Н.А.Богданов

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

N. A. Bogdanov

PALEOZOIC GEOSYNCLINES IN THE FPAMEWORK OF THE PACIFIC OCEAN

Transactions, vol. 269

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW
1975

Н. А. Богданов

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Труды, вып. 269

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1975

УДК 551.241 : 551.73(5—012+93/94+7/8)

Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. Богданов Н. А. М., «Наука», 1975 г.

В работе рассматривается время заложения и истории формирования палеозойских геосинклинальных поясов Азии, Австралии, Северной и Южной Америки, расположенных вдоль современных берегов Тихого океана. Показано, что образование поясов обрамления Тихого океана в южном полушарии произошло раньше, чем в северном, а время их заложения на протяжении всего палеозоя совпало с эпохами складчатостей. При этом поступательный процесс вовлечения океанической коры в геосинклинальное развитие к западу от океана был более интенсивным, чем к востоку от него. Геосинклинали заложились в позднем рифее вдоль краев материков. В кембрии и в позднем силуре впервые появились структуры типа островных дуг. Поздний палеозой характеризуется возникновением аналогов современных геосинклинальных систем типа островная дуга — желоб. К западу от океана геосинклинальный процесс в пределах одной и той же зоны длился в течение одной или двух тектонических эпох, а на востоке он продолжался как в палеозое, так и в мезозое. Выделяются эвгеосинклинали различного типа.

Книга содержит описание крупнейших складчатых поясов Земли и будет интересна для специалистов, занимающихся проблемами тектоники и региональной геологии. Иллюстраций 47. Библ. 631 назв.

Редакционная коллегия:

Академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер, В. Г. Гербова, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

Ю. М. Пущаровский

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
Academician *V. V. Menner, V. G. Gerbova, P. P. Timofeev*

Responsible editor

J. M. Puscharovsky

Б $\frac{20802—151}{055(02)—75}$ 138—75

© Издательство «Наука», 1975 г.

ВВЕДЕНИЕ

В течение длительного времени в тектонической литературе строение континентов и океанических впадин рассматривалось отдельно. Более того, геологи редко касались причин расчленения земной поверхности на материки и океаны. Сейчас с каждым годом появляется все больше достоверных геологических и геофизических данных о строении земной коры под океанами, о структуре желобов, островных дуг и окраинных морей. Хотя еще не все ясно в проблеме развития земной коры, первые шаги в понимании ее уже сделаны. Особое значение для решения этой проблемы имеют области, расположенные в зоне разграничения континентов и океанов. На западе Тихого океана к ним относятся окраины Азии и Австралии, а на востоке — краевые зоны Северной, Центральной и Южной Америки.

Предлагаемая монография представляет собой попытку описать структуры и историю развития палеозойских геосинклиналей в пределах складчатого обрамления Тихого океана, изучению которых автор посвятил много лет. Мезозойские и кайнозойские геосинклинали здесь не рассматриваются, так как это слишком расширило бы исследование, к тому же они охарактеризованы в ряде книг (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Геологическое строение..., 1966; Пущаровский, 1972; и др.).

Разные палеозойские геосинклинали имели различную историю развития. Одни из них в течение палеозоя закончили свое геосинклинальное развитие, испытав складчатость и гранитизацию. В мезозое они представляли собой относительно стабильные континентальные глыбы. В других геосинклиналях складкообразование произошло позднее—в мезозое или кайнозое; в течение палеозоя здесь накапливались мощные толщи пород и образовалась кора переходного типа. В основу исследования предлагаемых схем развития геосинклиналей был положен анализ материалов по конкретным регионам. Автор в соответствии с широко распространенной точкой зрения считает, что первичной корой, на которой развивались геосинклинальные области, была кора океанического типа и что кора континентов образовалась в процессе длительной тектонической истории Земли. Тем самым настоящая работа является продолжением исследований в области теории геосинклиналей.

Специальные тектонические исследования строения окраинных зон Тихого океана в Геологическом институте АН СССР ведутся на протяжении многих лет. Результаты этих работ были обобщены в многочисленных статьях и монографиях, а также на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000 и в Объяснительной записке к ней (Пущаровский, 1972). В составе группы сотрудников, вначале в отделе региональной тектоники, а затем — в лаборатории тектоники приокеанских зон, автор с 1956 г. занимался изучением палеозойской тектонической истории складчатых областей обрамления Тихого океана. С этой целью им были проведены полевые работы на Северо-Востоке СССР, в Корякском нагорье и на Сахалине. Кроме того,

в течение года он изучал строение палеозоид Восточной Австралии. Автор принимал участие в геологических экскурсиях по Японии, п-ову Малакка и Новой Зеландии и выполнил маршрутные пересечения Кордильерского пояса Северной Америки — в Аляске, Канаде, Калифорнии и Мексике. Собранный во время этих исследований материал, а также обширные литературные источники легли в основу настоящей работы. В ней нет раздела, посвященного Антарктиде, хотя в изучении этого континента за последнее десятилетие сделан громадный скачок, все же материалы по его геологической истории еще недостаточны для твердых выводов.

Многие вопросы, рассматриваемые в работе, автор обсуждал с А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом, Л. И. Красным, М. В. Муратовым, В. Е. Хаиным, А. Л. Книппером, М. С. Марковым, Л. П. Зоненшайном, И. В. Хворовой и др. Всем им автор приносит свою большую благодарность. Особенно признателен автор Ю. М. Пущаровскому за повседневную помощь в работе.

Основные теоретические предпосылки

Впервые предложенное Г. Штилле (Stille, 1940) и в дальнейшем более подробно разработанное М. Кэем (1955) разделение геосинклиналей на эв- и миогеосинклинали, хотя и схематическое, продолжает оставаться их основной классификацией. Это разделение геосинклиналей основывается обычно на типах формаций складчатости и магматизма.

Строение миогеосинклиналей и характер их развития был описан во многих работах (А. А. Богданов, 1965; Богданов и др., 1963; Муратов, 1962; Хаин, 1964; Обуэн, 1967). Наиболее подробно они были специально разработаны Л. П. Зоненшайном (1969). Автор принимает характеристику этого класса геосинклиналей, данную в работе Л. П. Зоненшайна. Напомним основные особенности миогеосинклиналей: 1) заложение их происходило в областях с корой континентального типа, претерпевшей в предыдущие геологические эпохи складчатость и гранитизацию; 2) они располагаются в краевых частях геосинклинальных областей по границе с платформами; 3) магматические проявления слабы или отсутствуют; 4) метаморфизм отсутствует; 5) преобладают осадочные формации; 6) процесс складчатости кратковременен, и интенсивность его убывает по направлению к платформе.

История развития эвгеосинклиналей несравненно сложнее. Изучение наиболее древних геосинклинальных комплексов показало, что они повсеместно представлены зеленокаменно-измененными базальтами (Фролова, 1951). Результаты исследования образований раннего докембрия привели Ф. Кинга (1961, стр. 25) к выводу, «...что значительная часть первичной коры современных континентов была не сиалической, а симатической. Это означает, что континентальные плиты развивались в течение времени в результате их разрастания (аккреции), что сиалический материал возник в ходе различных глубинных земных процессов и был сформирован снаружи из отдельных частиц поверх первичного симатического слоя». К этому же заключению пришли почти одновременно многие геологи (Павловский, 1962; Херасков, 1963; Тектоника Евразии, 1966), но наиболее полное звучание оно получило после нового, более детального изучения офиолитового комплекса.

Исследования, проведенные А. В. Пейве (1969), А. Л. Книппером (1969) и другими, показали, что в верхней части офиолитового комплекса вместе со спилитами встречаются прослои яшм, кремнистых сланцев, а также глинистых и карбонатных пород, образовавшихся в глубоководных условиях. Сравнение этих отложений с породами, полученными в результате бурения океанического дна, свидетельствует об их большом сходстве. Этот анализ дал возможность предположить, что ниж-

ний член офиолитового комплекса — гипербазиты — представляет собой выход на поверхность пород верхней мантии — четвертый слой океанической коры; габброиды и зеленокаменные метаморфические породы — сланцы и амфиболиты — соответствуют третьему слою, а базальты и ассоциирующие с ними глубоководные кремнистые и осадочные образования представляют второй слой. Таким образом, офиолиты, которые слагают низы эвгеосинклинального разреза, имеют в целом тождественное строение с корой симатического типа. Отсюда было сделано обоснованное предположение, в настоящее время широко принятое, что эвгеосинклинали заложились на океанической коре.

Другая сложная проблема — это определение времени заложения эвгеосинклиналей. В работах А. В. Пейве, А. Л. Книппера и других было доказано, что офиолитовый комплекс не является одновозрастным. Нижние его члены — гипербазиты и габброиды — несравненно более древние, чем залегающие на них базальтоиды. Если гипербазиты относятся к глубокому докембрию, то возраст габброидов по многочисленным датировкам определяется как позднедокембрийский. Возможно, что среди метаморфических пород основного ряда в отдельных регионах встречаются также и более молодые, палеозойские образования. Спилитовая и радиоляритовая формации отделены от габброидов перерывом и разновозрастны в различных районах. Время их формирования определяется палеонтологическими методами. Часто породы этих формаций связаны с вышележащими постепенным переходом. Следовательно, по возрасту этих пород, которые образуют нижний член разреза, можно определить эпоху заложения эвгеосинклинали.

Таким образом, первый этап развития эвгеосинклиналей характеризовался глубоководными условиями; в это время кора в их пределах была сходна с симатической. Этот этап, по предложению А. В. Пейве, Н. А. Штрейса и др. (1972), выделяется как океанический.

Второй отрезок геологического времени, когда на офиолитовом комплексе и океанических осадках накапливались вулканогенные комплексы андезитового и андезито-базальтового состава, образуя подводные вулканические гряды, а в сопредельных с ними впадинах и желобах происходила седиментация терригенных и туфогенных толщ, автор, в согласии с другими исследователями (Пейве, Штрейс и др., 1972; Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972), называет переходным. Мощность коры во время переходного этапа развития заметно увеличивается по сравнению с предыдущим за счет главным образом первого слоя, или слоя неизмененных осадков. Она колеблется от 9 до 20 *км*. На этом этапе гранитно-метаморфический слой в целом еще не образовался (его мощность, однако, в отдельных участках могла достигать первых километров). Заключительная стадия развития эвгеосинклиналей, которая сопровождается складчатостью и гранитизацией, в целом, такая же, как и в миогеосинклиналях; она описывается автором как орогенная.

В предлагаемой работе делается попытка установить упомянутые стадии в развитии различных эвгеосинклиналей, располагавшихся в палеозое к востоку и западу от впадины Тихого океана.

Придавая большое значение двум основным типам геосинклиналей, автор все же подчеркивает, что эта классификация не является всеобъемлющей. Имеются геосинклинали, которые несут черты как переходной стадии развития эвгеосинклиналей, так и миогеосинклиналей. Для них правомерно выделение особой промежуточной категории, что и было сделано в работах Ю. М. Пущаровского (1968, 1972), Л. П. Зоненшайна (1969) и др. Среди палеозойских геосинклиналей обрамления Тихого океана такие промежуточные по своему характеру геосинклинали отсутствуют.

Границы палеозойских геосинклиналей обрамления Тихого океана

Понятие о «тихоокеанских» и «атлантических» береговых областях было введено в геологическую литературу Э. Зюссом в первом томе его знаменитой работы «Лик Земли». После работ Э. Аргана (1935), Г. Штилле (Stille, 1945) представления о «Тихоокеанском кольце глубинных складок» и циркумтихоокеанских складчатостях стали использоваться в геологии. Почти одновременно С. С. Смирнов (1946) предложил выделять крупнейшую структуру Земли — Тихоокеанский пояс, под которым он понимал зону мезозойско-кайнозойской складчатости, магматизма и металлогении, почти непрерывным кольцом обрамляющую Тихий океан. После работ С. С. Смирнова термин «Тихоокеанский пояс» широко вошел в отечественную литературу и его использовали многие ученые. Ю. М. Пущаровский (1968, 1972) ввел представление о Тихоокеанском тектоническом поясе. Согласно данному им определению, этот пояс от океанического ложа отделен геосинклинальными желобами. Там, где их нет, внутренняя граница его проводится по подножию материковых ступеней. Внешние границы Тихоокеанского тектонического пояса проходят вдоль краев докембрийских платформ. Там, где нет древних платформ, за границу пояса принимается линия, ограничивающая распространения областей мезозойской и кайнозойской складчатости. Целиком принимая такое определение современного Тихоокеанского пояса, автор, однако, столкнулся с определенными трудностями при выделении собственно «тихоокеанских» палеозойских геосинклинальных областей. Внутренние (океанические) границы их проводились по крайним выходам палеозойских пород. С другой стороны, указанием на местоположение палеозойских геосинклинальных комплексов служит мезозойский возраст пород офиолитового комплекса. В тех областях, где это наблюдается (например, на востоке Корякского нагорья, на Камчатке, Филиппинах, Соломоновых островах и островах Фиджи, в Береговом хребте Калифорнии), границы палеозойских геосинклиналей безусловно располагались ближе к древним ядрам континентов, чем на мезозойском этапе тектонического развития (рис. 1).

