по данным М. Г. Валяшко, это было примерно 1,5 млрд. лет назад, после появления фотосинтеза и его продукта — кислорода. «После стабилизации состава атмосферы стабилизировалась форма существования элементов основных компонентов океана и стабилизировался состав океана» (Валяшко, 1969, стр. 904).

Интересно, что и морская фауна, существующая, как пишет Л. А. Зенкевич, миллиарды лет, дает основание заключить, что солевой состав океана за это время не претерпевал коренных изменений. Более того, не изменялся существенно и температурный режим. Отсюда и но-

вая формулировка Л. А. Зенкевича: климатическая зональность и термический режим глубинных вод океана представляют собой некую геофизическую константу и должны были иметь характер, близкий к современному.

Итак, можно сказать, что современные геохимические и гидрохимические данные вполне совпадают с данными биологическими и палеонтологическими, указывая на большую древность океанов Земли.

По мнению автора, у геологов сейчас нет иного пути, кроме признания древности существования океанских областей. Однако стоит вопрос о местонахождении древних океанов Земли. Не рассматривая его в полном объеме, остановимся на геологических и прежде всего тектонических данных, относящихся к истории Тихого океана.

Прежде всего напомним, что с наступлением эры широких морфологических, геологических и геофизических исследований в океанах упрежденные представления о тектонике дна Тихого океана ушли в прошлое и что очередной задачей стало восстановление тектонической истории многочисленных и разнородных структурных элементов и областей, обнаруженных на океанском дне. Но одновременно необходимо отметить, что это очень трудная задача, так как фактических материалов пока еще немного.

О том, что Тихий океан существовал в юрское время, свидетельствуют прямые данные, полученные бурением с корабля «Гломар Челленджер» на сводовом поднятии Шатского. Безусловно, история океана будет продлена, когда удастся изучить строение слоя 2 океанской коры, достигающего местами мощности 2 км. Разрез коры ниже слоя 2 также весьма важен.

Обратимся теперь к структурным данным. В гл. XII была показана большая сложность структурного плана ложа Тихого океана и подчеркивалось разнообразие типов развитых на нем структур; указывалось также и на контрастность тектонических движений. Среди типов структур особенно интересны такие крупные формы, как краевые валы, сводовые и глыбовые поднятия и глубоководные плиты. В особом ряду стоят структуры Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса. Подобное разнообразие структур и их сочетаний (тектонические районы) нужно рассматривать как показатель сложности процесса развития океанского дна, его тектонической динамичности. Гайоты и атоллы являются прямыми свидетелями этой динамичности (рис. 60). Насколько можно судить, магнитные аномалии, установленные в восточной части Тихого океана, имеют то же значение. Сложность развития (перестройка структур в геологическом прошлом) может быть проиллюстрирована, с одной стороны, преобразованием относительно древнего поднятия Дарвина, а с другой — формированием Восточно-Тихоокеанского поднятия и вообще южных областей Тихого океана (см. гл. XII).

Все это подводит нас к представлению, что основная часть тихоокеанского ложа существует в течение длительного геологического времени. Рассмотрим историко-тектонические особенности Тихоокеанского пояса.

В предыдущих главах шла речь о том, что по направлению к океану, т. е. вкрест простираения Тихоокеанского пояса, повсюду наблюдается смена более древних тектонических зон внешней его периферии более молодыми, а в непосредственном окружении океана — и современными геосинклинальными зонами, причем это было проиллюстрировано примерами краевых зон каждого из континентов. Отсюда необходимо сделать вывод об устойчивом во времени, в общем однотипном и упорядоченном ходе тектонического развития пояса начиная по крайней мере с позднего докембрия, когда геосинклинальный процесс время от времени оттеснялся в сторону современной океанической впадины.

Таким образом, тектонический план прошлых геологических эпох (неогей) принципиально должен был быть подобен современному, в ко-

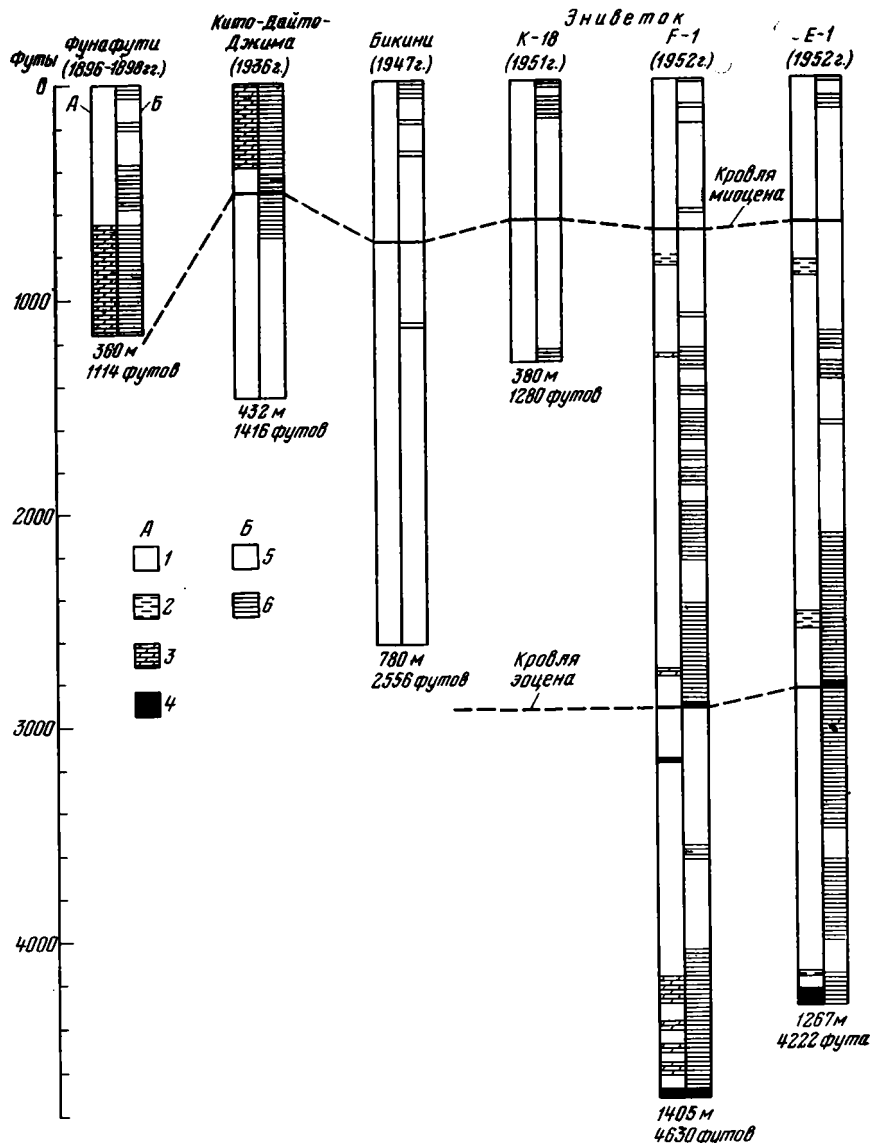


Рис. 60

Корреляционная схема коралловых отложений тихоокеанских атоллов по данным бурения (Шепард, 1969)

А — литологическая колонка: 1 — отложения рифов и связанных с ними известняков; 2 — известковый ил с частицами алеврита и глины; 3 — доломитизированный известняк; 4 — базальт. Б — свойства пород при бурении; 5 — мягкие и кавернозные; 6 — крепкие, плотные, устойчивые

тором за окраинами древних платформ следуют складчатые зоны, затем геосинклинальные и далее — океанское ложе, т. е. с большой долей вероятности можно предположить, что океаническая впадина существовала на всех этапах развития Тихоокеанского пояса.

Еще более ясным такое представление становится при рассмотрении тектонического положения различных структурно-формационных зон — позднедокембрийских и более поздних, расположенных в Тихоокеанском поясе. Если среди них выделять зоны с проявлением геосинклинального вулканизма и без него (эвгеосинклинали, миктогеосинклинали, с одной стороны, и миогеосинклинали, с другой), то оказывается, что первые

из них начиная с рифея всегда занимали положение, самое крайнее по отношению к древним платформам. Это можно проиллюстрировать, например, эв- и миогеосинклинальными зонами Кордильер Северной Америки, заложившимися в позднем докембрии и устойчиво развивавшимися до поздней юры. Другим хорошим примером является Восточная Австралия, где в ходе геологического времени (поздний РСт—Рз) происходило отнесение геосинклинального процесса на восток, при этом эвгеосинклиналь всегда занимала крайнее восточное положение. Аналогичные соотношения существовали также на юго-востоке Китая, в северной части п-ова Корея и в ряде других мест. Положение зон с геосинклинальным вулканизмом становится совершенно закономерным, если признать, что они (как и ныне) соседствовали с океаном, тогда как миогеосинклинали располагались по периферии древних платформ (последнее является доказанным).

Сравнительный анализ разновозрастных тектонических зон Тихоокеанского пояса показывает, что при удалении от внутриматериковых структур в сторону современного океанского ложа роль вулканизма увеличивается, что находит отражение в формационном составе отложений. Важно, что такое явление прослеживается вплоть до рифейского времени, как по одну, так и по другую сторону океана.

Далее, углубленный формационный анализ начинает выявлять древние периконтинентальные зоны со сложным тектоническим строением и «пятнистым» распределением различных типов земной коры, принципиально подобные современным зонам раздела ложа Тихого океана и материковых областей. В качестве примера можно привести Австрало-Меланезийскую область. Уже для рифейского времени в Восточной Австралии намечается окраинно-континентальная зона сложного строения, включающая глубоководные трюги. Подобная зона выясняется и для среднего палеозоя (S—D₁). Так, в восточной части Австралийской среднепалеозойской геосинклинали, именуемой Лахланской, где накапливались преимущественно вулканогенно-осадочные и граувакковые толщи (среди которых присутствуют радиоляриты, яшмы и кремнистые сланцы), выявляется резко расчлененный тектонический рельеф, обусловленный контрастными движениями, в результате которых мощности отложений могут изменяться от небольших величин до 10 км (Н. Богданов, 1967).

Субокеаническая сложно построенная зона по распределению терригенных, вулканогенных, кремнистых и рифогенных отложений может быть намечена для позднепалеозойского времени в Сихотэ-Алине, а для мезозоя, особенно для юрско-мелового времени, подобные зоны выявляются уже во многих районах Восточной Азии (Корякско-Камчатский район, Япония, Калимантан и др.).

Подчеркнем, что поиски таких зон геологического прошлого — очень важная задача в тектонических исследованиях, поскольку, опираясь на них, можно делать выводы о характере развития земной коры. В данном случае они позволяют нам говорить о существовании океана в весьма отдаленные геологические периоды.

Следующий элемент, который нужно использовать для подхода к проблеме о возрасте Тихого океана — это талассогеосинклинали. Они диагностированы среди верхнепалеозойских и мезозойских структурных образований Тихоокеанского кольца и, как отмечалось, распространены в пределах ближней периферии ложа Тихого океана (Новая Зеландия, Новая Гвинея, Филиппины, часть Японии, Сахалин, Корякское нагорье, Калифорния). Обособление этой новой категории геосинклиналей, как это теперь вырисовывается, вносит несомненный вклад в дифференциацию сложной группы океанических геосинклиналей (см. гл. VII). Для обсуждаемого здесь вопроса значение этой категории структур весьма существенно.

Таким образом, рассмотрение общего тектонического плана Тихоокеанского пояса (расположения в нем разновозрастных складчатых и современных геосинклинальных зон), анализ структурной позиции разных по типу развития тектонических зон, находящихся внутри пояса, реконструкции в отношении древних «переходных» между континентом и океаном зон и, наконец, некоторые типы тектонических структур (талассо-геосинклинали) — все это убеждает нас в древности существования Тихого океана, причем есть данные, позволяющие думать, что эта древность уходит в рифейское время.