Внешние границы геосинклиналей палеозойского обрамления Тихого океана проходят вдоль краев докембрийских платформ и массивов (часть последних была отделена от платформ в результате процессов раскалывания и растяжения земной коры в позднем палеозое и мезозое и подверглась существенной тектонической переработке). Так, в палеозое тихоокеанские структуры ограничивались Юконским, Чукотским, Омолонским и Колымским массивами. Палеозойская Восточно-Арктическая геосинклинальная область, располагавшаяся к северу от массивов, существенно отличалась по своему развитию и типам разрезов от областей, которые располагались к югу от них. Точно так же Индосинийский массив разделял Лаосско-Вьетнамскую зону Тихоокеанского обрамления и Малаккскую ветвь Палеотетиса. Почти на тех же широтах к востоку от океана Мексиканский и Оахакский массивы разделяли Кордильерский и Аппалачский геосинклинальные пояса. В течение мезозоя тектонические и магматические процессы, развивавшиеся вдоль берегов Тихого океана, захватили как эти массивы, так и области, расположенные по их периферии. Поэтому правомерно включать эти районы в Тихоокеанский тектонический пояс. Однако в палеозое картина была иной: геосинклинальные пояса обрамления Тихого океана были несравненно более узкими. При этом отдельные крупные геосинклинальные зоны обрамления океана были разделены океаническими пространствами, не захваченными геосинклинальными процессами. Характеристике этих крупных геосинклинальных зон и посвящена основная часть монографии.

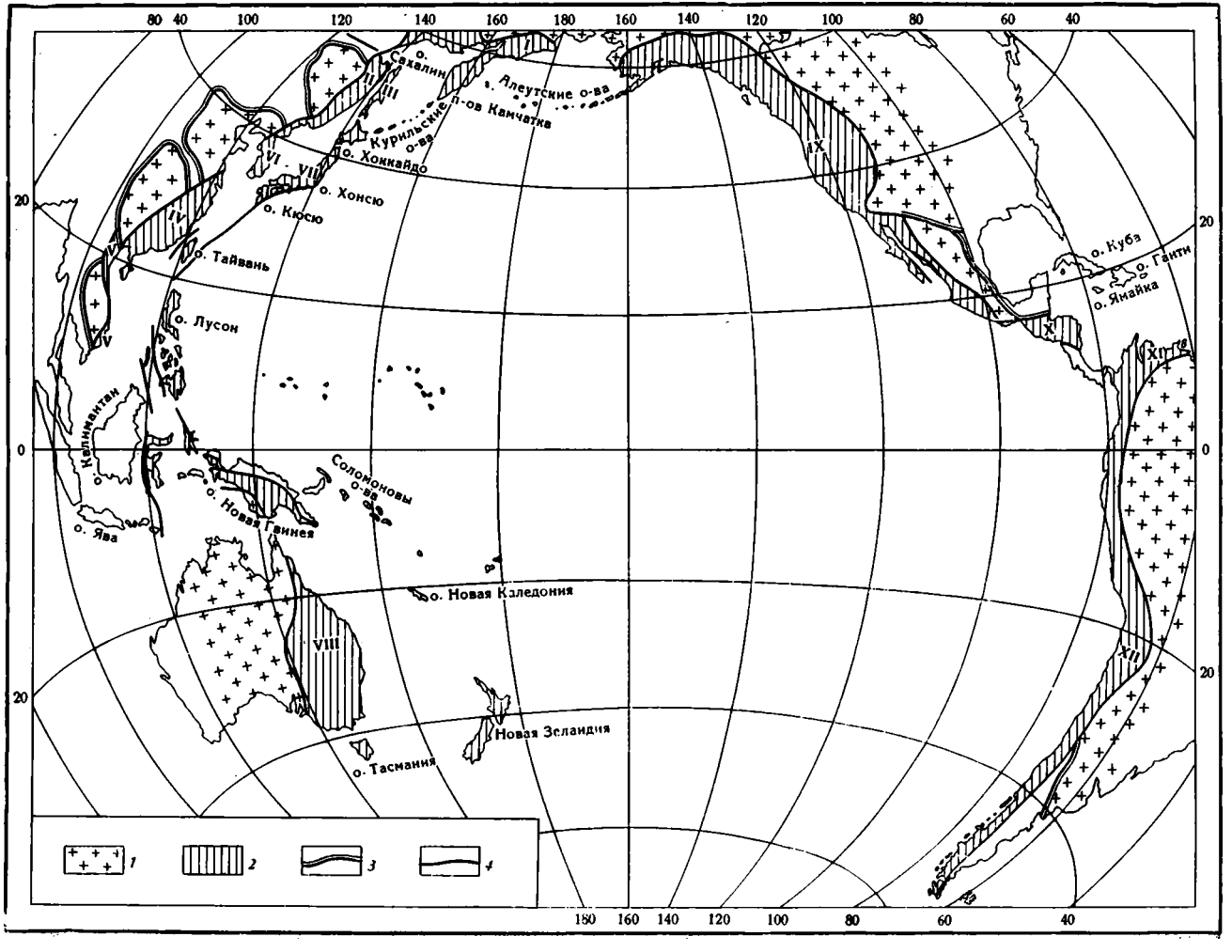


Рис. 1. Схема расположения палеозойских геосинклиналей обрамления Тихого океана

1 — докембрийские платформы и массивы;
2 — палеозойские геосинклинали;
3 — границы докембрийских платформ и массивов;
4 — границы зон палеозойских геосинклиналей.

Зоны:

I — Пенжинско-Анадырская,
II — Сихотэ-Алинская,
III — Хоккайдо-Сахалинская,
IV — Катазиатская,
V — Лаосско-Вьетнамская,
VI — Корейская,
VII — Японская,
VIII — Тасманская,
IX — Северо-Американская,
X — Северо-Центральноамериканская,
XI — Юго-Центральноамериканская,
XII — Андийская

ГЛАВА I

СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Структуры Тихоокеанского складчатого обрамления северо-восточной Азии прослеживаются с севера на юг — от Чукотки до Южного Приморья. Помимо них, в этой главе мы рассмотрим также наиболее древние толщи о. Хоккайдо, которые в структурном отношении представляют собой прямое продолжение комплексов о. Сахалина и в то же время заметно отличаются от одновозрастных пород о. Хонсю и других более южных островов Японии.

Геосинклинальное развитие территории северо-восточной Азии завершилось в разное время. В ее пределы входят области мезозойской складчатости Северо-Востока СССР, раннекайнозойской складчатости Корякского нагорья, позднекайнозойской складчатости Камчатки, Сахалина и Хоккайдо, мезозоид Сихотэ-Алиня и, наконец, герцинид Гродековской зоны Южного Приморья. Палеозойская история всех этих складчатых областей имела существенные отличия. Рассмотрение палеозойской истории перечисленных структурных зон осложняется еще и тем, что здесь, как, кстати, и в экваториальных частях Америки и юго-восточной Азии, трудно провести западную границу структур собственно Тихоокеанского обрамления для палеозойского этапа развития. Если при общем тектоническом анализе к ним относят все области, захваченные мезозойскими геосинклинальными процессами, независимо от того, на каком фундаменте они начали свое развитие (Пущаровский, 1968, 1972), то уже при изучении собственно палеозойских толщ этих областей было установлено, что последние имеют различное строение и историю развития и принадлежат к совершенно различным регионам. Так, автором (Богданов, 1963) было показано, что палеозойские образования Азиатско-Чукотской области, прослеживающиеся к северу от Чукотского массива, относятся к арктидам и являются элементами Восточно-Арктической складчатой области. Геосинклинальные структуры палеозоя Яно-Колымской зоны, расположенные к западу от Омолонского массива, испытывали на себе влияние тектонических процессов, происходивших как в Урало-Монгольской складчатой области, так и в пределах собственно обрамления Тихого океана. То же самое можно сказать и о восточной части Монголо-Охотского пояса, структурные элементы которого непосредственно сопрягаются с палеозойскими геосинклинальными трогами Сихотэ-Алиня. Поэтому при проведении западной границы для палеозойских структур Тихоокеанского обрамления северо-восточной Азии мы руководствовались только одним принципом расположения их вдоль окраин Тихоокеанской акватории. На севере эта граница проходит от Анадырского залива вдоль южной окраины Чукотского массива, далее — под мезозойско-кайнозойским Охотско-Чукотским вулканогенным поясом вдоль западной границы Омолонского массива. На юге граница проводится нами вдоль восточных бортов мезозойских и позднепалеозойских прогибов, сопрягающих-

ся с Монголо-Охотским поясом и Буреинским массивом (Геологическое строение..., 1966).

Таким образом, в этой главе мы рассмотрим строение и историю развития в палеозое Гродековской, Сихотэ-Алинской, Хоккайдо-Сахалинской, Корякской и Камчатской складчатых зон. За исключением южной половины Камчатки и части о. Хоккайдо, эти районы сейчас отделены от собственно Тихого океана обширными пространствами, занятыми Беринговым, Охотским и Японским морями. Глубоководные впадины этих морей, такие как Беринговоморская и Южно-Охотская, по-видимому, были отделены от Тихого океана островными дугами с позднемеловой эпохи, а Японская — со среднего палеозоя (Марков и др., 1967; Bogdanov, Markov, 1970).

Следовательно, на протяжении почти всей палеозойской истории развития этих областей они были непосредственно расположены на побережье Тихого океана.

Ни в одной из перечисленных выше складчатых областей отложения палеозоя не известны в миогеосинклинальных фациях. Повсеместно в этой части Тихоокеанского обрамления они представлены эвгеосинклинальными толщами, при этом палеозойские отложения либо залегают на океанической коре, либо нижние части разреза этих толщ не выходят на дневную поверхность. Характер строения нижних элементов отложений палеозоя позволяет предполагать, что все они заполняли прогибы, заложившиеся уже в палеозойскую эру на коре океанического типа. Возможно, что многие из этих особенностей строения указанных регионов объясняются тем, что геосинклинальные троги на северо-востоке Азии и Тихого океана не граничили на западе с устойчивыми платформенными областями. Расположенные западнее структур Тихоокеанского обрамления крупные массивы, в пределах которых породы докембрия широко распространены, подверглись существенной переработке и гранитизации в раннем палеозое и, вероятно, не ограничивались в палеозое шельфовыми зонами, которые чаще всего являются областями накопления миогеосинклинальных отложений.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ

Палеозойские образования на крайнем востоке Советского Союза изучены приблизительно одинаково подробно от Чукотского полуострова до юга Приморья.

Материалы по стратиграфии этих толщ, как и подстилающих их пород докембрия, обобщены во многих работах, в том числе в таких сводных монографиях, как тома «Геологии СССР», а также в книге «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса», вышедшей в 1966 г. Поэтому в данном разделе мы не будем касаться деталей стратиграфического строения палеозойских разрезов, а рассмотрим их только в общих чертах.

Верхний докембрий

Образования позднего докембрия, как и более древние метаморфические толщи, известны только в пределах консолидированных массивов — Ханкайского, Буреинского, Охотского, Омолонского и Чукотского. В центральных частях складчатых зон Тихоокеанского обрамления они нигде не установлены. Породы этого возраста, как правило, подверглись относительно слабым процессам метаморфизма (фация зеленых сланцев), а в ряде мест, например в пределах Охотского массива, почти совсем не изменены.

На юге региона к западу от Сихотэ-Алиня и Гродековской зоны образования позднего докембрия обнажаются вдоль восточного края Ханкайского массива.

Здесь, по данным А. А. Маракушева и др. (1966), М. А. Мишкина (1963), Ю. С. Липкина, М. И. Липкиной (1971) и других, на биотитовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцах среднего протерозоя без видимого углового несогласия, но, возможно, с перерывом залегают слюдистые сланцы — биотит-мусковитовые, серицитовые, чередующиеся с графитовыми сланцами и известняками. Большинство сланцев образовалось за счет метаморфизма вулканогенно-глинистых и алевролитовых пород, причем среди вулканитов преобладают образования среднего и основного состава. Мощность зеленокаменных толщ примерно 1500 *м*.

Выше по разрезу на сланцах залегают известняки и доломиты, которые вначале переслаиваются, а затем сменяются терригенными отложениями: глинисто-углистыми, глинисто-серицитовыми сланцами, филлитами, алевролитами, кварцитами и песчаниками. В карбонатных породах встречаются онколиты и водоросли, характерные для рифейских отложений. Наличие прослоев грубообломочных образований в этой части разреза позднего докембрия, по мнению И. И. Берсенева, свидетельствует о внутриформационных размывах. Вероятно, мелководный морской бассейн этой геологической эпохи захватывал значительную территорию и его береговая линия располагалась далеко на западе от Ханкайского массива. Максимальной мощности (7000 *м*) породы верхов докембрия достигают на юге массива.

Севернее отложения позднего докембрия прослеживаются вдоль восточного склона Буреинского массива, а также слагают ядро Кербинского антиклинория в низовьях р. Керби и среднем течении р. Аргуни. В первом из этих районов, на востоке и юго-востоке Буреинского массива, разрез позднего докембрия, по данным А. В. Эйриш (1960), М. И. Ициксона и С. А. Музылева (1963), А. М. Смирнова (1972) и других, в целом сходен со строением одновозрастного комплекса восточной части Хинганского массива. Здесь толща пород верхнего докембрия, суммарная мощность которой достигает также 7000 *м*, несогласно залегает на метаморфических образованиях протерозоя. В основании ее прослеживаются горизонты и пачки туфов и лав основного состава, которые выше сменяются осадочными, преимущественно карбонатными отложениями. Известняки и доломиты содержат прослои графитовых сланцев. Карбонатные толщи, в свою очередь, перекрываются терригенными осадками — филлитовыми и глинистыми сланцами и песчаниками. Венчают разрез доломиты и доломитизированные известняки, содержащие тонкие линзы и пачки глинистых и кремнистых сланцев.

В Кербинском районе разрез позднего докембрия совершенно иной. Здесь комплекс пород этого возраста представлен в основании спилитами и их туфами, превращенными в результате метаморфизма в эпидот-хлоритовые и эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы. Выше они постепенно сменяются кремнистыми, филлитовыми и карбонатно-слюдистыми сланцами, содержащими остатки водорослей рифейского облика. Мощность позднего докембрия в этом районе не менее 2000 *м*.

Севернее разрезы позднего докембрия встречаются только в пределах Охотского и Омолонского массивов, а также, возможно, на юге Чукотского полуострова. В первом из этих районов, в пределах Охотского массива, породы позднего докембрия слагают слабо дислоцированный платформенный чехол, залегающий с резким угловым несогласием на архейских гнейсах и кристаллических сланцах. Образования позднего докембрия представлены в основном базальными конгломератами, кварцитами и сланцами, которые выше сменяются чередующимися между собой известняками и кварцитами. В верхней половине толщи также

преобладают терригенные образования — сланцы, алевролиты и песчаники. Общая мощность позднего докембрия на Охотском массиве достигает 1500 *м*. В целом их разрез сходен с одновозрастным комплексом центральных частей Сибирской платформы.

На Омолонском и Тайгоносском массивах, по данным М. И. Терехова (1971), мощность одновозрастных пород увеличивается до 3000 *м*. Здесь, в долинах рек Рассохи и Парень, отложения позднего докембрия представлены чередованием филлитовых сланцев, кварцитов, доломитов и известняков с конгломератами в основании, залегающими на кристаллических сланцах раннего докембрия. Формирование данной толщи проходило в мелководных условиях, о чем свидетельствует наличие в них следов волноприбойной ряби и косой слоистости.

На крайнем севере описываемого региона, в южной части Чукотского полуострова, рассматриваемые отложения слагают северо-западный выступ крупного срединного массива, простирающегося от долины р. Юкон через п-ов Сьюард на Аляске. До последнего времени возраст метаморфических пород полуостровов Сьюард и Чукотского трактовался одними исследователями как раннепротерозойский, другими — как палеозойский (Гнибиденко, 1969). В последние годы были сделаны определения абсолютного возраста этих образований, которые, по данным С. Сансбари (Богданов, 1971), равняются 750 млн. лет, т. е. их следует относить к позднему докембрию. В целом метаморфический комплекс, обнажающийся по берегам залива Лаврентия (Тильман и др., 1969), представлен пироксен-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, биотитовыми сланцами и мраморами, образовавшимися в результате метаморфизма вулканогенно-терригенных пород. Мощность этой толщи не менее 3000 *м*.

Таким образом, комплекс пород позднего докембрия известен лишь в регионах, непосредственно граничащих с геосинклинальными структурами Тихоокеанского обрамления. В пределах массивов (за исключением Охотского) он сложен мощными толщами осадочных отложений и лишь в нижней части содержит вулканогенные образования. Однако в Кербинском районе, как и на Чукотском полуострове, разрез позднего докембрия сложен типичным эвгеосинклинальным комплексом. Во многих из этих регионов на породах докембрия залегают кембрийские отложения.

Кембрий

Отложения кембрийского возраста установлены в тех же районах, что и породы позднего докембрия. По характеру и типу образования они мало отличаются от подстилающих толщ. Кембрийские отложения также известны в структурах, примыкающих к зонам собственно Тихоокеанского обрамления. Кроме того, пояс распространения эвгеосинклинального комплекса кембрия прослеживается вдоль южной границы Сибирской платформы у северных отрогов хр. Джагды на Шантарские острова, с юго-востока обрамляя структуры платформы. Однако в пределах собственно геосинклинальных областей Тихоокеанского обрамления в северо-восточной Азии кембрийские отложения не были установлены. На юге этого региона наиболее детально разрез кембрия был изучен в пределах Ханкайского массива. Здесь, по данным Ю. С. Липкина и М. И. Липкиной (1971), вдоль южной и восточной окраин массива на породах рифея согласно залегают песчаники и сланцы, постепенно сменяющиеся толщей карбонатных образований и кремнистых сланцев. Вверх по разрезу кремнистые породы вновь сменяются известняками и глинистыми сланцами, а затем чередующимися конгломератами, песчаниками и сланцами. Все эти терригенные и карбонатные

породы относятся к нижнему кембрию и к переходным слоям нижнего и среднего кембрия. Их максимальная суммарная мощность достигает 6000 *м* в Спасском и Черниговском районах, а в Лесозаводском и Вознесенском — она не менее 3000 *м*.

Севернее, в пределах хр. Малый Хинган, и в восточной части Буреинского массива кембрий также представлен мощной толщей терригенных и карбонатных пород, среди которых присутствуют лишь отдельные прослои эффузивов. В основании разреза в этом районе (Эйриш, 1960) с перерывом, но без резкого углового несогласия на породах докембрия залегает сланцевая толща, включающая прослои магнетитовых и гематитовых руд и перекристаллизованных известняков. Общая мощность толщи достигает 1600 *м*. Она с размывом перекрывается пачкой грубозернистых песчаников, окрашенных в красновато-бурые и зеленоватые тона и переслаивающихся с горизонтами гравелитов и конгломератов. Вверх по разрезу среди песчаников появляются отдельные горизонты вулканических пород преимущественно кислого состава, постепенно замещающих песчаники. Венчают разрез кембрия Буреинского массива вновь косослоистые песчаники и конгломераты. Общая мощность терригенных толщ здесь достигает 3000—3700 *м*, а суммарная мощность кембрийского разреза на востоке массива не менее 5000 *м*.

К северу от массива на границе со структурами Тихоокеанского обрамления породы кембрия обнажаются в восточных отрогах хр. Джагды, в Удско-Шантарском и в Кербинском районах. В этой части Монголо-Охотского пояса разрез кембрия сложен типичным эвгеосинклинальным комплексом пород.

По направлению на север вдоль восточного борта Буреинского массива карбонатные и терригенные отложения кембрия постепенно фациально замещаются кремнисто-вулканогенным комплексом, который слагает крупную антиклинальную структуру, имеющую в целом широтное простирание. Этот разрез кембрия был изучен Э. Л. Школьниковым и др. (1966). Здесь на сланцах позднего докембрия согласно залегают чередующиеся между собой кремнистые сланцы, яшмы и эффузивы основного и среднего состава, среди которых встречаются спилиты, диабазы, андезитовые порфириты и туфобрекчии. Постепенно вверх по разрезу среди кремнисто-вулканогенного комплекса кембрия увеличивается количество прослоев глинистых сланцев и песчаников. Общая мощность кембрийской толщи не менее 4000 *м*. Она прослеживаются вдоль оси хр. Джагды на восток, в Удско-Шантарский район, как бы огибая юго-восточный выступ Сибирской платформы. Это единственный район, где в строении структур, сопредельных со складчатыми зонами обрамления Тихого океана, принимают участие нижнепалеозойские вулканогенно-кремнистые образования.

На севере, в пределах Охотского и Омолонского массивов, кембрий входит в состав осадочной толщи платформенного чехла (Мерзляков и др., 1971). На Охотском массиве отложения кембрия представлены чередующимися между собой песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, общая мощность которых достигает 1800 *м*. На Омолонском массиве к кембрию условно относится толща сланцев и песчаников, которая переслаивается с доломитами, и карбонатизированные сланцы мощностью около 1500 *м*. Толща вверх по разрезу согласно сменяет известняки позднего докембрия и, в свою очередь, также согласно перекрывается ордовикскими образованиями.

Итак, заканчивая краткий обзор, посвященный анализу строения кембрийских отложений срединных массивов и сопредельных с ними структур на северо-востоке Азии, отметим, что они фациально сходны с образованиями верхов позднего докембрия и установлены с последними в одних и тех же регионах. В этих же районах распространены и ордовикские образования, также связанные с кембрийско-рифейской тол-

щей постепенными переходами. В силу этого целесообразно провести обзор условий осадконакопления и характера фациальных изменений в целом для всего комплекса досилурийских образований.

Ордовик

Породы ордовикского возраста участвуют в строении платформенного чехла срединных массивов северо-восточной Азии. Кроме того, эвгеосинклинальные толщи этого возраста известны и в Удско-Шантарском районе, где они согласно перекрывают эффузивно-кремнистый комплекс кембрия. Собственно в пределах складчатых структур северо-восточной части Тихоокеанского обрамления, за исключением Пенжинско-Анадырского района, достоверные, фаунистически датированные образования ордовика не установлены. К отложениям этого возраста относят обычно толщу метаморфических пород, которая подстилает палеонтологически охарактеризованные сланцы силура. Они, вероятно, слагают основание всего геосинклинального разреза в этих областях.

На территории жестких, относительно стабильных массивов юга Дальнего Востока, расположенных западнее от описываемого региона, в отличие от кембрийских толщ породы ордовикского возраста палеонтологически охарактеризованы плохо. Чаще всего к ним относят нижнюю часть разреза вулканогенно-осадочного комплекса, который без резких угловых несогласий залегает на породах кембрия. Этот комплекс датируется на Ханкайском массиве Ю. С. Липкиным и М. И. Липкиной (1971) как раннепалеозойский. На востоке Буреинского и в пределах Охотского массива породы ордовикского возраста не установлены.

В Удско-Шантарском районе, вероятно, с перерывом и несогласием на кремнисто-вулканогенных толщах кембрия залегают песчаники и алевролиты, среди которых имеются прослои известняков. Терригенные породы сменяются эффузивно-кремнистыми образованиями, видимо, слагающими нижние части разрезов о. Большой Шантар. Мощность этих пород, по данным В. Б. Караулова (1970), достигает нескольких тысяч метров.