Но возможно еще более древним предстанет Тихий океан, если обратиться к Тихоокеанскому тектоническому поясу в целом. Современные знания о закономерностях структурной эволюции земной коры, как полагает автор, не позволяют предполагать, что образование такой гигантской тектонической зоны не есть результат очень длительного и сложного развития, а является следствием случайности, например «благоприятного» поворота материков в процессе их дрейфа, происшедшего к тому же относительно недавно и в течение очень короткого промежутка времени. Поскольку Тихоокеанский пояс с материковой стороны граничит с древними (дорифейскими) платформами, естественно думать, что тектоническое различие между платформами и поясом уходит в глубь геологического времени. Таким же древним должно быть различие и между поясом и океаном. Добавим, что, если все же допускать в известных пределах горизонтальное движение материков, то и в этом случае не нарушится соотношение между круговым Тихоокеанским поясом и ложем океана. Соответственно это не влияет на представление о древности океана.

ТИХООКЕАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СЕГМЕНТ ЗЕМЛИ

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

Тихоокеанский тектонический сегмент охватывает ложе Тихого океана и Тихоокеанский пояс. Если учесть, что площадь Тихого океана составляет 35% площади Земли, и если к этому добавить площадь материковых структур, входящих в Тихоокеанский сегмент, то суммарно это составит почти половину всей поверхности планеты.

Понятие о Тихоокеанском сегменте было введено Н. С. Шатским в 1957 г. в Объяснительной записке к Тектонической карте СССР. Оно возникло в итоге анализа строения и истории развития складчатых сооружений, обрамляющих Тихий океан, прежде всего тех из них, которые развиты на востоке Советского Союза. В работе, опубликованной в 1960 г., представления Н. С. Шатского о Тихоокеанском сегменте изложены более подробно (ниже мы их еще будем касаться). Однако многие стороны проблемы и в этой работе остались неосвещенными. В частности, у Н. С. Шатского нет указания на то, где конкретно проходят границы Тихоокеанского сегмента, каковы самые основные особенности структуры этого сегмента и т. д.

Идея о Тихоокеанском сегменте Земли значительна постольку, поскольку она рассматривает величайший из океанов Земли в тектоническом единстве с его обрамлением. Главной структурной чертой этого обрамления является в общем концентрическое по отношению к ложу океана расположение имеющихся в нем разновозрастных складчатых и современных геосинклинальных зон. Таким же образом расположены здесь многие интрузивные, вулканические, сейсмические и металлогенические пояса, что подчеркивает структурную обособленность сегмента.

Различного рода пространственные последовательности в распространении геологических образований, в том числе и концентрические, наблюдаются на земной поверхности часто. Нужно заметить, что они привели к выяснению ряда важнейших геологических закономерностей, в частности петрологического, геохимического и структурного характера. Подчеркнем, что в Тихоокеанском сегменте концентрические последовательности достигли особенно большой выразительности.

Важную черту сегмента составляет проявление по периферии океанского ложа, особенно на западе, в больших масштабах современного геосинклинального процесса. Пространственно он вполне закономерно локализуется рядом с молодыми складчатыми зонами, в большинстве своем еще проходящими стадию орогенного развития. С другой стороны, пояс современных геосинклинальных зон, с его пестрым характером строения земной коры, является естественным связующим звеном между океанским ложем и складчатыми структурами Тихоокеанского пояса, подчеркивая тем самым тектоническую целостность сегмента.

Отличительной структурной чертой тихоокеанской половины Земли является отсутствие здесь древних платформ. Последние сконцентрированы в другой части планеты, образуя в ряде случаев своими краями

тектонические ограничения Тихоокеанского сегмента. Следует добавить, что историко-геологический анализ не выявляет присутствия здесь (за исключением некоторых краевых участков) подобных структурных образований и в геологическом прошлом.

Темп формирования складчатых зон, наращивающих континентальную кору, в пределах сегмента был и остается замедленным, что видно из относительно малого распространения домезозойских складчатых зон, с одной стороны, и широкого развития современных геосинклиналей, с другой. Лишь в мезозое значительные площади были причленены к континентам, что определяет большое своеобразие структурного развития этой части Земли. Вообще хронология крупных тектонических процессов в Тихоокеанском сегменте иная по сравнению с другими районами земного шара.

Для сегмента характерна огромная площадь океанского ложа, почти равная площади всех других океанов, при этом тектонический план ложа резко специфичен. Более того, специфичны и многие типы структур, осложняющих строение ложа.

Давно уже отмечено, что Тихоокеанскому сегменту свойственно несравненно большее, чем другой половине Земли, развитие современного вулканизма. Этот вулканизм в основном сконцентрирован в кайнозойском тектоническом поясе, окружающем океанское ложе (свыше 470 вулканов; Тихий океан..., 1970), и принадлежит андезитовой зоне. Только на Гавайях, островах Самоа и Баллени существуют действующие вулканы в пределах океанского ложа (океанский базальтовый вулканизм, всего около десяти вулканов). Однако в центральных областях Тихого океана имеется множество вулканических островов, где извержения происходили в четвертичное время или в конце неогена. Вообще же потухших вулканов на океанском ложе — огромное количество. Если к относительно высоким вулканическим горам добавить абиссальные холмы, то число вулканов будет составлять многие десятки тысяч. Непосредственное изучение вулканов показывает, что процессы вулканизма на ложе Тихого океана могут быть прослежены до раннего мела включительно. Однако геофизические данные свидетельствуют о том, что такие процессы должны были быть и значительно раньше.

Таким образом, для Тихоокеанского сегмента характерно развитие колоссального вулканизма, проявлявшегося в течение нескольких геологических периодов. Столь же характерны и исключительные масштабы проявления в Тихоокеанском сегменте сейсмической энергии, постоянно приносящей людям большие бедствия.

Очень существенны для понимания особенностей строения Тихоокеанского сегмента геофизические характеристики. А. Г. Гайнанов и Е. Д. Корякин (1967) на основании комплексного анализа гравиметрических и сейсмических данных намечают некоторые различия в строении земной коры и верхней мантии под Тихим и Атлантическим океанами. В частности, верхняя мантия под Тихим океаном состоит, по их данным, из менее плотных пород, чем под Атлантическим. В разрезе коры здесь повсеместно распространен слой 2 («надбазальтовый»), а под Атлантическим океаном, вдали от побережий и островов, непосредственно ниже рыхлых и слабо уплотненных осадков залегает слой 3 («базальтовый»). Мощность слоя 2 под Атлантическим океаном несколько меньше, чем под Тихим. Скорость продольных сейсмических волн близ поверхности Мохоровичича в Тихом океане составляет 8,0—8,5 км/сек, а в Атлантике она варьирует в широких пределах: от 7,7 до 8,6 км/сек. «Нижние крошки магнетовозмущающих тел в области Атлантического океана расположены в верхней мантии на глубинах 40—60 км, т. е. на 10—20 км глубже, чем в области Тихого океана. Это, вероятно, обусловлено тем, что изотерма точки Кюри под Атлантическим океаном расположена глубже, чем под Тихим океаном. Подтверждением этого служит нали-

чие в Центральной Атлантике обширной зоны минимальных тепловых потоков, что в свою очередь указывает на различную энергетическую насыщенность земной коры и верхней мантии под Атлантическим и Тихим океанами...» (Гайнанов, Корякин, 1967, стр. 114).

В Тихоокеанском тектоническом сегменте наблюдаются структурные связи между океанским ложем и его обрамлением (о них говорилось в гл. XII). Это весьма важные связи, так как они означают, что некоторые процессы, происходящие в тектоносфере, являются общими для ложа океана и его обрамления.

На пространствах, где Тихоокеанский сегмент структурно не ограничен древними платформами, его соотношения с другим тектоническим сегментом становятся менее определенными и иногда расплывчатыми. Это относится к Монголо-Охотской области, Индокитаю, Индонезии, межконтинентальному Австрало-Антарктическому району, морю Скоша, Карибскому району и Восточной Арктике. Соответствующие соотношения выявляются для каждого такого случая особо. В целом проблема эта сложна и заслуживает углубленной разработки, поскольку полученные результаты будут иметь существенное значение для широких тектонических выводов.

ГЛАВНАЯ АСИММЕТРИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Если одна половина земного шара тектонически развивалась и построена иначе, чем другая, то мы можем сделать заключение об асимметричном строении тектоносферы. Этими половинами являются тихоокеанская, куда входит Тихий океан и его обрамление, и атлантическая или, может быть, лучше сказать, материковая, поскольку в ней расположены все главные части материков (за исключением их тихоокеанских окраин). Подобную тектоническую асимметрию, как уже отмечалось, первым постулировал Н. С. Шатский, который при этом пользовался термином «диссимметрия»¹. Пока что в тектонической литературе нет разбора этой терминологии, хотя многие уже применяют ее. Коснемся этого вопроса.

Полное определение понятия «асимметрия» дал Е. С. Федоров (1949), который писал, что если фигура может быть совмещена с собой только в одном положении, то она асимметрична. А. В. Шубников (1951, 1961) высказывал, по существу, то же самое, называя асимметричной фигуру, не имеющую ни одного элемента симметрии. Что же касается термина «диссимметрия», то, как указывал А. В. Шубников (1951), впервые по отношению к фигурам он был применен Л. Пастером. А. В. Шубников (1961) дает ему следующее определение: «Под диссимметрией мы будем разуметь пониженную или расстроенную симметрию, характеризующую отсутствием некоторых элементов симметрии» (стр. 9). Обращая внимание на то, что диссимметрию часто смешивают с асимметрией, А. В. Шубников приводит ряд примеров диссимметрии. «Человек, — пишет он, — диссимметричен, несмотря на то, что по своему внешнему облику он имеет плоскость симметрии. Диссимметрия сказывается... в асимметричном расположении сердца, в асимметричном строении самого сердца и во многих других свойствах» (1961, стр. 11).

В книге И. И. Шафрановского «Симметрия в природе» (1968) по интересующему нас вопросу сказано следующее: «...среда явственно налагает свой отпечаток на формирующийся в ней объект. При этом симметрия среды накладывается на симметрию объекта. В результате часть элементов симметрии последнего внешне исчезает: его форма сохраняет

¹ Заметим, что в наших геологических изданиях вместо слова «диссимметрия» часто печатается «дисимметрия», что является грамматической ошибкой.

только те элементы собственной симметрии, которые совпали с элементами симметрии среды.

П. Кюри придавал особое значение исчезающим элементам собственной симметрии данного объекта. Такую исчезающую симметрию он назвал диссимметрией» (стр. 61). Интересен пример, приводимый И. И. Шафрановским: «Пусть какое-то примитивное животное было сначала прикреплено к морскому дну и имело радиальнолучевую симметрию ($L_n nP$). Впоследствии, в процессе эволюции, оно получило возможность прямолинейно передвигаться. В результате... оно должно было потерять ось L_n и все плоскости симметрии, за исключением одной, совпавшей с направлением движения. Все потерянные животным элементы симметрии и составляют его диссимметрию» (там же).

Понятия о симметрии, асимметрии и диссимметрии уже не раз прикладывались по отношению к земному шару для описания тех или иных его свойств. О симметрии можно говорить, если рассматривать форму Земли, пренебрегая незначительным отклонением ее от формы шара. Однако и геоид имеет симметрию, определяемую плоскостью, перпендикулярной к оси его вращения и совпадающей с экваториальной плоскостью. Такой симметрии подчиняются также климатическая и почвенная зональности земного шара. В. Е. Хаин (1964) подчеркивает известный пример симметричного расположения основных широтных горноскладчатых сооружений в северном и южном полушариях, тяготеющих к 35-м параллелям.