В пределах массивов северной части Азии породы ордовика представлены в основном карбонатными образованиями. На Омолонском массиве В. М. Мерзляковым (Мерзляков и др., 1970) была описана ордовикская толща, сложенная лагунно-морскими пестроцветными отложениями. Это главным образом известняки, переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами, мергелями и с отдельными пачками глинисто-кремнистых пород, общая мощность которых варьирует от 850 до 3400 *м*. На Чукотском массиве, так же как и на п-ове Сьюард, разрез ордовика сложен карбонатными образованиями. Это преимущественно известняки, содержащие отдельные прослои глинистых сланцев. Их мощность около 500 *м*.

К югу и востоку от жестких массивов, в пределах Корякской складчатой области, ордовикские породы были установлены И. М. Миговичем (1963) в осевой части Таловско-Майнского антиклинория, в Понтонейских горах, где они являются самыми древними образованиями. Здесь ордовикские толщи представлены амфиболитами, глаукофановыми и хлоритовыми сланцами с прослоями филлитов, яшм, кремнистых сланцев, спилитов с подушечной отдельностью, диабазов и диабазовых порфиритов. Среди этих пород имеются прослои мраморизованных известняков, включающих окаменелости верхнего ордовика. Видимая мощность толщи достигает 1500 *м*. Н. Л. Добрецов, подробно изучавший структурное положение и распространение пород глаукофановой и амфиболитовой фации метаморфизма в том же районе, пришел к выводу, что в Пенжинско-Анадырской зоне глаукофановые сланцы приуро-

чены к зонам выходов гипербазитов и, видимо, датируются как ордовикские и досилурийские. Определения абсолютного возраста метаморфических пород (330—430 млн. лет) подтверждают принадлежность этих образований к началу палеозоя (Добрецов, Пономарева, 1965).

Однако структурное положение и взаимоотношение этих метаморфических ордовикских пород с окружающими их среднепалеозойскими толщами до конца не установлены. По мнению Н. Л. Добрецова, метаморфические сланцы и глыбы известняков ордовика представляют собой блоки, выведенные на поверхность в результате перемещения тел ультраосновных пород.

Выше мы остановились на общем обзоре строения позднедокембрийских и нижнепалеозойских пород структурных элементов, сопредельных со складчатыми зонами обрамления Тихого океана на северо-востоке Азии. Как правило, породы этого возраста известны лишь в тех областях, которые в мезозое представляли собой относительно стабильные блоки, не захваченные геосинклинальными процессами. Исключение составляют лишь комплексы Удско-Шантарского и Кербинского районов. Все разрезы пород низов палеозоя на массивах характеризуются признаками мелководных морских условий осадконакопления. Их седиментация и формирование происходили, вероятно, в пределах узкого шельфа. Однако между массивами и Сибирской платформой на юге северо-восточной Азии уже в это время существовали глубокие геосинклинальные троги, выполнявшиеся вулканогенно-кремнистыми комплексами начальных этапов развития эвгеосинклинали.

Образование мощных вулканических комплексов восточнее стабильных массивов на базальтовом слое земной коры началось, вероятно, в ордовике. В этих районах силурийские эвгеосинклинальные отложения пользуются широким распространением.

Силур

Породы силурийского возраста слагают нижние элементы эвгеосинклинального комплекса в пределах Гродековской и Сихотэ-Алинской зон на юге и Пенжинско-Анадырской — на севере. Силур пестрого литологического состава установлен также на территории жестких массивов и Удско-Шантарской зоны к западу от описываемого региона.

Слабо дислоцированные силурийские образования распространены в северной части Ханкайского массива. К ним относится толща чередующихся полимиктовых песчаников, глинистых сланцев и отдельных пачек известняков общей мощностью около 1000 *м*. В глинистых сланцах были обнаружены растительные остатки. Севернее, на восточном склоне Буреинского массива, породы силурийского возраста не установлены.

В Удско-Шантарской зоне породы силура согласно сменяют ордовикские образования. В Аянском районе разрез силура сложен осадочными породами — известняками, чередующимися песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами. Южнее, в Удско-Шантарской зоне, эти отложения фациально замещаются спилитами, переслаивающимися с линзовидными прослоями туфов, кремнистых и тонкообломочных терригенных пород. Если мощность осадочных отложений в первом из этих районов не более 1500 *м*, то во втором она превышает 3000 *м*. Эта эвгеосинклинальная зона с юго-востока обрамляет Сибирскую платформу и в северо-восточном направлении погружается под воды Охотского моря (Караулов, 1970).

На севере рассматриваемого региона силур установлен лишь в пределах Чукотского массива (на Охотском и Омолонском массивах фаунистически доказанные силурийские образования неизвестны). Здесь в чехле массива силурийские карбонатные породы согласно сменяют рифогенные образования ордовика. Вверх по разрезу коралловые извест-

няки нижнего силура замещаются карбонатно-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами верхнего силура. Общая их мощность достигает 1500—1800 *м*.

К востоку от этих областей нижние части разрезов силура структур складчатого обрамления Тихого океана представлены комплексом пород, резко отличным от тех, которые были описаны выше. На юге северо-восточной Азии в пределах Гродековской зоны и в Южном Приморье под девонскими породами обнажаются вулканогенно-кремнистые образования. Наиболее детально они были изучены на юге Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. По данным В. П. Мишина (1971), здесь комплекс, условно отнесенный к силурийскому, представлен чередованием вулканических, кремнистых и терригенных пород. Эффузивные прослои образованы спилитами, диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами; кремнистые пачки сложены сургучными яшмами, а также темно-серыми и зелеными рассланцованными их разностями. Терригенные отложения — это главным образом граувакки, среди которых встречаются линзы и прослои глинистых сланцев и мраморизованных известняков. Общая видимая мощность этих пород достигает 3500—3800 *м*. Верхняя часть силура (возможно, и нижняя девона) в этих районах сложена граувакками, алевролитами и сланцами с редкими прослоями кремнистых сланцев.

В Гродековской зоне и центральных районах Сихотэ-Алиня толща пород, возраст которой принимается как силурийский, представлена чередованием филлитов и граувакк. В разрезе в виде подчиненных по мощности пачек встречаются прослои спилитов, диабазовых порфиритов и их туфов, а также кремнистые образования. Мощность толщи в обоих районах выше 2000 *м*.

На юге Приморья выходы силурийских пород пространственно ассоциируются с телами габброидов, обрамляющих тела гипербазитов (пироксенитов и перидотитов). Весь комплекс этих пород В. П. Мишиным сравнивается с офиолитовой формацией, которая подстилает весь ряд эвгеосинклинальных формаций к востоку от Ханкайского и Буреинского массивов. Можно предполагать, что спилитово-кремнистые толщи силура Сихотэ-Алиня залегают на габброидах и амфиболитах третьего слоя океанической коры (рис. 2).

Севернее, в пределах Корякской складчатой области, отложения силура, так же как и ордовикские, слагают самые нижние горизонты в разрезе. По мнению Л. Г. Пономаревой и Н. Д. Добрецова (1966) и И. М. Миговича (1963), они представлены метаморфическими сланцами, среди которых встречаются линзы рифогенных известняков розового и светло-серого цвета. В этих известняках встречены обломки криноидей, кораллы и брахиоподы, датирующие силурийский возраст вмещающих пород. Подобные известняки в виде экзотических глыб и клипов встречаются и среди верхнепалеозойских терригенных образований, и среди мезозойских отложений. Севернее Пенжинского кряжа, в Понтонейских горах и на Ваежском поднятии в глыбах, размеры которых достигают более 20 *м*, были также обнаружены ругозы и фавозитиды силурийского возраста. Еще неясно структурное положение этих глыб, но, как правило, они окружены интенсивно метаморфизованными породами, часто глаукофановыми сланцами, которые образовались за счет метаморфизма спилитов и туфогенных образований основного состава. В бассейне р. Хатырки силурийские известняки образуют крупные глыбы в серпентинитовом меланже, распространенном в фронтальных частях надвиговых чешуй. В этом районе глаукофановые сланцы отсутствуют как вмещающие породы и известны лишь в обломках меланжа. Таким образом, наличие известняковых глыб с фауной силура еще не указывает на присутствие в этом районе силурийских отложений in situ. Скорее всего, из района Пенжинского кряжа — Понтоней-

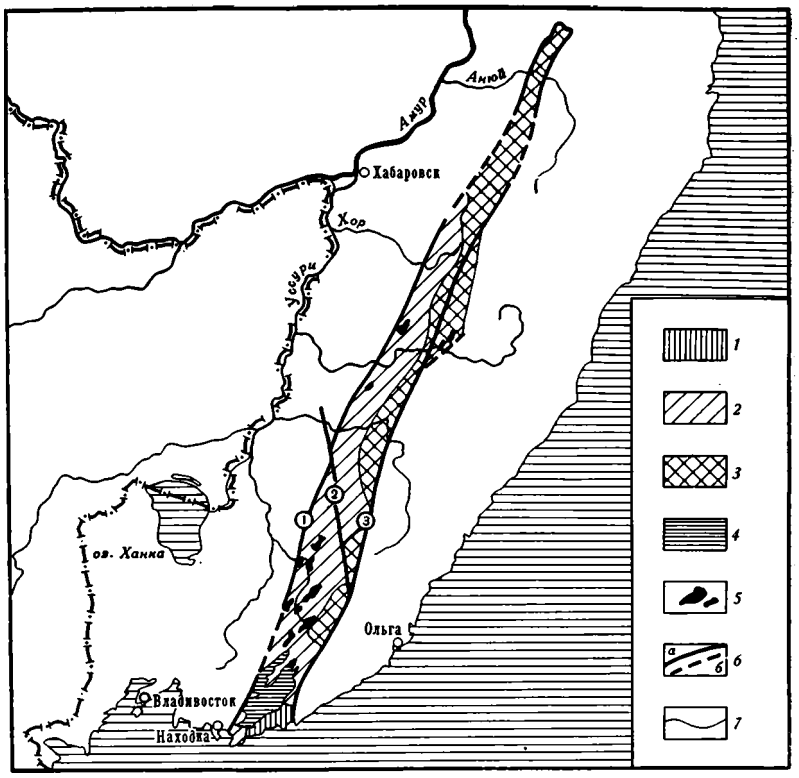


Рис. 2. Схема распространения разновозрастных комплексов эвгеосинклинальных формаций в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня, по В. П. Мишину (1971)

1—3 — вулканогенно-осадочные комплексы: *1* —среднепалеозойский, *2* —позднепалеозойский, *3* —позднепермский — раннеюрский; *4—5* — магматические комплексы: *4* — среднепалеозойский, *5* — позднепалеозойский; *6* — разломы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *7* — границы разновозрастных комплексов.

Разломы (цифры в кружках): 1 — Даубихинский, 2 — Меридиональный, 3 — Центральный Сихотэ-Алинский

ских гор — эти образования были перемещены на большие расстояния крупными шарьяжами. Собственно силурийскому разрезу этого района отвечает верхняя часть метаморфического комплекса. Это метаморфизованные массивные и рассланцованные основные эффузивы с глаукофаном, переслаивающиеся с прослоями светлых кремнистых пород и кварцитов, а также мраморизованных кремовых и розовых известняков. Согласно данным Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецова, по своему составу эффузивы близки к океаническим толеитовым базальтам. Весь этот комплекс пространственно тесно связан с выходами габброидов и гипербазитов. Таким образом, образования силура, так же как и ордовика, в полосе Пенжинский кряж — Ваежское поднятие представляют собой наиболее древние океанические осадки, которые, по-видимому, залегали непосредственно на породах третьего слоя океанической коры.

Заканчивая краткий обзор характера силурийских отложений в северо-восточной Азии, подчеркнем, что в пределах срединных массивов по периферии собственно геосинклинальных структур Тихоокеанского обрамления породы этого возраста представлены мелководными отложениями обычно небольшой мощности. В пределах Сихотэ-Алиня и Пенжинско-Анадырской зоны в это время происходило формирование ещебазальтово-радиоляритового комплекса океанического дна. Однако наличие рифогенных известняков силура, вероятно, указывает на то, что

вулканические постройки достигали значительных размеров и поднимались высоко над океаническим дном. Скорее всего, в силуре, а возможно, еще и в ордовике заложилась подводная вулканическая гряда, которая представляла собой зачаточную форму островной дуги. Дальнейшее развитие эти процессы получили в девоне, когда накопление эвгеосинклинальных толщ происходило на более обширной территории.

Девон

Девонские отложения распространены значительно шире, чем подстилающие их палеозойские породы. В пределах срединных массивов, обрамляющих геосинклинальные структуры побережья Тихого океана на северо-востоке Азии, развит почти повсеместно комплекс континентальных и мелководных кислых вулканогенных пород. В геосинклинальных системах формировалась толща спилитов и диабазов, а также терригенных пород.

Особый интерес представляют поздние силурийские тектонические движения, происходившие в окраинных частях срединных массивов и сопровождавшиеся внедрением крупных интрузивных массивов диоритов и гранитоидов. В пределах Ханкайского и Буреинского массивов вначале внедрялись габбро-диориты, диориты и сиениты, вслед за ними — крупнозернистые биотитовые граниты, порфировидные граниты и аляскиты и, наконец,— порфировидные биотитовые границы (Руб, 1960; Фаворская и др., 1961; Липкин, 1966). В восточной части Омолонского массива и на п-ове Тайгонос широко развиты среднепалеозойские интрузии так называемого абхитского комплекса, среди которых основную массу составляют батолитоподобные тела гранодиоритов и гранитов, а также щелочные разности — граносиениты, сиениты, нефелиновые сиениты и др. В связи с этим некоторые геологи считают, что жесткие массивы представляют собой структуру каледонской консолидации (Шпетный, 1969; Герасимова и др., 1971; Липкин, Липкина, 1971). Однако это заключение, по мнению автора, требует дополнительного обоснования.

Девонские образования чехла массивов, как уже говорилось выше, представлены вулканогенно-осадочными морскими и континентальными отложениями. В пределах Ханкайского массива, по данным Ю. Б. Евланова, разрез девона (в основном нижнего его отдела) сложен чередующимися андезитовыми порфиритами, туфитами, туфоалевролитами, зелеными и красными туфогенными сланцами и песчаниками, общей мощностью 670 *м*. В восточной части Буреинского массива на сланцах кембрия с резким угловым несогласием залегают песчаники и конгломераты девона. Выше по разрезу они сначала чередуются с глинистыми сланцами, а затем — с кислыми эффузивами (кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и кварцевыми порфиритами) и их туфами. Мощность девона в этих районах составляет около 1200 *м*.

Наиболее широко вулканогенные отложения девона распространены на востоке Омолонского массива. Здесь с крупным перерывом и угловым несогласием на различных породах низов палеозоя и докембрия залегают конгломераты, песчаники, андезиты и кварцевые порфиры, чередующиеся с туфами и линзами известняков. Выше они сменяются пачкой преимущественно вулканогенных пород кислого и среднего состава с прослоями конгломератов. Верхние горизонты разреза девона сложены пестроцветной толщей песчаников, сланцев и известняков. Общая мощность вулканогенно-осадочных отложений восточной половины Омолонского массива достигает 2300—2500 *м*.

В отличие от перечисленных районов в пределах Чукотского массива девон представлен в основном карбонатными породами, переслаивающимися с глинистыми сланцами, общая мощность которых составляет 1800—2000 *м*.

С запада от геосинклинальных структур Сихотэ-Алиня эвгеосинклинальные комплексы девона известны между Буреинским массивом и Сибирской платформой. Наиболее широко они распространены на побережье Охотского моря в прогибе Удско-Шантарской зоны, где их максимальная мощность достигает 14 000 *м* (Караулов, 1970). В этом прогибе породы нижнего девона согласно сменяют отложения силура и представлены граувакками и алевролитами, чередующимися с пачками и горизонтами основных эффузивов и кремнистых пород. Нижнюю половину среднего девона образуют спилито-диабазовые толщи с кремнистыми сланцами, известняки и граувакками. Выше по разрезу в среднедевонской толще горизонты песчаников и граувакк постепенно начинают преобладать, и среди них появляются прослои конгломератов. Верхнедевонские образования вновь в низах разреза представлены вулканогенно-осадочными и грубообломочными осадками, которые постепенно сменяются флишеподобными пачками, по латерали фациально-заменяющихся грубообломочными отложениями. Характерно, что площадь осадконакопления в Удско-Шантарской зоне в течение девона постепенно сокращалась, и осевая, наиболее прогнутая часть ее перемещалась на северо-восток, в сторону Охотского моря.

К югу и юго-востоку от Удско-Шантарской зоны в пределах Приморья на спилито-диабазовой серии силура в девоне формировались нижние горизонты мощной эвгеосинклинальной толщи. На юго-западе этого региона девон представлен чередованием порфиритов, глинистых и песчано-глинистых сланцев с карбонатными породами — известняками и доломитизированными известняками. По направлению на восток карбонатные отложения замещаются терригенными. На юго-востоке Приморья порфириты переслаиваются с кремнистыми сланцами и яшмами, а также с граувакками, алевролитами и глинистыми сланцами.

В Главном антиклинарии Сихотэ-Алиня в разрезе девона преобладают тонкообломочные разности — темно-серые и зеленовато-серые филлитизированные глинистые сланцы с маломощными линзами известняков и прослоями темных кремнистых сланцев. В верхах среди них встречаются редкие пласты диабазовых порфиритов и их туфов (Мишин, 1971). Мощность пород девона меняется от 600—800 до 1500 *м*.

На северо-востоке региона, в Корякском нагорье, образования девона слагают ядра антиклинальных структур Пенжинско-Анадырской зоны. Наиболее полно девонские отложения были изучены в Понтонейских горах юго-западной части Пенжинского кряжа (Михайлов, 1959, 1962; Мигович, 1963; Пономарева, Добрецов, 1966). Здесь выше пластового тела габброидов, вероятно, залегающего в основании надвиговой пластины, перекрывающей метаморфические глаукофановые сланцы ордовика и силура, прослеживается толща слабо измененных эффузивов. В основании имеется горизонт массивных диабазов, которые выше сменяются алевролитами и туфограувакками. Последние перекрываются спилитами и вариолитами с шаровой отдельностью, включающими подчиненные по мощности линзы массивных кристаллических известняков и прослои туфов. На основные вулканические породы ложатся прослои сургучных и зеленых яшм и кремнистых сланцев, алевролитов и кристаллических известняков. Мощность спилито-диабазовой толщи около 800 *м*. В известняках встречаются многочисленные кораллы. Глыбы этих известняков с колониальными кораллами среднего девона широко распространены среди пермско-каменноугольных отложений. Вероятнее всего, эти глыбы образуют пачки олистостром (рис. 3).

В северной части Пенжинско-Анадырской зоны, непосредственно у крупного массива гипербазитов на правобережье р. Анадырь, в окрестностях горы Отрожной, по данным В. А. Захарова и А. А. Александрова, в основании эвгеосинклинального комплекса обнажается толща

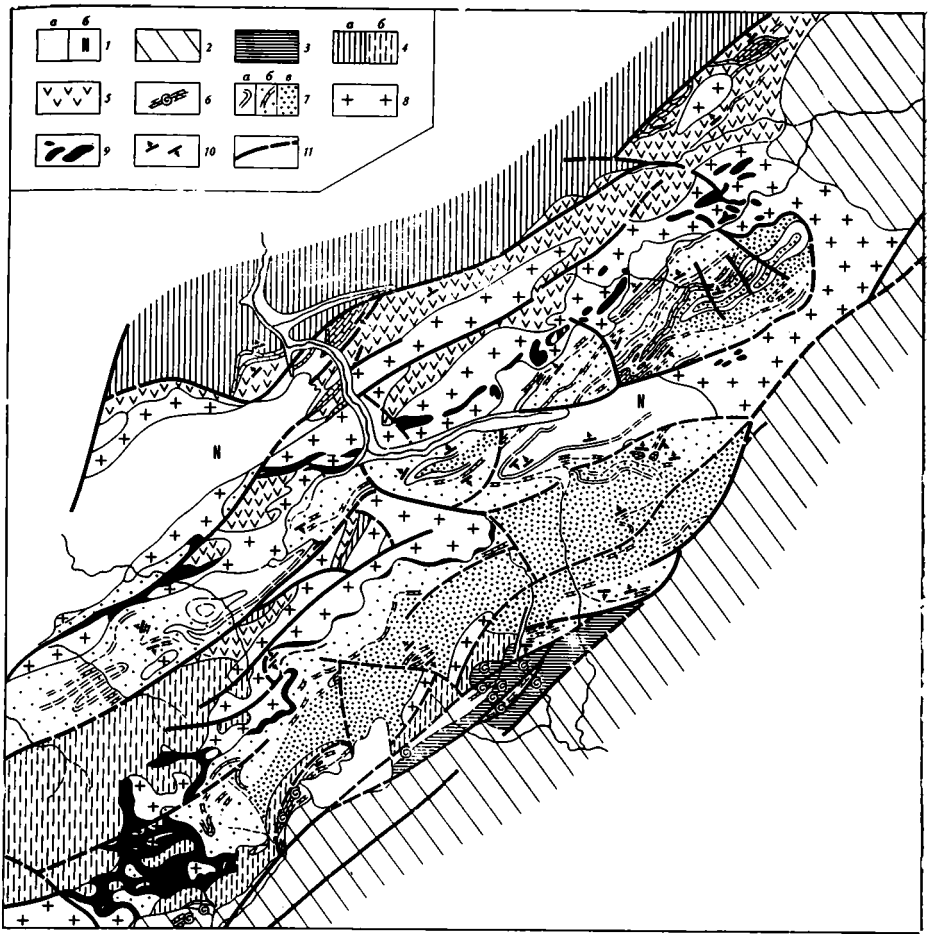


Рис. 3. Геологическая карта Западно-Корякской зоны в Пенжинском хребте, по Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецову (1966)

1 — четвертичные (*а*) и неогеновые (*б*) отложения; *2* — меловые отложения; *3* — верхнепермские песчанки, алевролиты, конгломераты, мергели; *4* — каменноугольные отложения: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *5—7* — девонские отложения: *5* — верхняя эффузивно-осадочная толща, *6* — рифогенные известняки (клиппены) со среднедевонской фауной, *7* — нижняя метаморфизованная эффузивно-осадочная толща: *а* — нижняя подсвита, *б* — средняя подсвита, *в* — верхняя подсвита; *8* — габбро; *9* — гипербазиты; *10* — элементы залегания пород; *11* — разломы

спилитов и диабазов с шаровой отдельностью, чередующихся с прослоями кремнистых сланцев и сургучных яшм, видимой мощностью около 650 *м*. Выше они сменяются граувакками, переслаивающимися с глинистыми сланцами и туфами основного и среднего состава. Среди последних встречаются линзы и пачки известняков с кораллами среднего и верхнего девона. Общая видимая мощность девона в этом районе около 1500 *м*.

На левобережье р. Анадырь в хр. Пекульней, по данным В. И. Шкурского и А. А. Мануйлова, выше ордовикско-силурийских метаморфических сланцев также залегает толща вулканогенно-кремнистых образований, возраст которой условно принят как девонский. Она сложена чередующимися базальтами, их туфами, яшмами и кремнистыми сланцами, среди которых встречаются подчиненные прослои граувакк, алевролитов и известняков, общей мощностью около 1500 *м*.

Восточнее Пенжинско-Анадырской зоны в пределах Ваежского поднятия, а также в бассейнах рек Хатырки и Укэлаят глыбы известняков,

содержащие фауну различных стратиграфических уровней девона, были встречены в горизонтах олистостром и в меланже фронтальных частей надвиговых чешуй. В первом из этих районов, по данным Г. Г. Кайгородцева (1963) и Л. Д. Цветкова, они встречаются среди терригенных песчано-глинистых пород карбона. Во втором — глыбы мраморизованных известняков известны в меланже, подстилающем надвиговые чешуи, сложенные граувакками юрского и раннемелового возраста (Н. А. Богданов, 1970). В других районах Корякского нагорья породы девонского возраста встречены не были.