Что касается асимметричных явлений на Земле, то давно уже подчеркивается асимметрия в расположении на ней континентов и океанов (Вернадский, 1933; и другие). Обращается внимание на большое пространство в северном полушарии материков, а в южном — океанов, в том же смысле противопоставляются западное и восточное полушария.

Некоторые явления тектонической асимметрии отметил Н. П. Херасков. Касаясь строения крупнейших складчатых поясов, он писал, что оно характеризуется поперечной и иногда продольной асимметрией. «Поперечная асимметрия выражается в том, что наиболее молодые структурные элементы пояса смещаются к одному из его крыльев...» (Херасков, 1967, стр. 399). Продольную асимметрию Н. П. Херасков видел, например, в поясе Тетис, который на востоке образует гигантскую виргацию, отсутствующую на западе.

Можно привести также высказывания С. Н. Бубнова. Он говорил о том, что «палеозойские горные системы развиты только севернее Средиземноморской альпийской геосинклинали и почти отсутствуют вдоль северного края Африки, Индии и других глыб Гондваны» (Бубнов, 1960, стр. 224). Он писал, что «циклы на севере и на юге также обнаруживают некоторые различия» (там же). И далее: «Что касается асимметрии Земли по отношению к плоскости экватора, то примечателен еще следующий факт. Северные ядра Канадского, Балтийского и Средне-Сибирского щитов обнаруживают в течение развития Земли многократный прирост территории на юге и вообще по периферии, происходивший во время главных периодов горообразования. Именно благодаря этому приросту возникли материки Европы, Азии и Северной Америки. В южном полушарии таких периферических пристроек нет, по крайней мере их нет по краю Средиземноморской геосинклинали. Напротив, Гондванский материк в процессе развития Земли обнаруживает непрерывное распада-ние» (там же).

Разное по характеру тектоническое развитие северного и южного полушарий («биполярность») подчеркивает и Н. А. Штрейс (1964).

Перейдем далее к явлениям диссимметрии. Здесь следует отметить, что установить конкретные границы между диссимметрией и асимметрией не всегда легко, поскольку в огромном большинстве случаев в науках

о Земле мы имеем дело с качественными противопоставлениями, но не с количественными.

Понятие о диссимметрии к геологическим явлениям применил В. И. Вернадский (1934, 1942, 1965). Впервые это было в лекциях, которые он читал в Сорбонне в 1923—1924 гг. Импульсом к его мыслям в этом направлении послужили идеи уже упоминавшихся выше Л. Пастера и П. Кюри. О пастеровской идее В. И. Вернадский писал следующее: «Пространство, охваченное жизнью, т. е. объемы живой природы, живые тела, обладают резкой особенностью по сравнению со всей окружающей жизнью косной материей. Эта особенность была названа Луи Пастером, с гениальной прозорливостью впервые в 1838—1848 гг. ее открывшим, диссимметрией пространства жизни» (Вернадский, 1934, стр. 46).

О какой же диссимметрии писал В. И. Вернадский? Это тем более существенно рассмотреть, что в нашей геологической литературе при цитировании одного из наиболее выдающихся русских естествоиспытателей в рассматриваемом здесь аспекте допускаются серьезные неточности.

Диссимметрию В. И. Вернадский видел в различном строении коры под материками и океанами. «Земная кора, — писал он, — имеет ясно выраженное диссимметричное строение. Под океанами не только может отсутствовать вообще гранитная оболочка (Тихий океан), но и под ними нет (кроме морей) ни метаморфной оболочки, ни стратисферы. Геологическое, геохимическое и минералогическое воздействие подобной диссимметрии в структуре земной коры чрезвычайно велико и может быть замечено на каждом шагу» (Вернадский, 1934, стр. 281). Приведенные слова настолько ясны, что невозможно вкладывать в них какой-либо иной смысл, чем тот, который они выражают. Следовательно, речь идет о диссимметрии в распределении вещества в различных зонах земной коры, о пятнистом характере этого распределения.

В 1965 г. была опубликована книга В. И. Вернадского «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения», над которой он работал в последние годы жизни. В ней многократно употребляется понятие «диссимметрия». В первом абзаце гл. XII, названной «Диссимметрия геологических оболочек и геосфер», можно прочесть следующие строки: «Из всего раньше изложенного ясно..., что геологические оболочки и геосферы должны были бы быть сплошными в связи с формой нашего геоида. Если они реально не являются таковыми, то это должно быть следствием какого-то геологического явления, вызвавшего нарушение сплошности. Это — область диссимметрии. Нарушение начинается в биосфере и продолжается до подгранитной тяжелой оболочки» (Вернадский, 1965, стр. 114). Из этих строк видно, что В. И. Вернадский последовательно применил принцип П. Кюри и описал диссимметрию в оболочках Земли. Для полной ясности приведем еще одно высказывание: «Я характеризовал эту область планеты как ее диссимметрию — нарушение симметрии неизвестной мощной причиной, ее производящей или ее непрерывно динамическим поддерживающей» (там же). Ни с какой другой целью понятие «диссимметрия» к геологическим явлениям В. И. Вернадский не применял, и цитировать его следует только в указанном смысле. У нас же часто проводится параллель между представлением о диссимметрии В. И. Вернадского и взглядами Н. С. Шатского, которая ошибочна.

Н. С. Шатский, обративший внимание на идеи В. И. Вернадского, выдвинул иное представление, утверждающее тектоническую диссимметрию земной коры. Впервые он высказал свою идею в 1956 г. в докладах, прочитанных на научной конференции Московского геологического института и на общем собрании Отделения геолого-географических наук АН СССР. Вкратце его выводы были опубликованы в Объяснительной записке к Тектонической карте СССР и сопредельных стран в

1957 г., а доклад в полном виде появился в 1960 г., о чем уже упоминалось. Стоит подчеркнуть, что цитированная выше книга В. И. Вернадского о химическом строении биосферы увидела свет 9 лет спустя после первого доклада Н. С. Шатского и 5 лет — после его кончины. Об этом следует сказать потому, что в этой книге есть отдельные мысли, близкие к тем, которые развиваются Н. С. Шатским.

Итак, в 1956 г. Н. С. Шатский пришел к важному тектоническому выводу, что «кроме обычного нормального развития складчатых зон, существует иная область — Тихоокеанская, подчеркивающая диссимметрию планеты, о которой много писал В. И. Вернадский»¹ (Шатский, 1960, стр. 17). Однако это совсем иной по существу вывод, и Н. С. Шатский далее пишет: «Как мне кажется, именно в этом и заключается истинный генетический смысл диссимметрии земной коры, не тот обычный смысл, который придавали ему, исходя из отсутствия или присутствия сил, а именно генетический смысл развития структуры и связанного с ним метаморфизма и металлогении» (там же).

Следовательно, Н. С. Шатский говорит о структурной диссимметрии земной коры, обусловленной существованием Тихоокеанского пояса, с его своеобразной и резко выраженной металлогенией; он называет это явление «глубокой диссимметрией». Эту диссимметрию Н. С. Шатский понимал как расстроенную симметрию и объяснял ее наложением на «нормальный» процесс развития складчатых зон, который выражается в серии каледонид, герцинид и альпид, другого процесса — развития Тихоокеанского пояса, начавшегося, как он думал, возможно, в конце палеозоя.

Из всего сказанного видно, что вывод Н. С. Шатского не является частным случаем вывода В. И. Вернадского, как это можно понять из Объяснительной записки к Тектонической карте СССР и сопредельных стран, а также из ряда других работ, а касается совершенно другого явления на Земле.

Итак, Н. С. Шатский внес структурное содержание в представление о диссимметрии на Земле, противопоставив характер развития складчатостей в одном ее полушарии и в другом. Однако сделал он это очень сжато и схематично, так что лишь в одной фразе Объяснительной записки говорится о разнице тектонического развития Тихоокеанского и Атлантического сегментов земной поверхности.

Далее остановимся на тех откликах, какие получила идея Н. А. Шатского в литературе.

Любопытно, что в зарубежной литературе высказываний на этот счет нет. Объяснить это можно тем, что изучение общих тектонических тихоокеанских проблем за рубежом (особенно Тихоокеанского пояса) является недостаточным. В нашей литературе имеется немало соответствующих откликов. М. В. Муратов цитировал в этом смысле Н. С. Шатского уже в 1957 г.

В работах 1960 (Пушаровский, 1960б) и 1961 гг. при анализе строения Верхояно-Чукотской складчатой области и зон затухания геосинклинальных областей автор отмечал большое теоретическое значение идеи о «диссимметрии» в развитии земной коры.

В 1963 г. Н. П. Херасков, рассматривая общие тектонические закономерности Земли, ввел в свою книгу два особых раздела, один из которых посвящен общей структуре Атлантического сегмента, а другой — Тихоокеанского. Он сравнивал тектоническое строение обоих сегментов, намечал их ограничения в пространстве, характеризовал составляющие сегменты тектонические пояса, писал о тектоническом взаимодействии сегментов и т. д. Его главный вывод в этом аспекте был таков, что «в об-

¹ Эта ссылка неточно выражает мысль Н. С. Шатского, ибо, как было показано выше, В. И. Вернадский о тектонической диссимметрии ничего не писал.

щем плане структур земной коры основным представляется разделение на Атлантический и Тихоокеанский сегменты» (Херасков, 1963а, стр. 105). При этом была высказана и гипотеза происхождения основных сегментов: «Загадку появления Тихоокеанского сегмента и планетарного характера отклонений в структуре Атлантического сегмента,— писал Н. П. Херасков,— вероятно, следует решать, допуская отклонения в однородности концентрических оболочек» (там же, стр. 108).

В 1964 г. вышло несколько работ, показывающих, что идея о различии в строении и структурном развитии Атлантического и Тихоокеанского сегментов начала обсуждаться достаточно широко. В книге О. Л. Эйнора «Основы геологии СССР» (1964) дана раздельная характеристика областей СССР, принадлежащих Тихоокеанскому сегменту, и других. П. Н. Кропоткин, К. А. Шахварстова и Н. А. Федоров опубликовали Тектоническую карту Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (т. е. Тихоокеанского сегмента) в масштабе 1 : 15 000 000, сопровождавшуюся пояснительным текстом (1964), где подчеркивается ряд специфических тектонических свойств Тихоокеанского пояса, хотя термины «асимметрия», «диссимметрия», а также «сегмент» ими не применялись. В заключении к своей книге о тектонике Восточной Азии Б. А. Петрушевский в качестве вывода писал: «Несомненно исключительное своеобразие тихоокеанского сегмента Земли в целом. Как бы ни расценивать возможные причины подобного своеобразия, бесспорно, что оно свидетельствует о крупнейшей гетерогенности, крупнейшей диссимметрии поверхности земного шара...» (Петрушевский, 1964, стр. 286).

В статье автора 1965 г. было введено понятие о Тихоокеанском тектоническом поясе и было подчеркнуто, что он представляет собой целостный структурный пояс земной коры кольцевого типа и что окружающая ложе Тихого океана, он вместе с этим ложем занимает огромную площадь на Земле, совершенно особую по своему строению и истории развития, называемую Тихоокеанским сегментом.

С дальнейшим развитием представлений Н. С. Шатского выступил А. Л. Яншин (1965). Подводя итоги работы над тектонической картой Евразии, он писал о диссимметрии строения земной коры, о принципиальных различиях в истории и характере структурного развития ее Тихоокеанского и Атлантического сегментов, которые, по его мнению, объясняются неоднородностью земного вещества ниже поверхности Мохоровичича. Подчеркивая свои взгляды по этому поводу, А. Л. Яншин уверенно говорил, «что многие современные тектонические представления не возникли бы или были бы сформулированы существенно иначе, если бы изучение строения и развития земной коры начиналось не в Европе, а на берегах Тихого океана» (Яншин, 1965, стр. 32).

Весьма основательно идея о диссимметрии обсуждалась в книге «Тектоника Евразии» (1966), где приведен большой материал о качественных различиях тектонических областей, входящих в Тихоокеанский сегмент, и областей, распространенных в другой части Евразии, а также контрастно оттенены особенности хронологии протекавших здесь тектонических процессов.

В работе 1967 г. автор сделал попытку дать в специальной статье общую тектоническую характеристику Тихоокеанского сегмента.

В литературе существует и критическое высказывание по поводу представления о структурной диссимметрии земной коры. Оно принадлежит В. В. Белоусову, который пишет: «Неправильно было бы думать, что особое развитие тихоокеанских периферий связано с каким-то принципиально особым течением глубинных процессов в области Тихого океана, т. е. с некоторой, как принято выражаться, „диссимметрией” развития Земли» (Белоусов, 1967, стр. 23).

Однако эту точку зрения как бы опровергает В. Е. Хаин, который пишет, что в конце протерозоя «в Атлантическом сегменте Земли прои-

зошло образование гигантской континентальной массы — Лаврогондии¹, противостоящей столь же огромной океанической впадине Тихого океана. Таким образом, поляризация коры (тектоносферы) на эти два главных сегмента с возникновением соответствующей диссимметрии может быть условно датирована концом протерозоя» (Хаин, 1968, стр. 33).

А. А. Богданов отметил, что идея о тектонической диссимметрии имеет «чрезвычайно большое значение» для правильного понимания закономерностей структурного развития земной коры (Богданов, 1968).

Из сказанного видно, что представление о тектонической диссимметрии (асимметрии) в развитии земной коры признается многими нашими тектонистами, причем оно понимается как весьма важное для раскрытия глобальных тектонических закономерностей.

Обратим внимание, что, следуя Н. С. Шатскому, применившему термин «диссимметрия», все авторы используют именно этот термин. Но в свете тех определений, которые были приведены выше, применение указанного термина может оспариваться. Если бы было доказано, что прежде тектоническое строение обоих современных сегментов было одинаковым, т. е. земной шар обладал тектонической симметрией, которая была расстроена лишь в ходе дальнейшего структурного развития, то можно было бы говорить о диссимметрии. Так, по-видимому, и мыслил Н. С. Шатский, поскольку он считал, что процесс развития Тихоокеанского пояса лишь в палеозое наложился на «нормальный» процесс развития складчатых зон. Но с этим далеко не все согласны. По крайней мере Н. П. Херасков, В. Е. Хаин и ряд других авторов время становления двух тектонических сегментов Земли считают гораздо более древним (Н. П. Херасков — рифейским, В. Е. Хаин — позднепротерозойским). Но можно думать (Пущаровский, 1968), что разделение земного шара на два тектонических сегмента еще более древнее и что, вероятно, оно первично, т. е. в нем выражается первичная неоднородность строения и состава верхних оболочек Земли. В геохимическом аспекте эту проблему рассмотрел А. П. Виноградов (1967), который писал, что «океан и материи были заложены на планете одновременно и асимметрично вследствие первоначальной неоднородности земного шара» (стр. 25).

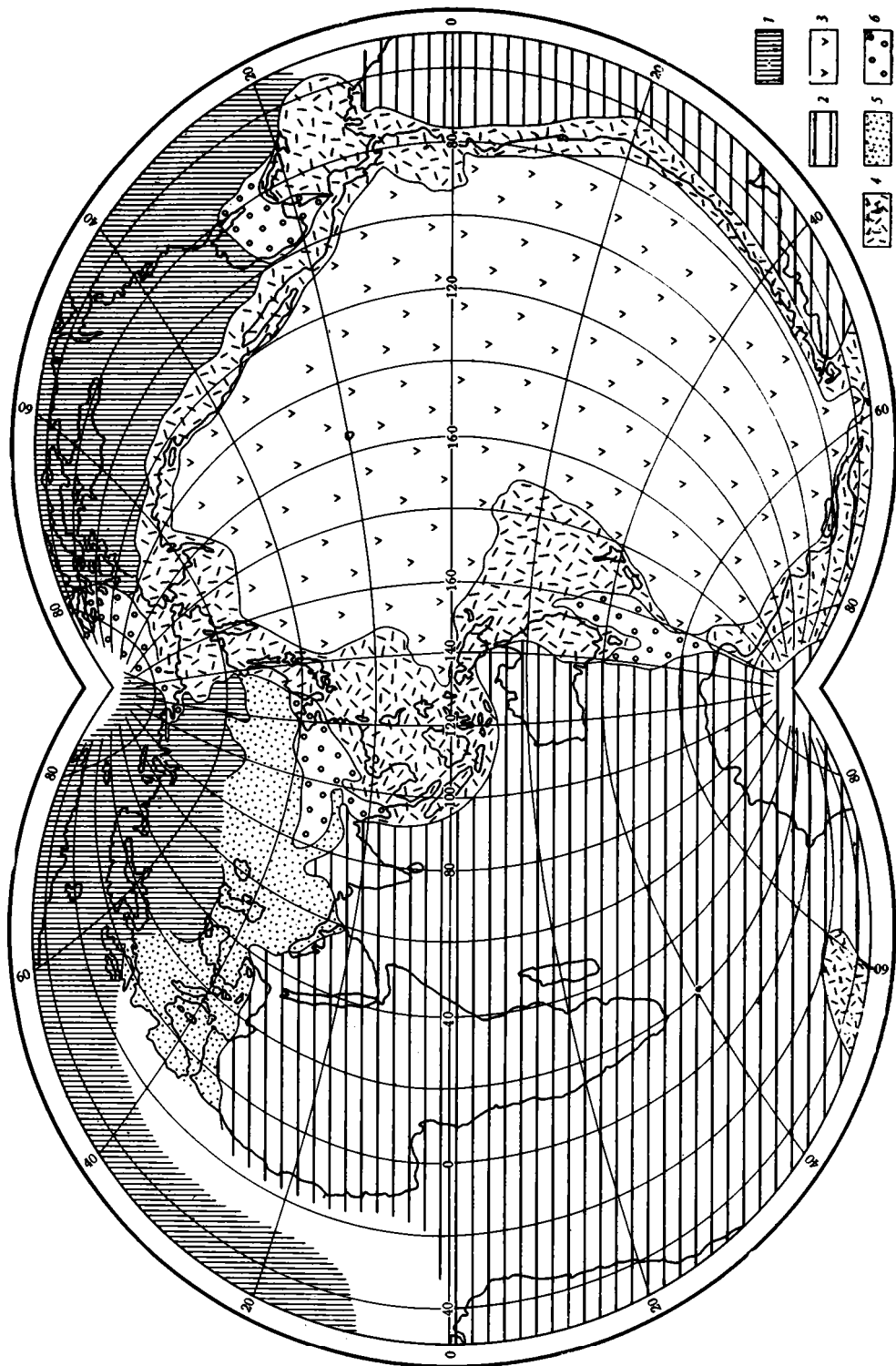
Таким образом, нужно признать, что налицо дискуссия относительно времени образования двух основных сегментов земной коры, причем не исключается возможность их первичного разграничения. Соответственно, по крайней мере сейчас не имеется возможности использовать термин «диссимметрия», если вкладывать в него строгое научное содержание. Правильнее будет применение термина «асимметрия», как не заключающего в себе генетического элемента и менее строгого.

Итак, мы будем говорить о тектонической асимметрии на земном шаре, выражающейся в структурном различии его Тихоокеанского и материкового сегментов. В большинстве предыдущих работ эта асимметрия относилась к земной коре. Однако корни многих крупных тектонических процессов в обоих сегментах уходят глубже подошвы коры. Поэтому следует говорить не о земной коре, а о тектоносфере — об асимметрии в строении и развитии тектоносферы.

Никакие другие явления тектонической асимметрии на планете не могут сравниться по масштабу и значению с тем, о котором здесь идет речь. При этом, если иметь в виду крупные тектонические асимметрии, то асимметрия, выражающаяся в наличии Тихоокеанского и материкового сегментов, является наиболее резкой. Поэтому мы можем ее называть главной асимметрией тектоносферы Земли.

Остается добавить, что и на Луне установлена крупная структурная асимметрия, выражающаяся в различном строении ее видимой и невидимой

¹ Лавразия + Гондвана.



димой сторон. Крайне подкупающей является идея о тектонической сопоставимости этого явления с земной асимметрией. Автор уже писал (1965), что если эта параллель правомочна, то история образования структурной асимметрии Луны является весьма длительной. А если это верно, то Луна — не безжизненное тектонически тело, на основании чего может быть сделано заключение о сходстве причин, обусловивших асимметрию Луны и Земли.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА

Мы вступаем сейчас в самую гипотетическую часть данной книги. Существование Тихоокеанского тектонического сегмента — это реальность. Но каким образом возник этот сегмент?

Весь предшествующий текст, очевидно, свидетельствует, что автор не стремился себя сковывать ни фиксистскими, ни мобилистскими представлениями, а шел по пути, который ему указывала логика научного анализа. Этот путь привел в конце концов к заключению, что и Тихоокеанский тектонический пояс и Тихий океан (в его значительной части) представляют собой весьма древние структурные образования Земли. Тем самым по истории развития с давних геологических времен отчетливо противопоставляется одна половина планеты другой. Естественно считать, что это различие является первичным, т. е. оно обусловлено изначально неоднородным строением верхних оболочек Земли, по крайней мере отвечающих тектоносфере. Фактических данных для этого, к сожалению, не существует, но если иметь в виду и Луну, то столь крупное явление, как асимметричное строение небесных тел, наиболее естественно рассматривать в качестве следствия очень длительного процесса их развития.

Что касается первично-неоднородного характера верхних оболочек Земли вообще, то это нужно считать общепринятым. Отсюда необходимо заключение о различном глубинном проявлении энергии в разных секторах тектоносферы. Энергетические условия могут иметь как частные малозначащие различия, так и различия большого порядка. Это доказывается значительными качественными изменениями в структурном облике земной коры в ходе ее геологической истории, например возникновением платформ, с их последующим малодинамичным развитием, или образованием вторичных океанов (например, Северный Ледовитый океан).

Нужно обратить внимание не только на общую неравномерность проявления энергии тектоносферы, но и на непостоянство энергетических потоков в отдельных местах. В то же время главная асимметрия тектоносферы Земли может быть связана с относительным постоянством проявления повышенной энергии тектоносферы в Тихоокеанском сегменте.

Такое представление подтверждается некоторыми геофизическими данными, приводимыми выше (см. стр. 199). Они свидетельствуют о более интенсивных глубинных процессах в области Тихого океана, чем, например, в области Атлантики. Есть и геологические данные, которые говорят о высокой степени подвижности Тихоокеанского тектонического пояса в течение очень длительного времени.

Рис. 61

Структурные области первого порядка на земном шаре

1 — область Северного ряда платформ, складчатых поясов и соответствующих частей дна Мирового океана; 2 — область Южного ряда платформ, складчатых поясов и соответствующих частей дна Мирового океана; 3 — ложе Тихого океана; 4 — Тихоокеанский тектонический пояс; 5 — Срединный Евразийский тектонический пояс; 6 — районы сложных структурных взаимоотношений областей первого порядка

Итак, Тихоокеанский тектонический сегмент включает ложе Тихого океана и Тихоокеанский тектонический пояс. По отношению к земному шару в целом это структурные области первого порядка. Каждая из них обладает только ей присущими тектоническими свойствами, не повторяющимися в комплексе в других эквивалентных им областях. Последними являются Главный Евразийский тектонический пояс и области Северного и Южного рядов древних платформ с соответствующими складчатыми поясами и частями Мирового океана (рис. 61).