Следует отметить резкое различие разрезов в пределах жестких массивов и в геосинклинальных трогах. Если в пределах первых в девоне формировались толщи кислых и средних вулканических пород, извержения которых происходили в наземных или мелководных условиях непосредственно после внедрения крупных масс гранитоидов, то во вторых в этот же геологический период формировались вулканогенные толщи спилито-диабазового состава. Эти вулканические породы, как и сургучные яшмы и кремнистые сланцы, представляют собой глубоководные океанические серии. По-видимому, они образовывали подводные горы, на вершинах которых располагались коралловые атоллы, высоко возвышавшиеся над океаническим дном. В целом после накопления спилитов и кремнистых пород в конце девона окраинная часть Тихоокеанского бассейна на северо-западе стала более мелководной и разбилась на ряд отдельных прогибов, в которых в течение каменноугольного периода продолжалось формирование эвгеосинклинальных серий.

Карбон

Породы карбона распространены в пределах складчатых структур обрамления Тихого океана несравненно шире, чем подстилающие их отложения нижнего и среднего палеозоя. Кроме хр. Сихотэ-Алинь и Корякского нагорья, где они встречаются в ядрах ряда антиклинальных структур, образования этого возраста, интенсивно метаморфизованные, вероятно, слагают нижние горизонты эвгеосинклинальных разрезов в пределах островов Хоккайдо и Сахалина, а также Ганальского выступа Камчатки. В сопредельных зонах со структурами Тихоокеанского обрамления отложения каменноугольного возраста входят в состав чехла жестких массивов и значительно уступают в мощности разрезу девона в восточной части Монголо-Охотского пояса.

В пределах Ханкайского массива отложения каменноугольного возраста неизвестны: по-видимому, в этот геологический период его территория представляла собой область устойчивого поднятия и эрозии.

Севернее, на востоке Буреинского массива и в Кур-Урмийском поднятии, отложения карбона представлены как континентальными, так и морскими образованиями. В восточной части Буреинского массива они залегают с размывом на породах девона и представлены кварцевыми порфирами и фельзитами, их туфами, а также лавобрекчиями порфиритов, пелитовыми туффитами и углистыми сланцами. Вкрест простирания структур, по направлению на восток, на Кур-Урмийском поднятии низы разреза карбона сложены алевролитами, среди которых имеются прослои конгломератов, спилитов, диабазов и известняков. Выше они меняются глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями зеленокаменных эффузивов и известняков. По данным В. И. Сухова и В. В. Бобылева, мощность разреза пород каменноугольного возраста в этом районе постепенно возрастает по направлению с северо-запада на юго-восток от 700—750 до 1200 *м*. Восточнее, в районе г. Хабаровска, не происходит существенных фациальных изменений этой толщи, и мощность ее увеличивается до 2300—2500 *м*.

Севернее Буреинского массива и южнее Сибирской платформы, в Удско-Шантарской и Тугурской зонах также известны образования карбона. Здесь, в меридиональном направлении, вдоль края массива, по данным В. И. Сухова и В. В. Бобылева, в основании разреза карбона залегают алевролиты с линзами и прослоями глинистых сланцев, конгломератов, спилитов, диабазовых порфиритов и известняков. На них согласно залегают песчаники, которые постепенно сменяются глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, а затем кремнистыми породами и зеленокаменными эффузивами. Мощность этих образований возрастает от 600 до 1200 *м* по направлению с северо-запада на юго-восток. В целом эти разрезы существенно отличаются от разрезов карбона Монголо-Охотской складчатой области, где одновозрастные толщи представлены мелководными песчано-карбонатными осадками (Нагибина, 1969). На крайнем востоке этой области, в Удско-Шантарской зоне, породы нижнего карбона согласно сменяют кремнисто-вулканогенно-терригенный комплекс девона и представлены в основании тонкозернистыми осадочными породами с линзами основных эффузивов. Постепенно вверх по разрезу они сменяются более грубообломочными образованиями. Породы среднего и верхнего карбона здесь достоверно не установлены, видимо, на это время приходится крупный перерыв в осадконакоплении.

На севере, в пределах Верхоянно-Колымской и Чукотской складчатых систем мезозоид, отложения платформенного типа каменноугольного возраста известны в пределах Омолонского и Чукотского массивов.

На территории Омолонского массива породы карбона с постепенным переходом сменяют образования девонского возраста (Терехов, 1971). В их основании залегают конгломераты и гравелиты, сменяющиеся аркозовыми песчаниками с прослоями известняков и кремнистых сланцев. Вверх по разрезу песчаники перекрываются глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с растительными остатками, содержащими прослои туфов основных эффузивов и песчаников. Мощность всех этих пород колеблется от 1200 до 1700 *м*.

В строении чехла Чукотского массива отложения каменноугольного возраста представлены массивными известняками с многочисленными остатками фауны. Они перекрываются вначале глинистыми сланцами с прослоями известняков, вверх по разрезу сменяющимися аркозовыми и известковыми песчаниками. Возраст всех этих пород датируется как ранний — начало среднего карбона, а их мощность достигает 1000—1200 *м*.

Между этими двумя массивами породы карбона, как и подстилающие их образования девона, представлены отложениями эвгеосинклинального ряда. По данным С. М. Тильмана (1962; Тильман и др., 1969), они обнажаются в пределах Березовской и Анюйской складчатых зон. В отличие от девонского разреза, представленного чередованием лав и туфов кислых и основных эффузивов, кремнистых пород, песчаников и сланцев, толща отложений карбона сложена главным образом осадочными породами. В Березовской зоне среди них преобладают песчаники и алевролиты, которые переслаиваются с пачками известняков и глинистых сланцев. Собранная в них фауна датирует эти породы как ранний карбон, а их мощность достигает 1100 *м*.

В Анюйской складчатой зоне образования каменноугольного возраста представлены карбонатными породами — известняками, а также их глинистыми и песчанистыми разностями, чередующимися с тонкими прослоями глинистых сланцев, суммарной мощностью около 350 *м*.

Таким образом, в областях, сопряженных со структурами обрамления Тихого океана, в карбоне существовали как стабильные массивы, в пределах которых формировались осадочные толщи чехлов, так и

области с седиментацией вулканогенных и осадочных пород геосинклинального ряда, разделявшие эти массивы и имевшие простирания, близкие к широтным, т. е. под острым углом подходившие к окраинным тихоокеанским эвгеосинклинальным трогам.

На юге, в пределах Приморья, отложения каменноугольной системы распространены в ядре Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и восточнее его, вдоль побережья Татарского пролива, в Ольгинском районе. В первом из этих регионов на вулканических образованиях девона отложения карбона залегают согласно. Они представлены в нижней части разреза черными кремнистыми сланцами, переслаивающимися с туфами и лавами диабазовых порфиритов. В виде маломощных прослоев среди них встречаются песчаники и глинистые сланцы. Верхняя половина разреза Главного антиклинория сложена темно-серыми глинистыми сланцами, алевролитами, граувакками и туфогенными песчаниками. Среди них встречаются пачки и прослои кремнистых сланцев, спилиты и диабазовые порфириты и их туфы, а также линзы и глыбы известняков. Мощность этих пород достигает 2000—2500 *м*.

По простиранию на севере, по данным Б. Я. Черныша (1965), в разрезе отложений этого возраста увеличивается количество прослоев кремнистых и окремненных пород, а также спилитов, диабазовых и андезитовых порфиритов и их туфов. Видимая суммарная мощность пород карбона здесь не менее 4000 *м*.

В восточной части Приморья, в Кавалеровском районе, образования каменноугольной системы являются самыми древними членами геологического разреза. Фауна карбона здесь встречается в глыбах известняков, часть из которых представляют собой биогермы. Они обрамляются отложениями верхней перми, и тектоническое положение блоков карбонатных пород остается невыясненным. Возможно, биогермы приурочены к фронтальным частям покровов и представляют собой включения в тектоническом меланже. В тех случаях, когда микрофауна карбона была обнаружена в некарбонатных отложениях (например, в Кавалеровском районе, в бассейне р. Аввакумовки), последние были представлены чередованием красных и черных кремнистых сланцев и яшм, спилитов, граувакк и глинистых сланцев. Мощность этих пород неясна, но, по-видимому, она не менее 1000 *м*.

Таким образом, в пределах Сихотэ-Алиня образования карбона представлены характерным эвгеосинклинальным комплексом, в котором В. П. Мишин (1971) выделяет аспидную и спилито-диабазовую формации, которые обычно формируются в начальный этап развития эвгеосинклинальных трогов.

На севере, в пределах Корякского нагорья, породы каменноугольной системы установлены в ядре Таловско-Майнского антиклинория. От него выходы этих пород прослеживаются в северо-северо-восточном направлении, вплоть до хр. Пекульней, вдоль восточного борта Пенжинского прогиба.

На крыльях Таловско-Майнского антиклинория, в самой южной части этой структуры, по данным И. М. Миговича (1963), Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецова (1966), нижнекаменноугольные отложения с конгломератами в основании залегают на различных породах: метаморфических сланцах нижнего палеозоя, спилитах девона, а также габброидах и гипербазитах Калисимиткинского массива. Судя по карте, которую приводят в своей работе Л. Г. Пономарева и Н. Л. Добрецов, и по описаниям И. М. Миговича, эти конгломераты, возможно, представляют собой меланж, тогда как встречающиеся в верхней части этой толщи «конгломерато-брекчии» — олистостромы. Расположенные стратиграфически между ними отложения представлены чередующимися между собой граувакками, глинистыми и кремнистыми сланцами и алевролитами.

На юго-востоке рассматриваемого района, в Понтонейских горах, этот разрез фациально несколько изменяется. Здесь граувакки переслаиваются с прослоями кремнистых сланцев, яшм и алевролитов. Среди них встречаются также пачки покровов и туфов кварцевых порфиров и андезитовых порфиритов. Все эти образования на основании многочисленных сборов фауны датируются ранним карбоном. Максимальная их мощность около 2000—2200 *м*.

На севере, по простиранию Таловско-Майнского антиклинория, породы нижнего карбона известны в пределах горы Отрожной, на правобережье р. Анадырь. Здесь, по данным В. А. Захарова и А. А. Александрова, они согласно залегают на спилитах девона и представлены чередованием гравелитов, граувакк, алевролитов и глинистых сланцев. Среди них изредка встречаются линзы известняков. Мощность карбона в районе горы Отрожной примерно 700 *м*.

Восточнее этих районов, в среднем течении р. Ваеги, в ядре Ваежского антиклинория породы карбона распространены наиболее широко. Здесь единственное место в Корякском нагорье, где был установлен полный разрез отложений этого возраста без следов перерывов и несогласий внутри него. В основании этой толщи, по данным Л. Д. Цветкова, залегают чередующиеся между собой граувакки, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, среди которых встречаются одиночные горизонты песчанистых известняков, гравелитов, а также редкие покровы базальтов и андезитов. Видимая мощность их около 1000 *м*. Выше они сменяются пачкой, сложенной граувакками, переслаивающимися с кремнистыми сланцами и яшмами, туфами и лавами базальтов и андезитов, мощностью до 750 *м*. Венчают разрез покровы андезитов и базальтов и их туфов, местами превращенные в хлоритовые и эпидотовые сланцы мощностью 500 *м*. Общая мощность карбона в Ваежском антиклинории достигает 2250 *м*.

Кроме этих районов, глыбы известняков с фауной карбона встречаются в меланже на междуречье рек Апука и Хатырка (рис. 4). К образованиям каменноугольной системы относят терригенно-вулканические толщи хр. Золотого и левобережья Анадырского залива, однако наблюдающиеся там метаморфические сланцы, образовавшиеся за счет эффузивов среднего и кислого состава, не содержат фауны и, возможно, являются более древними. Кроме того, породы карбона, вероятно, входят в состав метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки, Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова о. Сахалина и зоны Хидака о. Хоккайдо. Но так как они стратиграфически не расчленены и не отделены от более молодых образований, мы их рассмотрим в специальном разделе этой главы.

Итак, в пределах Сихотэ-Алиня и Корякского нагорья в составе карбона преобладают сланцевые, а также вулканогенные толщи в основном андезито-базальтового ряда. В целом разрезы этих двух удаленных

Рис. 4. Геологический разрез по р. Хатырке (черное — ультрабазиты)

районов сходны между собой и в то же время резко отличаются от одновозрастных отложений более западных районов. Почти повсеместно в геосинклинальных трогах этих регионов породы карбона без резкого углового насогласия сменяются пермскими образованиями.