Из такого разделения явствует резкая структурная гетерогенность земной коры. Отсюда же легко увидеть, что различие в структурном развитии всех указанных областей (каким бы это развитие сложным ни было) уходит своими корнями в древние этапы формирования земной коры. В то же время в образовании того структурного плана, который существует ныне в областях «материкового» сегмента, как показывают многочисленные и разнообразные факты, большую роль сыграли горизонтальные движения блоков тектоносферы. Каким образом согласуются эти горизонтальные движения с длительным, относительно постоянным развитием структурного плана в Тихоокеанском сегменте Земли, остается сложнейшей проблемой. Для дальнейшего углубления представлений о структурном развитии лика Земли необходим сравнительный анализ составляющих тектоносферу главнейших структурных неоднородностей.

ЛИТЕРАТУРА

- Агапитов Д. И., Иванов В. В. 1969. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое. — Геотектоника, № 1.
- Ажгирей Г. Д. 1967. Типы главных линейных тектонических структур Земли. — Докл. АН СССР, 177, № 3.
- Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М.—Л., ОНТИ.
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостоптехиздат.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 11, вып. 4.
- Архипов И. В. 1964. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. — В кн.: «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». М., «Наука».
- Атласов И. П., Егиазаров Б. Х., Дибнер В. Д. и др. 1967. Тектоническая карта Арктики и Субарктики. — В кн.: «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Атласов И. П., Егиазаров Б. Х., Деменицкая Р. М. и др. 1968. Сравнительная тектоника полярных областей Земли. — В кн. «Орогенические пояса». (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Баскина В. А. 1970. Тектоника и магматизм Исландии. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 6.
- Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев К. Ф., Удинцев Г. Б. 1958. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. 1971. Осадочные формации океанов. — В кн. «История Мирового океана». М., «Наука».
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. 1969. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое. — Геотектоника, № 3—4.
- Белоусов В. В. 1963. О тектонике Анд. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 2.
- Белоусов В. В. 1967. О происхождении океанов. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 5.
- Белоусов В. В. 1968. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука».
- Белоусов И. М. 1970. Дети вулкана. — Природа, № 7.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. 1964. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. — В кн. «Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР». Магадан.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. 1966. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000). Изд. СВКНИИ. Магадан.
- Беляев Г. М. 1971. Фауна глубоководных желобов и пути ее формирования. — В кн. «История Мирового океана». М., «Наука».
- Беляевский Н. А. 1966. Рецензия на книгу Т. К. Хуанг, Чанг Ченг-кун, Чанг Чи-менг и Чен Куо-минг «Об эвгеосинклиналях и многоэосинклиналях Китая и их полициклическом развитии». — Геотектоника, № 4.
- Беляевский Н. А., Родников А. Г. 1971. Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей. Ст. 1. Островные дуги. — Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1.
- Бениофф Х. 1966. Движения по крупнейшим разломам. — В кн. «Дрейф континентов». М., «Мир».
- Берсенева И. И. 1964. Осевое вращение Земли как одна из причин геотектогенеза. — В кн. «Строение и развитие земной коры». М., «Наука».
- Берсенева И. И. 1968. Основные черты геологического строения Приморского края. — В кн. «Сихотэ-Алиньский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края». Владивосток.
- Бертельсен А. 1967. Тектоническая карта Гренландии. — В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Бириштейн Я. А. 1971. Некоторые вопросы эволюции глубоководной фауны. — В кн. «История Мирового океана». М., «Наука».
- Богданов А. А. 1968. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. — Вестн. МГУ, № 1.
- Богданов А. А. 1970. О геологии Перуанских Анд. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 2.
- Богданов А. А., Хаин В. Е. 1967. По поводу создания тектонических карт океанических пространств. — Геотектоника, № 1.
- Богданов Н. А. 1965. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

- Богданов Н. А. 1966. Строение палеозойского запада Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, № 2.
- Богданов Н. А. 1967. Палеозой востока Австралии и Меланезии. — Труды ГИН АН СССР, вып. 181.
- Богданов Н. А. 1969. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, № 3.
- Богданов Н. А. 1970. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 192, № 3.
- Богданов Н. А., Самодуров В. И. 1964. Тектоническая карта Антарктиды (масштаб 1 : 30 000 000). — Физико-географический атлас мира. М., Изд-во АН СССР и ГУГК СССР.
- Борзакровский Ю. А., Суетенко О. Д. 1970. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии. — Геотектоника, № 5.
- Бруевич С. В. 1969. О солевом составе Мирового океана в постпротерозойское время. — Океанол., № 5.
- Бубнов С. Н. 1960. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ.
- Бурдэ А. И., Мостовой В. К. 1965. Структурно-фациальные зоны средней части Главного синклинория Сихотэ-Алиня. — Геол. и геофиз., № 4.
- Буртман В. С. 1965. Новозеландская горизонтальная флексура и Альпийский сдвиг. — Труды ГИН СССР, вып. 139.
- Валяшко М. Г. 1969. Эволюция химического состава воды океана. — Океанол., № 5.
- Васильковский Н. П. 1968. Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. — В кн. «Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий». М., «Наука».
- Вернадский В. И. 1933. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод, ч. 1, вып. 1. Л., Госхимтехиздат.
- Вернадский В. И. 1934. Очерки геохимии. Изд. 4 (2-е русск.). М., Горгеонефтеиздат.
- Вернадский В. И. 1942. О геологических оболочках Земли как планеты. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 6.
- Вернадский В. И. 1965. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука».
- Виноградов А. П. 1967. Введение в геохимию океана. М., «Наука».
- Власов Г. М. 1964. Курильские острова. Геоморфология. — В кн. «Геология СССР», т. XXXI, ч. I. М., «Недра».
- Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т. и др. 1968. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Ереван.
- Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. 1967. Геофизические исследования земной коры Атлантического океана. М., «Недра».
- Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Строев П. А. 1970. Некоторые новые данные о глубинном строении земной коры переходных областей от океанов к материкам. — В кн. «Морские гравиметрические исследования». Изд-во МГУ.
- Гатинский Ю. Г., Чан Ван Чи, Исаев Е. Н. и др. 1970. К вопросу о тектоническом районировании Северного Вьетнама. — *Dia Châ't*, 89—90, 1—4. Текст на вьетнамском яз.
- Геологическое развитие Японских островов. 1968. М., «Мир».
- Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. 1966. Под ред. Е. А. Радкевич. М., «Наука».
- Геологическое строение СССР, т. I. 1968. Под ред. Е. Т. Шаталова. М., «Недра».
- Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. 1963. Под ред. Е. А. Радкевич. М., Изд-во АН СССР.
- Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. 1965. Под ред. В. Н. Верещагина и Б. Х. Егизарова. М., «Недра».
- Геология Кореи. 1964. Под ред. В. Л. Масайтис. М., «Недра».
- Геология СССР, т. XXXI, ч. I. 1964. М., «Недра».
- Геология СССР, т. XXXII, ч. I. 1969. М., «Недра».
- Герт Г. 1959. Геология Анд. М., ИЛ.
- Гершанович Д. Е. 1964. Донные отложения центральных и восточных областей Берингова моря. — Труды Всес. ин-та морского рыбного хоз-ва и океанограф., т. LIII.
- Гершанович Д. Е. 1969. Геология дна Берингова моря и залива Аляска. — Автореф. докт. дисс. М.
- Гладенков Ю. Б. 1964. О тектонике восточной части Корякского нагорья. — Труды ГИН АН СССР, вып. 113.
- Гогель Ж. 1966. Замечания по поводу изменений, вносимых в легенду Тектонической карты Европы. — Геотектоника, № 2.
- Гогель Ж. 1969. Основы тектоники. М., «Мир».
- Горшков Г. С. 1963. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. — В кн. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР.
- Горшков Г. С. 1963. Особенности вулканизма в главных структурных зонах Земли. — В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Горячев А. В. 1966. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука».

- Грикуров Г. Э. 1966. О геологическом строении Антарктического полуострова и Земли Александра I. — Информ. бюлл. Сов. антарктич. экспед., № 58.
- Грикуров Г. Э. 1971. Геологическое строение Антарктического полуострова. Автореф. канд. дисс. М.
- Гунн Б. М. 1966. Геологическое строение Антарктиды и корреляция ее стратиграфических разрезов. — В кн. «Новейшие геологические исследования в Антарктиде». М., «Мир».
- Деменицкая Р. М. 1967. Кора и мантия Земли. М., «Недра».
- Дюбертре Л. 1966. Краткая характеристика 16-го листа Международной тектонической карты Европы (масштаб 1 : 2 500 000) и 3-го листа Международной тектонической карты Африки (масштаб 1 : 5 000 000). — Геотектоника, № 4.
- Егiazаров Б. Х. 1970. Геология Корякского нагорья. — Автореф. докт. дисс. Л.
- Егоров А. Е. 1969. Геология метаморфических комплексов о. Сахалина. — Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
- Живаго А. В. 1967. Морфоструктура дна океанов и морей. — В кн. «Рельеф Земли». М., «Наука».
- Заварицкий А. Н. 1946. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Зверев С. М., Лившиц М. Х. 1967. Сейсмические исследования земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану в 1963—1964 гг. — Изв. АН СССР, физика Земли, № 3.
- Зверев С. М., Мерклин Л. Р. 1966. Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. — Геотектоника, № 5.
- Здоровенин В. В. 1970. Мощности осадочного покрова в Тихом океане по сейсмическим данным. — Автореф. канд. дисс. М.
- Зенкевич Л. А. 1971. К вопросу о древности океана и его фауны. — В кн. «История Мирового океана». М., «Наука».
- Зенкевич Н. Л. 1970. Атлас фотографий дна Тихого океана. М., «Наука».
- Зоненшайн Л. П. 1967. Тектоника складчатых областей Центральной Азии. — Геотектоника, № 6.
- Иванов В. В. 1967. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Пенжинско-Анадырского района. — Автореф. канд. дисс. М.
- Ирди А. 1967. Связь между поднятиями и надвигами Скалистых гор. — В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».
- Исaев Е. Н. 1968. Глубинное строение островных дуг на примере северо-западной части Тихого океана. — Автореф. канд. дисс. М.
- Ициксон М. И., Шаталов Е. Т. 1968. Металлогенические проблемы Тихоокеанского рудного пояса по современному данным. — В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Годичная сессия Ученого совета ВСЕГЕИ 1966 г.». Л.
- Кайгородцев Г. Г. 1966. Тектоническое строение и магматизм северной части Корякско-Камчатской складчатой области. — Автореф. канд. дисс. Якутск.
- Караулов В. Б. 1969. Тектоника и история формирования палеозойских структур Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы). — Геотектоника, № 4.
- Кинг Л. 1967. Морфология Земли. М., «Прогресс».
- Кинг Ф. Б. 1961. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ.
- Кинг Ф. Б. 1967. Тектоническая карта Северной Америки. — В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Кинг Ф. Б. 1969. Вопросы тектоники Северной Америки. Изд-во МГУ.
- Кобаяси Т. 1959. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., ИЛ.
- Ковылин В. М., Мирлин Е. Г. 1971. Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной части Японского моря. — Геотектоника, № 3.
- Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И. и др. 1968. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука».
- Кордильеры Америки. 1967. М., «Мир».
- Косыгин Ю. А. 1969. Тектоника. М., «Недра».
- Красный Л. И. 1968. Тихоокеанский подвижный пояс — важнейшая планетарная структура. — В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Годичная сессия Ученого совета ВСЕГЕИ 1966 г.». Л.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука».
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А. 1964. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — В кн.: «Гималайский и альпийский орогенез» (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М., «Недра».
- Крэддок К., Андерсон Дж., Уиберс Дж. 1966. Геологический очерк гор Элсуэрта в Западной Антарктиде. — В кн. «Новейшие геологические исследования в Антарктиде». М.
- Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В. 1969. Геология Юго-Восточной Азии. М., «Недра».
- Кудрявцев Г. А., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В., Строганов А. Н. 1968. Некоторые черты тектоники Бирмы и Малаккского полуострова. — Геотектоника, № 4.

- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматизма. М., «Недра».
- Кузнецов Ю. А. 1966. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел. — Геол. и геофиз., № 6.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. 1967. Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геол. и геофиз., № 10.
- Кулаков А. П. 1968. О четвертичной истории Охотского моря и его прибрежных территорий. — В кн. «Проблемы геоморфологии», т. 2. М., «Недра».
- Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ.
- Лемуан М. 1966. По поводу сообщения проф. Гертнера и профессоров А. А. Богданова, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратова, В. Е. Хаина. — Геотектоника, № 2.
- Маркевич П. В. 1968. Условия формирования флишевых и сопутствующих нижнемеловых отложений Тетюхинского района (Восточный Сихотэ-Алинь). Автореф. канд. дисс. Владивосток.
- Марков М. С. 1969. К проблеме формирования «гранитного» слоя островных дуг. — В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Марков М. С. 1970. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. — Геотектоника, № 2.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П. и др. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука».
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. 1967. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры. — Геотектоника, № 1.
- Мартин Л. 1967. Тектоника Северной Кордильеры Канады. — В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».
- Ма Син-юань, Ян Вуэ-жань. 1962. Некоторые основные вопросы геотектоники Китая. — Sci. Sinica, XI, pt. 4 (отд. оттиск).
- Махачек Ф. 1961. Рельеф Земли, т. 2. М., ИЛ.
- Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. 1962. М.
- Меланхолина Е. Н. 1964. Очерк геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегон и Вашингтон (США). — Труды ГИН АН СССР, вып. 113.
- Меланхолина Е. Н. 1965. Очерк геологии меловых отложений Приморья. — Труды ГИН АН СССР, вып. 139.
- Меланхолина Е. Н. 1967. Складчатая система невадид Южных Кордильер. — Труды ГИН АН СССР, вып. 180.
- Меланхолина Е. Н. 1968. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии. — Геотектоника, № 2.
- Мелекесцов И. В. 1967. Особенности некоторых рельефообразующих процессов молодых вулканических районов (на примере Камчатки). — Вопр. геогр. Камчатки, вып. 5.
- Менард Г. У. 1966. Геология дна Тихого океана. М., «Мир».
- Метаморфические комплексы острова Сахалина. 1969. Труды СахКНИИ, вып. 22.
- Милановский Е. Е. 1969. Строение и развитие Африкано-Аравийской рифтовой системы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 3.
- Молчанова Т. В. Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Молчанова Т. В. 1968. Структурное положение мезозойских гранитоидов в районе западной окраины Колымского срединного массива. — Геотектоника, № 5.
- Молчанова Т. В. 1969. Зоны глыбовых резонансно-тектонических структур периферии Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, № 6.
- Моссаковский А. А. 1968. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. — В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Муди Дж., Хилл М. 1960. Сдвиговая тектоника. — В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ.
- Муратов М. В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 5.
- Муратов М. В. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — Геотектоника, № 2.
- Мурдиаа И. О. 1971. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса. — В кн. «История Мирового океана». М., «Наука».
- Нагибина М. С. 1963а. Впадины и прогибы восточноазиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. — В кн. «Проблемы региональной тектоники Евразии». М., Изд-во АН СССР.
- Нагибина М. С. 1963б. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 67.
- Нагибина М. С. 1967. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. — Геотектоника, № 4.
- Нагибина М. С. 1968. Об эволюции тектонических условий проявления гранитоидного магматизма в процессе развития структуры земной коры. — В кн. «Вулканизм и тектогенез» (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Наука».

- Нгуен Динь Кат. 1969. Основные черты тектоники Северного Вьетнама.— Геотектоника, № 4.
- Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. М., «Мир».
- Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. 1957. М., Гостеолтехиздат.
- Островные дуги. 1952. М., ИЛ.
- Павловский Е. В., Марков М. С. 1964. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. — В кн. «Деформация пород и тектоника» (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».
- Пейве А. В. 1956. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. — Изв. АН СССР, серия геол., вып. 3.
- Пейве А. В. 1967. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, № 5.
- Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4.
- Петрушевский Б. А. 1964. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука».
- Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. 1964. Тектоническое развитие и структура Индокитая. М., «Наука».
- Постельников Е. С., Пуцаровский Ю. М. 1959. О тектоническом строении Приколымского поднятия. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 6.
- Пуцаровский Ю. М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. — Труды ГИН АН СССР, вып. 28.
- Пуцаровский Ю. М. 1960а. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Пуцаровский Ю. М. 1960б. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. — В кн. «Тектоника СССР». т. V. М., Изд-во АН СССР.
- Пуцаровский Ю. М. 1961. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 6.
- Пуцаровский Ю. М. 1963. Очерк строения и развития Алеутско-Алясцинской тектонической зоны. — Труды ГИН АН СССР, вып. 89.
- Пуцаровский Ю. М. 1964а. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. — В кн. «Гималайский и альпийский орогенез» (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М., «Недра».
- Пуцаровский Ю. М. 1964б. О тектонике Сахалина. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Пуцаровский Ю. М. 1964в. Пути тектонического районирования пояса кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан. — В кн. «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». М., «Наука».
- Пуцаровский Ю. М. 1965. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. — Геотектоника, № 6.
- Пуцаровский Ю. М. 1966. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. — В кн. «Вулканические и вулканоплутонические формации». М., «Наука».
- Пуцаровский Ю. М. 1967. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. — Геотектоника, № 5.
- Пуцаровский Ю. М. 1968. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента земной коры. — В кн. «Орогенетические пояса» (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Недра».
- Пуцаровский Ю. М. 1969. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, № 1.
- Пуцаровский Ю. М., Афремова Р. А. 1965. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. — В кн. «Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса». М., «Наука».
- Пуцаровский Ю. М., Афремова Р. А. 1967. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе. — Геотектоника, № 1.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. 1967. Тектоническая карта Кубы в масштабе 1 : 1 250 000. — В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». М., «Наука».
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. 1963. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. — Труды ГИН АН СССР, вып. 89.
- Равич М. Г. 1966. Предисловие к книге «Новейшие геологические исследования в Антарктиде». М., «Мир».
- Равич М. Г., Крылов А. Я. 1968. Сравнительная характеристика некоторых пород Береговых гор центральной части Чили и Антарктического полуострова. — Информ. бюлл. Сов. Антарктич. экспед., № 70.
- Радкевич Е. А. 1969. О связи гранитоидных интрузий Тихоокеанского рудного пояса с тектоникой. — В кн. «Мезозойский тектогенез». Тезисы докладов VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Рей Д. К. 1967. Тектоническая карта Индии. — В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Рухин Л. Б. 1962. Ряды фаций и формаций и их связь с островными дугами. — В кн. «Вопросы литологии и палеогеографии». Изд-во ЛГУ.

- Рэйтт Р. У., Фишер Р. М., Маусон Р. Г. 1957. Желоб Тонга. — В кн. «Земная кора». М., ИЛ.
- Сеславинский К. Б. 1970. История развития и тектоника центральной части Южно-Ануйского шовного прогиба (Западная Чукотка). — Геотектоника, № 5.
- Смирнов С. С. 1946. О Тихоокеанском рудном поясе. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, № 6.
- Соколов Б. С. 1969. Палеонтологические данные о древнейших представителях органического мира океана (хронология важнейших таксонов). — Океанол., № 5.
- Соловьева И. А. 1968. Сравнительная геолого-геофизическая характеристика островных дуг и окраинных морей Карибского и Охотского регионов. Автореф. канд. дисс. М.
- Соловьева Н. А. 1969. Особенности формирования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Малой Курильской дуги. Автореф. канд. дисс. М.
- Спижарский Т. Н., Боровиков Л. И. 1967. Тектоническая карта территории СССР. — В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Стоквелл К. Х. 1967. Тектоническая карта Канадского щита. — В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Стрельцов М. И. 1970. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной гряды. — Геотектоника, № 1.
- Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. 1969. М., «Наука».
- Тараканов Р. З. 1969. Скоростные разрезы и строение верхней мантии Курило-Японского региона. Автореф. канд. дисс. М.
- Тектоника Евразии. 1966. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука».
- Тектоника Европы. 1964. Ред. А. А. Богданов, М. В. Муратов, Н. С. Шатский. М., «Недра».
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. 1966. М., Изд-во АН СССР и МГ СССР.
- Тильман С. М. 1962. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья. — Труды СВКНИИ, вып. 1.
- Тильман С. М. 1970. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Автореф. докт. дисс. Новосибирск.
- Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. I. 1970. М., «Наука».
- Тихонов В. И. 1964. Некоторые особенности тектонического строения Японии. — В кн. «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». М., «Наука».
- Туезов И. К., Сергеев К. Ф., Неверов Ю. Л., Занюков В. Н. 1968. О разрывных дислокациях в пределах Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн. «Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий». М., «Наука».
- Удинцев Г. Б. 1960. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. — В кн. «Морская геология» (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., Изд-во АН СССР.
- Удинцев Г. Б. 1964. Рельеф и структура дна Тихого океана. — В кн. «Гималайский и альпийский орогенез» (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М., «Наука».
- Удинцев Г. Б. 1966. Геоморфология дна Тихого океана. Автореф. докт. дисс. М.
- Устиев Е. К. 1963. Проблемы вулканизма — плутонизма, вулканоплутонические формации. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Ушаков С. А., Грикуров Г. Э. 1968. К проблеме структуры и происхождения дуги Скоша. — Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспедиции, № 70.
- Ушаков С. А., Хаин В. Е. 1965. Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным. — Вестн. МГУ, № 1.
- Федоров Е. С. 1949. Симметрия конечных фигур. — В кн. «Симметрия и структура кристаллов». М., Изд-во АН СССР.
- Федотов С. А. 1964. О глубинном строении Курило-Камчатской островной дуги. — В кн. «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский.
- Федотов С. А. 1966. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 год. — В кн. «Вулканизм и глубинное строение Земли». М., «Наука».
- Федынский В. В., Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. 1970. Геофизические исследования глубинного строения дна морей и океанов. — Вестн. МГУ, № 2.
- Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., «Недра».
- Хаин В. Е. 1968. Об основных тенденциях в развитии земной коры. — Вестн. МГУ, № 1.
- Херасков Н. П. 1948. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Херасков Н. П. 1963а. Проблема западной границы Азиатской части Тихоокеанского рудного пояса. — В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР.
- Херасков Н. П. 1963б. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР.