Пермь

Отложения перми широко распространены в пределах мезозоид северо-восточной Азии. Как в Приморье, так и на Северо-Востоке СССР они входят в состав геосинклинального комплекса. В то же время эти образования с перерывом и конгломератами в основании залегают на более древних породах в восточных частях Буреинского и Ханкайского массивов, а также в Гродековской зоне Южного Приморья. Эвгеосинклинальные комплексы пермского возраста прослеживаются в Сихотэ-Алине и на западе Корякского нагорья. Кроме того, они, несомненно, слагают части разреза группы Хидака в центральном Хоккайдо и метаморфизованных толщ Сахалина и Срединного хребта Камчатки. Таким образом, пермские отложения существенно изменяются по направлению с запада на восток.

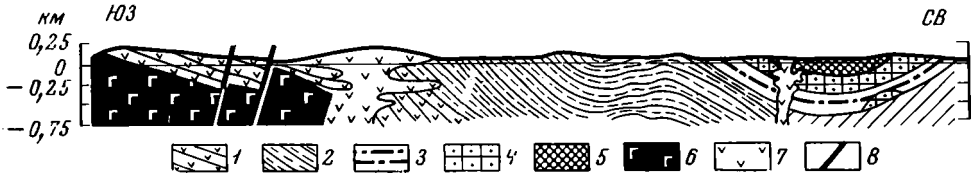


Рис. 5. Геологический разрез Южно-Приморской зоны п-ова Дунай

1 — нижнепермские туфы и туфопесчаники дунайской свиты; *2* — нижнепермские аркозовые песчаники и сланцы абрекской свиты; *3* — нижнетриасовые песчаники и алевролиты; *4* — среднетриасовые аркозовые песчаники; *5* — верхнеюрские песчаники и конгломераты чигановской свиты; *6* — среднепалеозойские габброиды; *7* — позднемеловые порфириты; *8* — разрывы

В юго-западной части северо-восточной Азии, в пределах восточных склонов Ханкайского и Буреинского массивов, породы перми залегают с резким угловым несогласием на породах нижнего палеозоя и докембрия. На Ханкайском массиве основание пермского разреза сложено континентальными отложениями — песчаниками, алевролитами и углисто-глинистыми сланцами с многочисленными отпечатками растений. Мощность нижней перми здесь около 400 *м*. Отложения верхней перми имеют трансгрессивный характер разреза. В хр. Чурки (Силантьев, 1963; Глушков, 1963) в основании этой толщи прослеживаются крупнообломочные конгломераты, которые сменяются вверх по разрезу песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, чередующимися с туфопесчаниками, туфоконгломератами, кварцевыми порфирами, порфиритами и их туфами. Эти образования включают как морскую фауну, так и растительные остатки, а особенности вулканических пород свидетельствуют о том, что извержения происходили частично в наземной обстановке. Мощность верхнепермских пород значительна и колеблется от 2000 до 3400 *м* (рис. 5).

Очень сходная палеотектоническая обстановка в этот геологический период была в пределах Гродековской зоны и Южного Приморья. Здесь, по данным В. К. Елисеевой (1962), в низах разреза отложений пермского возраста прослеживаются порфириты, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, содержащими флору, а затем полностью замещающиеся ими. На западе района в составе нижней перми преобладают песчаники, углистые и глинистые сланцы и конгломераты; на

востоке — лавобрекчии, туфобрекчии и туфоконгломераты, фельзит-порфиры и андезитовые порфириты. Верхнепермские образования на западе, в районе г. Владивостока, сложены тонко переслаивающимися песчаниками и глинистыми сланцами, среди которых имеются линзы и прослои углей и андезитовых порфиритов. Верхи разреза представлены туфами кислого состава, конгломератами и песчаниками. Восточнее все эти отложения фациально замещаются мощной пачкой однообразного переслаивания песчаников, алевролитов, глинистых и углистых сланцев с многочисленными остатками флоры. Мощность перми в этих районах около 1200 *м*. Весь разрез отложений данного возраста на юго-востоке Приморья имеет регрессивный характер, обусловленный замыканием геосинклиналей и началом образования складчатых структур.

Сходный разрез перми прослеживается и северо-восточнее, в восточной части Монголо-Охотского пояса, где в отдельных бассейнах формировались прибрежные и мелководные толщи, трансгрессивно перекрывавшие образования каменноугольного возраста. Во второй половине перми здесь проявилась складчатость, одновременно с которой произошло внедрение гранитоидов.

В отличие от этих районов в пределах Верхояно-Колымской и Чукотско-Анюйской складчатых систем мезозоид в пермский период существовал обширный геосинклинальный бассейн, заполнявшийся терригенными отложениями верхоянского комплекса. На территории Охотского и Омолонского массивов происходило образование чехла, в принципе сходного с чехлом одновозрастных пород Приморья. Так, на юге Охотского массива, по-видимому, несогласно на породах карбона залегают нижнепермские глинистые, углисто- и песчано-глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с прослоями кислых и средних эффузивов. Терригенные отложения содержат обильную флору. Залегающие выше верхнепермские породы представлены как морскими, так и континентальными образованиями — преимущественно песчаниками, гравелитами, конгломератами, глинистыми сланцами и кислыми эффузивами и их туфами. Мощность этих отложений весьма значительна — не менее 2000—3000 *м*.

Северо-восточнее, в пределах Омолонского массива, состав пермских пород несколько изменяется. Здесь в их разрезе преобладают карбонатные породы — известняки, известково-песчанистые и глинистые сланцы, чередующиеся с туффитами и пепловыми туфами основного состава, а также с базальтами. Верхи разреза перми сложены песчано-карбонатными породами (Заводовский, 1961). Мощность пермских отложений в чехле Омолонского массива достигает 1300—1500 *м*.

К северу от Омолонского массива в пределах Чукотско-Анюйской складчатой системы выходы пород перми известны лишь в редких местах. Во многих районах допермские палеозойские образования с угловым несогласием трансгрессивно перекрываются отложениями среднего триаса. Это послужило основанием С. М. Тильману и др. (1969) предположить, что в позднем палеозое Анюйская и Чукотская зоны подвергались складчатости. Однако в южной части Олойского прогиба из-под мезозойских отложений обнажается толща алевролитов, песчаников, пепловых литокластических туфов и туфобрекчий андезитового состава. Выше они сменяются темно-зелеными диабазами и спилитами с подчиненными прослоями кварцевых кератофиров, известняков и туфоконгломератов. Видимая мощность этих образований достигает 1200—1800 *м*. Не исключено, что подобные пермские образования простираются и под спилито-диабазовыми комплексами триаса и юры Южно-Анюйской зоны. В пределах Чукотского полуострова отложения пермского возраста неизвестны. Резко отличаются от описанных выше образований перми одновозрастные эвгеосинклинальные комплексы Сихотэ-Алиня и Корякского нагорья.

В южной части хр. Сихотэ-Алинь согласно на отложениях каменноугольной системы залегают породы вулканогенно-осадочного комплекса перми. Они имеют довольно однообразный состав и сложены чередующимися спилитами, порфиритами и их туфами, туффитами, алевролитами и разноцветными кремнистыми сланцами и яшмами. Мощность этих пород, по данным В. Н. Силантьева (1963), не менее 3000 *м*. Верхнепермские образования в этом же районе сложены однообразной толщей граувакк, алевролитов и глинистых сланцев, среди которых встречаются туфы основного и среднего состава. Мощность верхней перми также примерно 3000 *м*.

По простиранию на север подобный разрез образований пермского возраста выдерживается в пределах всего хр. Сихотэ-Алинь. Возможно, что в этом направлении несколько увеличивается количество прослоев спилитов и диабазовых порфиритов, а также кремнистых сланцев и яшм. Так, последние уже играют заметную роль в строении разреза верхней перми. Повсеместно здесь, как и в более западных районах, на Кур-Урмийском поднятии и в окрестностях г. Хабаровска, не происходит заметного изменения мощности пород перми. Следует отметить, что к выходам пермских пород в Сихотэ-Алине приурочены небольшие тела габброидов и диоритов, ориентированные согласно с основным простиранием структурных элементов. По вещественному составу В. П. Мишиным (1971) среди позднепалеозойских пород Сихотэ-Алиня выделяются три формации — аспидная, спилито-диабазовая и терригенная, последовательно сменяющие друг друга во времени.

В пределах Корякского нагорья эвгеосинклинальные комплексы пермского возраста были установлены А. Ф. Михайловым (1959), И. М. Миговичем (1963), Н. Л. Добрецовым и Л. Г. Пономаревой (1965), Г. Е. Некрасовым (1972) и другими геологами. Они распространены в пределах п-ова Тайгонос и Таловско-Майнского антиклинория по обоим берегам Пенжинской губы. Кроме того, разрозненные выходы отложений перми известны севернее этих районов, в западной части Корякского нагорья, вплоть до долины р. Анадырь.

В южной части этого региона, на п-ове Тайгонос, Г. Е. Некрасовым (1972) с северо-запада на юго-восток устанавливается такая последовательность фациальных изменений в образованиях перми. В северной части полуострова разрез пород этого возраста в основании сложен конгломератами, галька которых представлена андезитами и андезито-базальтами. Выше они сменяются алевролитами, глинистыми сланцами и туфогенными песчаниками, чередующимися с туфами андезитового состава. Венчают комплекс лавы андезитов и андезито-базальтов. В южной части п-ова Тайгонос пермь представлена фациально изменчивой толщей, сложенной андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами и их туфами с прослоями углисто-глинистых сланцев и алевролитов. Вкрест простирания на небольшом расстоянии лавы замещаются и граувакками, туфопесчаниками и туфами того же состава. Мощность пермских пород в этих районах изменяется от 3500 до 4000 *м*.

На восточном побережье Пенжинской губы, в пределах Таловско-Майнского антиклинория, в отличие от более западных районов пермский разрез сложен преимущественно мелководными терригенными отложениями. Породы перми местами несогласно перекрывают нижнекаменноугольные образования и гипербазиты Калисилийкинского массива. Конгломераты основания, залегающие на гипербазитах, содержат гальку, в основном представленную габброидами. Г. М. Власовым в разрезе нижней перми выделяются три пачки: 1) сланцевая, представленная чередованием глинистых сланцев, алевролитов и граувакк; 2) алевролитовая и 3) известковистых граувакк, конгломератов, туфов, известняков и глинистых сланцев. Среди пород позднепермского возраста преобладают темно-серые известняки и туфогенные песчаники с прослоями

ракушняков. Общая мощность перми в Таловско-Майнском антиклинории достигает 1300—1500 *м*.

Севернее, по простиранию Таловско-Майнского антиклинория, фаунистически датированные образования перми не были установлены. Однако в районах горы Отрожной и Пекульнейском хребте распространены кремнисто-вулканогенно-терригенные и карбонатные толщи, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Они содержат окаменелости, главным образом кораллы перми, и залегают выше отложений карбона.

Восточнее, в центральной части Корякского нагорья, породы перми были установлены Л. Д. Цветковым в пределах Ваежского антиклинория. Здесь с постепенным переходом они перекрывают образования карбона и представлены в основании зеленокаменными андезитами, базальтами и их туфами. Выше них залегают туфогенные песчаники и граувакки, переслаивающиеся с известковистыми алевролитами и известняками с обильной фауной верхней перми. Видимая мощность пермских пород в Ваежском антиклинории 500—700 *м*.

На крайнем востоке Корякского нагорья, на междуречье Апуки и Хатырки, изолированные глыбы известняков, местами полностью перекристаллизованных и содержащих фауну нижней и верхней перми, были встречены среди верхнеюрских образований (Гладенков, 1963). Позднее было доказано (Н. А. Богданов, 1970), что подобные глыбы залегают в серпентинитовом меланже фронтальных частей надвигов. Таким образом, предположение И. М. Русакова и А. И. Трухалева (1962) о том, что пермские породы в районе р. Хатырки залегают in situ, было окончательно опровергнуто.