- Херасков Н. П. 1964. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. — В кн. «Деформация пород и тектоника» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».
- Херасков Н. П. 1967. Тектоника и формации. — Избр. труды. М., «Наука».
- Хесс Х. 1969. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана. — В кн. «Геология и геофизика морского дна». М., «Мир».
- Хизен Б. К. 1966. Ложные океаны. — В кн. «Дрейф континентов». М., «Наука».
- Худяков Г. И. 1968. Некоторые черты морфотектоники южной части Курильской островной дуги. — В кн. «Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану». М., «Наука».
- Чехович В. Д. 1965. К тектонике Карибского бассейна. — Геотектоника, № 6.
- Шатский Н. С. 1946. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шатский Н. С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н. С. 1954. О марганцесных формациях и о металлогении марганца. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шатский Н. С. 1960. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. — Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 11.
- Шатский Н. С. 1963. Методы составления мелкомасштабных тектонических карт. — Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н. С. 1964а. Избр. труды, т. II. М., «Наука».
- Шатский Н. С. 1964б. О прогибах Донецкого типа. Избр. труды, т. II. М., «Наука».
- Шафрановский И. И. 1968. Симметрия в природе. Л., «Недра».
- Шейнманн Ю. М. 1964. О некоторых связях между магмой и тектоникой. — Сов. геология, № 2.
- Шейнманн Ю. М. 1968. Очерки глубинной геологии. М., «Недра».
- Шенард Ф. П. 1969. Морская геология. Л., «Недра».
- Шоу Е. В. 1967. Канадские Скалистые горы, их положение во времени и пространстве. — В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».
- Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны. — В кн. «Гондвана» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука».
- Штрейс Н. А. 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. — В кн. «Вулканизм и тектогенез» (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Наука».
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. 1969. О соотношении между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. — В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. 1967. Тектоническая карта Африки. — В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Шубников А. В. 1951. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. М., Изд-во АН СССР.
- Шубников А. В. 1961. Проблемы диссимметрии материальных объектов. М., Изд-во АН СССР.
- Шуваев А. С. 1969. Стратиграфия верхнемеловых отложений и история геологического развития о. Сахалина в позднемеловую эпоху. Автореф. канд. дисс. М.
- Эйди Р. 1966. Стратиграфическая корреляция пород Западной Антарктиды. — В кн. «Новейшие геологические исследования в Антарктиде». М., «Мир».
- Эйноор О. Л. 1964. Основы геологии СССР, ч. II. Киев.
- Эрлих Э. Н. 1965. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. — Геотектоника, № 1.
- Яблоков К. В., Некрасов И. Я. 1961. О геологическом строении хребта Улахан-Сис. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Яншин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника № 5.
- Ahlfeld F., Braniša L. 1960. Geologia de Bolivia. Instituto Boliviano del Petroleo. La Paz, Bolivia.
- Albritton C. C., Smith J. F. 1957. The Texas lineament. — В кн. «Resumenes de los trabajos. XX International Geological Congress, sec. 55». Mexico.
- Allen C. R. 1965. Transcurrent faults in continental areas. A symposium on continental drift. London.
- Amand P. 1957. Circum-Pacific orogeny. — В кн. «The mechanics of faulting...» (A symposium). — Publ. Domin. Observ. Ottawa, 20, N 2.
- Bateman P. C., Eaton J. 1967. Sierra Nevada batholith. — Science, 157, N 3807.
- Benioff H. 1957. Circum-Pacific tectonics. В кн. «The mechanics of faulting...» (A symposium). — Publ. Domin. Observ. Ottawa, 20, N 2.
- Bowin C. O. 1966. Geology of central Dominican Republic. — Mem. Geol. Soc. America, N 98.
- Braitsch O. 1965. Das Paläozoikum von Sierra Grande (Prov. Rio Negro, Argentinien) und die altkaledonische Faltung im östlichen Andenvorland. — Geol. Rundschau, 54, N 2.
- Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W. 1968. The geological evolution of Australia and New Zealand. Oxford, Pergamon Press.
- Bullard F. M. 1959. Volcanoes of Southern Peru. — Bull. volcanol., Ser. II, 31.

- Burk C. A.* 1965. Geology of the Alaska peninsula-island arc and continental margin. — Mem. Geol. Soc. America, N 99.
- Burton C. K.* 1970. The palaeotectonic status of the Malay Peninsula. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 7, N 1.
- Bürgl H.* 1967. The orogenesis in the Andean system of Colombia. — *Tectonophysics*, N 4—6.
- Butterlin J.* 1956. La constitution géologique et la structure des Antilles. Mexico.
- Cecioni G.* 1970. Esquema de paleogeografía chilena. Editorial Universitaria, Santiago de Chile.
- Cloud P., Schmidt P., Burke H.* 1956. Geology of Saipan Mariana Islands. — U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 280-A.
- Coats R. R.* 1950. Volcanic activity in the Aleutian Arc. — U. S. Geol. Surv. Bull., N 974-B.
- Coats R. R.* 1956. Geology of Northern Adak Island, Alaska. — U. S. Geol. Surv. Bull., N 1028-C.
- Coleman P. J.* 1966. The Solomon Islands as an island arc. — *Nature*, 211, N 5055.
- Craddock C.* 1966. Ellsworth mountains fold belt — a link between east and west Antarctica. — *Geol. Soc. America, Spec. Papers*, N 87.
- Crowell J. C.* 1960. The San Andreas fault in Southern California. — В кн.: «Reports of the XXI Session of the International Geological Congress, Norden, pt. 18». Copenhagen.
- Davies H. L.* 1968. Papuan ultramafic belt. — В кн.: "Upper Mantle; Report of the XXIII Session of the International Geological Congress". Prague, Academia.
- Dengo G.* 1968. Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central. Regional de Ayuda Técnica. Mexico.
- Dickinson W. R.* 1967. Tectonic development of Fiji. — *Tectonophysics*, N 4—6.
- Douglas R. J. W., Norris D. K., Thorsteinsson R., Tozer E. T.* 1963. Geology and petroleum potentialities of Northern Canada. — *Canada Geol. Surv. Paper* N 63—31.
- Dragičević M. S.* 1970. Carta gravimétrica de los Andes meridionales e interpretación de las anomalías de gravedad de Chile Central. Universidad de Chile. Dep. de geofísica y geodesia. Publicación N 93. Santiago de Chile.
- Emery K. O., Hayashi Y., Hilde T. a. o.* 1969. Geological structure and some water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea. — *Techn. Bull. ECAFE*, 2. (Printed by Geol. Surv. of Japan).
- Erlach E. N.* 1968. Recent movements and quaternary volcanic activity within the Kamchatka territory. — *Pacif. Geology*, N 1.
- Fairbridge R.* 1955. Warm marine carbonate environments and dolomitization. — *Tulsa Geol. Soc. Digest*, 23.
- Foster H. L.* 1965. Geology of Ishigaki-shima, Ryukyu-retto. — U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 399-A.
- Frakes L. A.* 1966. Geologic setting of South Georgia Island. — *Bull. Geol. Soc. America*, 77.
- Frakes L. A., Crowell J. C.* 1967. Facies and paleogeography of Late Paleozoic diamictite, Falkland Islands. — *Bull. Geol. Soc. America*, 78.
- Gabrielse H.* 1967. Tectonic evolution of the Northern Canadian Cordillera. — *Canad. J. Earth Sci.*, N 4.
- Gates G. O., Gryc G.* 1963. Structure and tectonic history of Alaska. — В кн.: «The Backbone of the Americas...». Tulsa, USA.
- Geological history of Western Canada. 1964. Eds. McCrossan R. G. and Glaiter R. P. Calgary, Alberta, Canada.
- Geologic map of North America. Sc. 1 : 5.000.000. 1965. Washington, U. S. Geological Survey.
- Geologic map of Northeastern Thailand. 1964. Bangkok Thailand Department of Mineral Resources.
- Geologic map of Philippines, Sc. 1 : 1.000.000. 1962. Manila.
- Gervasio F. C.* 1966. A study of the tectonics of the Philippine Archipelago. — *Philippine Geologist*, 20, N 2.
- Gervasio F. C.* 1967. Age and nature of orogenesis of the Philippines. — *Tectonophysics*, 4, N 4—6.
- Géze B.* 1963. Observations tectoniques dans Pacifique (Hawai, Tahiti, Nouvelles Hébrides). — *Bull. Soc. géol. France*, 75, N 1.
- Gilluly J.* 1963. The tectonic evolution of the Western United States. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 119, N 474, pt. 2.
- Glazek J.* 1967. Précis de géologie de la région de Yen-Bai. — *Bull. Inst. Geol. Warszawa*, N 177.
- González-Bonorino F., Aguirre L.* 1970. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile. — *Geol. Rundschau*, 59, N 3.
- Grimme K., Alvarez L.* 1964. Geología del Area Valparaíso. — *Viña del Mar. Bol. Inst. invest. geol. Chile*, N 16.
- Groeber P.* 1963. La Cordillera entre las latitudes 22°20'y 40° s. — *Bol. Acad. nac. cines.*, 43, N 2—4.
- Guzman E. J., Cserna Z. de.* 1963. Tectonic history of Mexico. — В кн.: «The Backbone of the Americas». Tulsa, USA.

- Hamilton W.* 1963. Tectonic map of Antarctica — a progress report. — В кн.: «Antarctic Geology», Cape-Town, SCAR Proceedings.
- Hamilton W., Myers W. B.* 1967. The nature of batholiths. — U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 554-C.
- Harrington H.* 1965. Geology and morphology of Antarctica. Biogeography and ecology in Antarctica. Preprint from «Monographiae Biologicae», vol. XV. Australia.
- Haug E.* 1900. Les géosynclinaux et les aires continentales contributives à l'étude des transgressions et des regressions marines. — Bull. Soc. géol. France, ser. 3, 28.
- Havemann H.* 1964. Die pazifische Drehung und die zirkumpazifischen Bewegungen. — Geologie, 13, N 5.
- Hayes D. E.* 1966. A geophysical investigation of the Peru-Chile Trench. — Marine Geol., N 4.
- Heezen B., Glass B., Menura H.* 1966. The Manihiki Plateau. — Deep-Sea Res., 13.
- Heezen B., Johnson G.* 1965. The South Sandwich Trench. — Deep-Sea Res., 12, N 2.
- Hermes J. J.* 1968. The Papuan geosyncline and the concept of geosynclines. — Geol. en mijnbouw, 47.
- Hill M. L., Dibblee T. W.* 1953. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California. — Bull. Geol. Soc. America, 64, № 4.
- Ho C. S.* 1967. Structural evolution of Taiwan. — Tectonophysics, 4, N 4—6.
- Houtz R., Ewing J., Ewing M., Lonardi A. G.* 1967. Seismic reflection profiles of the New Zealand Plateau. — Geophysical Res., 72, N 18.
- Huzita K.* 1967. Quaternary crustal movement in the «Kinki Triangle», Southwest Japan. — J. Geosci., Osaka City Univ., 10, art. 1—3.
- Ichikawa K.* 1964. Tectonic status of the Honshu Major belt in southwest Japan during the early mesozoic. — J. Geosci., Osaka City Univ., 8.
- Ikebe N., Huzita K.* 1966. The Rokkō movements, the Pliocene — Pleistocene crustal movements in Japan — Quaternaria 8.
- Initial reports of the deep sea drilling project, vol. 1. 1969, Washington.
- Jen Chi-shun.* 1968. Certain geotectonic formations occurring before the Devonian in southeastern China. — International geology review, 10, N 12.
- Juskowiak O.* 1967. Caractéristiques pétrographiques des roches de la région de Bao-Ha et de Yen-Bai. — Bull. Inst. Geol. Warszawa, N 177.
- Kaizuka S., Sugimura A., Ota Y. a. o.* 1966. Quaternary tectonic map of Japan (the second report). — Quaternaria, 8.
- Kato M., Nakamura K., Hasegawa Y., Minato M.* 1963. Two major facies in the upper Carboniferous of Japan and their relationship to volcanic activity. — В кн.: «Comptes rendus du 5-me Congres international de stratigraphie et de géologie du carbonifere», t. 2. Paris.
- Kerr J. W.* 1967. A submerged continental remnant beneath the Labrador Sea. — Earth and Planetary Sci. Letters, Amsterdam, 2.
- Kobayashi T.* 1960. Notes on the geologic history of Thailand and adjacent territories. — Japan. J. Geol. and Geogr., 31, N 2—4.
- Koch E.* 1968. Ein tektonischer Schnitt durch Mittelperu. — Geol. Rundschau, 57, N 2.
- Konishi K.* 1963. Pre-Miocene basement complex of Okinawa and the tectonic belts of the Ryukyu Islands. — Sci. Repts Kanazawa Univ., 8, N 2.
- Konishi K.* 1964. Geologic notes on Tonaki-Jima and width of Motobu Belt, Ryukyu Islands. — Sci. Repts Kanazawa Univ., 9, N 2.
- Kraus E.* 1959. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin.
- Lillie A. R., Brothers R. N.* 1970. The geology of New Caledonia. — N. Z. J. Geol. and Geophysics, 13, N 1.
- Lorenzo C.* 1962. Der Vulkanismus in Chile. Allgemeine Charakterzüge und Übersicht über die vulkanische Tätigkeit in den letzten Jahrhunderten. — Petermanns geogr. Mitt., 106, N 2.
- Marshall P.* 1910. Ocean contours and Earth movement in the SW Pacific. — Rept. Australian-Asian Association Advancement Sci., 12.
- Martin-Kaye P. H. A.* 1969. A summary of the geology of the Lesser Antilles. — Overseas Geol. and Min. Res., N 2.
- Matsumoto T.* 1967. Fundamental problems in the circum-pacific orogenesis. — Tectonophysics, N 4(4—6).
- Matsumoto T., Yamaguchi M., Yanagi T. a. o.* 1968. The Precambrian problem in younger orogenic zones. An example from Japan. — Canad. J. Earth Sci., 5, N 5.
- Mattson P.* 1965. Geological characteristics of Puerto Rico. — В кн.: «Continental margins and island areas». — Canada Geol. Surv. Paper, 66—15.
- Menard H. W.* 1955. Deformation of the northeastern Pacific Basin and the west coast of North America. — Bull. Geol. Soc. America, 66.
- Menard H. W.* 1960. The East Pacific rise. — Science, 132, N 3441.
- Minato M.* 1966. Palaeozoic stratigraphy in the Kitakami Mountains and the Abean orogenic movement in Japan. — Profess. S. Matsushita memorial. Vol. Kyoto.
- Müller H.* 1965. Zur Altersfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande, Rio Negro. — Geol. Rundschau, 54, N 2.
- Osika R.* 1967. Précis de géologie du Nord Vietnam de la région de Bao-Ha en particulier. — Bull. Inst. Geol. Warszawa, N 177.

- Pacific ocean floor (the map). Sc. 1:36:432.000. 1969. Ed. M. B. Grosvenor. Nat. Geograph. Soc. U. S. A.
- Proceedings of the British Borneo Geological Conference. British Territories in Borneo. 1961. — Bull. Geol. Surv. Dept., 4.
- Progress of geological investigation in Korea. 1966. Seoul, Gov. of the Republic of Korea.
- Richards J. R., Cooper J. A., Webb A. W., Coleman P. J. 1966. Potassium-argon measurements of the age of basal shists in the British Solomon Islands. — *Nature*, 211, N 5055.
- Roddick J. A., Wheeler J. O., Gabrielse H., Souther J. G. 1967. Age and nature of the Canadian part of the circum-pacific orogenic belt. — *Tectonophysics*, N 4—6.
- Ruiz C. F. 1965. Geologia y yacimientos metalíferos de Chile. Inst. de Invest. Geológicas. Chile.
- Rusnak G. A., Fisher R. L. 1964. Structural history and evolution of Gulf of California. — *Mem. Marine Geol. Gulf Calif.*, N 3.
- Schofield J. C. 1967. Notes on the Tongan Islands. — *N. Z. J. Geol. and Geophysics*, 10, N 6.
- Segerstrom K. 1968. Geologia de las Hojas Copiapo y Ojos del Salado. Provincia de Atacama. Inst. de Investigaciones Geológicas. Chile. Bol. N 24.
- Shor G. G. Jr. 1964. Structure of the Bering Sea and the Aleutian ridge. — *Marine Geology*, 1, N 3.
- Stille H. 1940. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin.
- Stille H. 1945. Die zirkumpazifischen Faltungen im Raum und Zeit. — *Geotekt. Forschungen*, N 7—8.
- Suzuki Y., Kodama K. 1969. On the deep structure and process in the island arcs of Southeast Asia. — *Bull. Japan Geol. Surv.*, 20, N 11.
- Tanner W. F. 1964. The equatorial «maximum deformation» belt. — *Geol. Rundschau*, 53, N 2.
- Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera. 1966. Special vol., N 8. Montreal.
- Thomas A. 1970. Beitrag zur Tectonic Nordchiles. — *Geol. Rundschau* 59, N 3.
- Tracey J., Schlanger S., Stark J. a. o. 1964. General geology of Guam. — *U. S. Geol. Surv., Profess Paper*, N 403-A.
- Visser S. W. 1936. Some remarks on the deep-focus earthquakes etc. — *Gerlands Beitr. Geophys.*, 48, N 1.
- Weeks K. G. 1959. Geologic architecture of Circum-Pacific. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 43, N 2.
- Wellman H. W. 1954. Active transcurrent faulting in New Zealand. — *Bull. Geol. Soc. America*, 65, N 12.
- Williams H., McBirney A. R., Dengo G. 1964. Geological reconnaissance of southeastern Guatemala. — *Univ. Calif. Publs. Geol. Sci.*, 50.
- Worzel J. L. 1965. Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges. — В кн.: «Submarine geology and geophysics». London.
- Zeil W. 1964. Geologie von Chile. Berlin.
- Zeil W. 1966. Geologische Profil durch den mittleren Abschnitt der Anden (Chile — Bolivia). — *Geol. Rundschau*, 55, N 3.
- Zhivago A. V. 1967. Bottom morphology and tectonics of the Southern Ocean. — В кн.: «Proceedings of the Symposium on Pacific-Antarctic Sciences». Tokyo.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава первая	
Методические аспекты составления Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли (масштаб 1 : 10 000 000)	7
Общие замечания	7
Принципиальные методические основы	9
Дополнительные методы	14
Некоторые методические приемы и разработки	14
Глава вторая	
Понятие о Тихоокеанском тектоническом поясе	16
Глава третья	
Складчатые зоны Тихоокеанского пояса	21
Складчатые зоны Азии	21
Складчатые зоны Австралии и Меланезии	40
Складчатые зоны Южной Америки	46
Складчатые зоны Северной и Центральной Америки	57
Складчатые зоны Антарктики	67
Некоторые общие замечания	72
Глава четвертая	
Эв-, микто- и многогеосинклинали	74
Глава пятая	
Резонансно-тектонические структуры	79
Продольные и поперечные краевые прогибы и системы	79
Окраинные синеклизы платформ и зоны перикратонных опусканий	80
Глыбовые и глыбово-складчатые резонансно-тектонические структуры	82
О других резонансно-тектонических структурах	84
Общие замечания	85
Глава шестая	
Современные геосинклинальные зоны Тихоокеанского пояса	87
Вводные замечания	87
Типы структур современных геосинклинальных зон	88
Геоантиклинальные гряды	88
Геосинклинальные желоба	100
Геосинклинальные котловины окраинных морей	108
Массивы в современном геосинклинальном поясе	114
Краевые складчатые зоны	117
Тектонические районы	122
Глава седьмая	
Континентальные и океанические геосинклинали	124
Континентальные геосинклинали	126
Океанические геосинклинали	127

Глава восьмая	
Вулканические пояса	133
Молодые вулканические пояса	133
Группа I. Вулканические пояса островных гряд	134
Группа II. Вулканические пояса материковых областей	136
Общие замечания о молодых вулканических поясах	139
Мезозойские и третичные вулканические пояса	141
Глава девятая	
Мезозойские и кайнозойские пояса гранитоидов на периферии Тихого океана	144
Характеристика и систематика	144
Условия образования поясов	147
Глава десятая	
Разломы	153
Сдвиги	153
Субширотные разломы океанского ложа	157
Фокальные зоны землетрясений и проблема разломов	161
Глава одиннадцатая	
Общие замечания о Тихоокеанском тектоническом поясе	167
Закономерности строения и развития	167
Представления о формировании структур в Тихоокеанском поясе	172
Развитие «гранитного» слоя	175
Глава двенадцатая	
Тектоническое районирование ложа Тихого океана	178
Вводные замечания	178
Районирование ложа Тихого океана	180
О формировании структур	188
Глава тринадцатая	
О возрасте Тихого океана	192
Глава четырнадцатая	
Тихоокеанский тектонический сегмент Земли	198
Особенности строения	198
Главная асимметрия тектоносферы Земли	200
Проблема происхождения Тихоокеанского сегмента	207
Литература	209

CONTENTS

Foreword	5
Chapter first	
Methodical aspects for compilation of the tectonic map of the Pacific segment of Earth (scale 1:10 000 000)	7
General considerations	7
Methodical principles	9
Additional methods	14
Some special methodical aspects	14
Chapter second	
Ideas on the Pacific tectonic belt	16
Chapter third	
Folded zones of the Pacific belt	21
Folded zones of Asia	21
Folded zones of Australia and Melanesia	40
Folded zones of South America	46
Folded zones of North and Central America	57
Folded zones of Antarctic	67
Certain general considerations	72
Chapter fourth	
Eu-, micro-, and miogeosynclines	74
Chapter fifth	
Resonance-tectonic structures	79
Longitudinal and transversal foredeeps and systems	79
Platform marginal synclines and zones of pericratonnal subsidences	80
Block and block-folded resonance-tectonic structures	82
On other resonance-tectonic structures	84
General considerations	85
Chapter sixth	
Recent geosynclinal zones of the Pacific belt	87
Introductory notes	87
Structural types of recent geosynclinal zones	88
Geoanticlinal ridges	88
Geosynclinal trenches	100
Geosynclinal basins of the marginal seas	108
Massifs in the recent geosynclinal belt	114
Marginal folded zones	117
Tectonic regions	122
Chapter seventh	
Continental and oceanic geosynclines	124
Continental geosynclines	126
Oceanic geosynclines	127

Chapter eight	
Volcanic belts	133
Recent volcanic belts	133
Group I. Volcanic belts of insular ridges	134
Group II. Volcanic belts of continental areas	136
General considerations on young volcanic belts	139
Mesozoic and Tertiary volcanic belts	141
Chapter ninth	
Mesozoic and Cenozoic belts of granitoids on the Pacific periphery	144
Characteristic and systematics	144
Formation conditions of the belts	147
Chapter tenth	
Fractures	153
Transcurrent faults	153
Sublatitudinal fractures of the oceanic floor	157
Focal zones of earthquakes and the problem of fractures	161
Chapter eleventh	
General considerations on the Pacific tectonic belt	167
Regularities of structure and development	167
Concepts on the formation of structures in the Pacific belt	172
Development of the "granite" layer	175
Chapter twelfth	
Tectonic zonation of the Pacific floor	178
Introductory notes	178
Zonation of the Pacific floor	180
On the formation of structures	188
Chapter thirteenth	
On the age of the Pacific ocean	192
Chapter fourteenth	
The Pacific tectonic segment of the Earth	198
Structural peculiarities	198
Principal asymmetry of the tectonosphere of the Earth	200
Origin of the Pacific segment	207
Bibliography	209

Юрий Михайлович Пушаровский

**Введение в тектонику
Тихоокеанского сегмента Земли**

Труды, вып. 234

Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор **Н. М. Митяшова**
Художественный редактор **В. Н. Тикунов**
Технический редактор **Р. Г. Грузинова**

Сдано в набор 28/X 1971 г. Подписано к печати 24/I 1972 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Усл. печ. л. 22,92. Уч.-изд. л. 20,3.
Тираж 1100. Т-01023. Тип. зак. 158. Цена 2 р. 47 к.
Издательство «Наука»; Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

Набрано в Чеховском полиграфическом комбинате
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Г. Чехов, Московской области

Отпечатано во 2-ой типографии издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
120	19 стр.	Isebe	Ikebe
180	19 стр.	200 км	2000 км

Ю. М. Пушаровский. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента...