В пределах западных структур, сопредельных с геосинклинальными трогами обрамления Тихого океана, отложения пермского возраста представлены континентальными и мелководными терригенными и вулканогенно-осадочными толщами. Наиболее широко последние распространены в окраинных частях жестких массивов, таких как Ханкайский, Буреинский, Охотский и Омолонский. В восточной части Монголо-Охотского пояса в пермское время был перерыв в осадконакоплении, и отложения этого возраста формировались лишь в отдельных изолированных прогибах. Мощные эвгеосинклинальные пермские комплексы накапливались в Сихотэ-Алинской области и, по-видимому, в Корякском нагорье, где породы данного возраста известны лишь в геоантиклинальных зонах. Пермский период завершился складчатостью и активным проявлением гранитоидного магматизма в Гродековской и Южно-Приморской зонах. В то же время эвгеосинклинальное развитие продолжалось во всех районах, прилегающих к океану. Наиболее глубоководные фации пород перми формировались в пределах островов Хоккайдо и Сахалина, а также на востоке Камчатки, где они интенсивно метаморфизованы и стратиграфически неотделимы от более древних образований.

Нерасчлененные метаморфические образования

Метаморфические образования палеозоя расположены в двух регионах. В первом из них, на юге северо-восточной Азии, они прослеживаются от центральной части о. Хоккайдо, в зоне Хидака, в северном направлении, к Тонино-Анивскому полуострову о. Сахалина и от него вплоть до Восточно-Сахалинских гор. В пределах этого пояса метаморфические образования в целом представлены породами одного типа, и далеко удаленные друг от друга разрезы сходны между собой. Второй выход метаморфических образований расположен в Срединном хребте Камчатки и по степени метаморфизма существенно отличается от пород основания островов Хоккайдо и Сахалина. Поэтому мы рассмотрим

строение метаморфических толщ этих двух регионов отдельно друг от друга.

Метаморфический комплекс на о. Хоккайдо обнажается в осевой части острова и несколько западнее ее, в зоне Камуикотан. Породы комплекса были специально изучены многими японскими геологами (Saito, 1963; Sako a. o., 1961). Общее описание комплекса Камуикотан приводится и в сводных работах, посвященных геологии Японских островов (Геологическое развитие Японских островов, 1968). В советской литературе подробный анализ геологического строения о. Хоккайдо был дан М. С. Марковым и др. (1967). Наиболее интенсивно измененные породы этого региона представлены кордиерит-биотитовыми, биотитовыми и плагиоклазовыми порфиробластовыми гнейсами и мигматитами. Они связаны постепенным переходом с вышележащими граувакками надгруппы Хидака. В зоне Камуикотан преобладают эпидотовые и хлоритовые сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма базальтов и их туфов, которые переслаиваются, а затем вверх по разрезу сменяются черными филлитовыми сланцами. К выходам метаморфических пород приурочены многочисленные тела серпентинитов и серпентинизированных перидотитов, а также дайковые тела габбро, диабазов и диабазовых порфиритов. Сменяющий метаморфические образования вверх по разрезу кремнисто-вулканогенно-граувакковый комплекс надгруппы Хидака представляет собой единую толщу без каких-либо следов перерывов и несогласий. Возраст верхней части этой толщи датируется как юрский, поэтому только самые низы ее, возможно, имеют пермский возраст. Они представлены чередованием тонкообломочных граувакк и алевролитов с прослоями кремнистых сланцев. Мощность нижней, предположительно пермской части надгруппы Хидака составляет около 4000 *м*. Граувакковые пачки сменяются толщей спилито-диабазового состава низов мезозоя.

Образования надгруппы Хидака прослеживаются на север, в пределы Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова южной части Сахалина. Изучением данных районов занималась большая группа геологов, результаты работ которых были частично опубликованы в статьях А. А. Капицы (1961), А. И. Смирнова (1964), Н. А. Богданова (1965), А. Е. Егорова (1969). Нижняя часть разреза метаморфических образований во всех разрезах на острове сходна между собой, но палеонтологически не охарактеризована, поэтому ее возраст остается неустановленным. Верхи разреза содержат фауну перми.

В пределах Сусунайского хребта в основании разреза прослеживается толща различных метаморфических сланцев, среди которых преобладают графит-серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые. Среди них встречаются зеленокаменно-измененные спилиты и диабазы (рис. 6), а также кварциты. Изучение состава сланцев свидетельствует о том, что они образовались в результате метаморфизма тонкообломочных граувакк и кремнисто-глинистых сланцев. Кварциты являются, по-видимому, продуктом метаморфизма яшм и других кремнистых пород. Выше по разрезу этой толщи залегают зеленые сланцы, образовавшиеся по лавам диабазов, спилитов и их туфов. Они переслаиваются с рассланцованными граувакками, яшмами и кремнистыми сланцами (рис. 7). Мощность метаморфической толщи не менее 3000 *м*.

Сходные породы были описаны Ю. М. Ковтуновичем в центральной части Восточно-Сахалинских гор. Здесь низы разреза также слагает толща филлитовых и измененных кремнистых сланцев, среди которых встречаются прослои и пачки зеленых сланцев, образовавшихся в результате метаморфизма туфов основного состава. Выше них залегают зеленокаменные породы — измененные спилиты, диабазы и их туфы, которые переслаиваются с подчиненными по мощности пачками кремнистых пород, железистых кварцитов, филлитов и рассланцованных

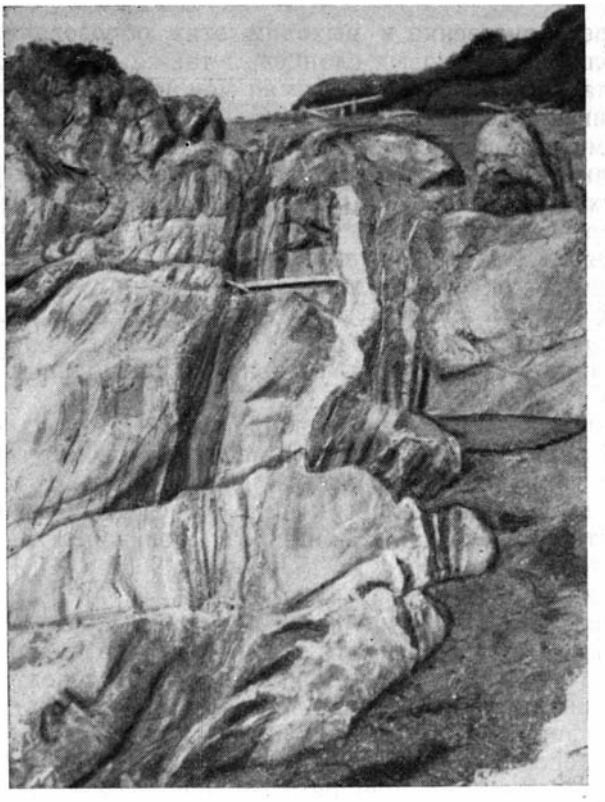


Рис. 6. Чередование мраморов и спилитов в метаморфическом комплексе Сусунайского хребта (о. Сахалин)

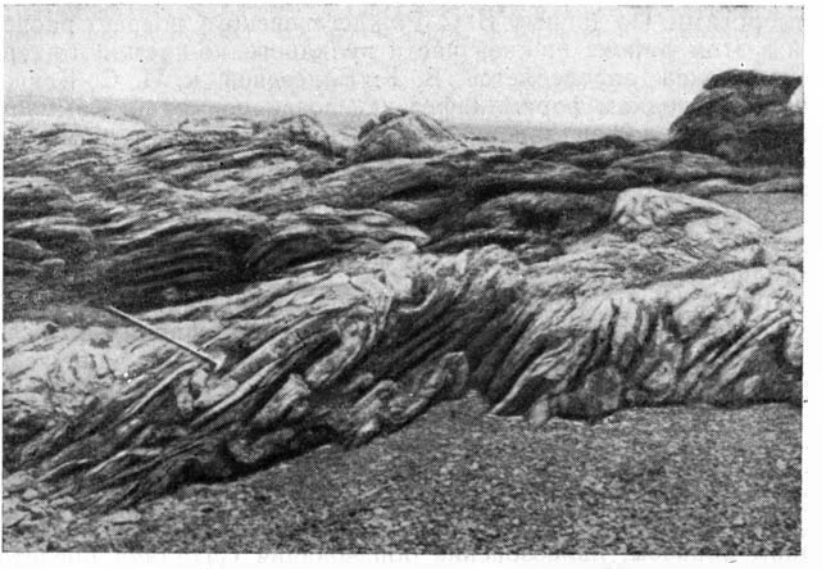


Рис. 7. Мелкие складки в кремнистых сланцах метаморфического комплекса Сусунайского хребта (о. Сахалин)

граувакк. Пространственно к выходам этих образований приурочены тела амфиболитов, тальковых сланцев, а также многочисленные дайкообразные тела серпентинитов. Видимая мощность сланцевой серии Восточно-Сахалинских гор около 2500 *м*.

Возраст метаморфических комплексов Сусунайского хребта и Восточно-Сахалинских гор определяется как ранний и средний палеозой на том основании, что они с постепенным переходом перекрываются породами перми. По нашему мнению, эти породы могут быть по возрасту не древнее каменноугольных, так как литологически они имеют больше сходства со спилито-диабазовой формацией карбона Сихотэ-Алиня, чем с какими-либо другими толщами в сопредельных районах. Правда, и наша датировка возраста нижних метаморфических комплексов Сахалина, без сомнения, условна. Более подробно мы разберем этот вопрос в следующем разделе.

Образования верхов палеозоя в пределах Сахалина были установлены в трех районах — на Тонино-Анивском полуострове, в Восточно-Сахалинских горах и Таулан-Армуданском хребте. В первом из этих районов породы верхнего палеозоя обнажаются вдоль побережья залива Анива у устья р. Островки; они были описаны В. К. Елисеевой, М. И. Сосниной (1964), Н. А. Богдановым (1965) и Ю. Н. Тарасевичем (1970). Породы представлены мелко- и среднезернистыми граувакками, переслаивающимися с подчиненными прослоями кремнистых сланцев и сургучных яшм, а также с известняками, эффузивами основного состава и их туфами. Прослои вулканических пород часто чередуются с яшмами и кремнистыми сланцами. По составу они представлены спилитами, диабазовыми порфиритами и кератофирами. В. К. Елисеевой в известняках были обнаружены фораминиферы, датирующие возраст этих пород как позднепермский. Видимая мощность верхнепалеозойских отложений не менее 1000 *м*. Следует отметить, что они связаны постепенными переходами с литологически сходными с ними породами, возраст которых определяется как мезозойский (допозднемеловой).

Севернее, в Таулан-Армуданском хребте, породы верхнего палеозоя описаны В. А. Шустовым (1961), В. С. Рождественским (1970) и другими геологами. По данным В. С. Рождественского, возраст распространенной в этом районе нижней части вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса определяется В. К. Елисеевой и И. С. Брюном по отдельным находкам фораминифер как позднепермский. Комплекс преимущественно сложен хорошо слоистыми сургучными яшмами, переслаивающимися с темно-серыми и серыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. В южной части хребта вместе со сланцами встречаются прослои спилитов, диабазов, базальтовых порфиритов и их туфов, а также туфограувакк и мелкозернистых граувакк. Видимая мощность толщи свыше 1000 *м*.

Восточнее, в западной части Восточно-Сахалинских гор, разрез пермских отложений, по данным Ю. М. Ковтуновича, фациально несколько изменяется. Здесь в его составе преобладают граувакки, чаще всего мелкозернистые, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Среди них в виде подчиненных прослоев встречаются красные яшмы, спилиты, диабазы, порфириты и их туфы, а также крупные линзы известняков. Мощность верхнепалеозойских пород в этом районе 1200—1300 *м*. Вверх по разрезу данные отложения согласно сменяются граувакками, сланцами, яшмами и основными эффузивами мезозоя (включая нижнемеловые).

Таким образом, палеозойские образования Сахалина представляют собой нижнюю часть единого комплекса глубоководных осадков, формирование которого закончилось в середине раннего мела. В его составе преобладают граувакки и глинистые сланцы (часто со следами турбидитных течений), которые переслаиваются с яшмами и эффузивами основного состава — спилитами и диабазами. Так как к этому комплек-

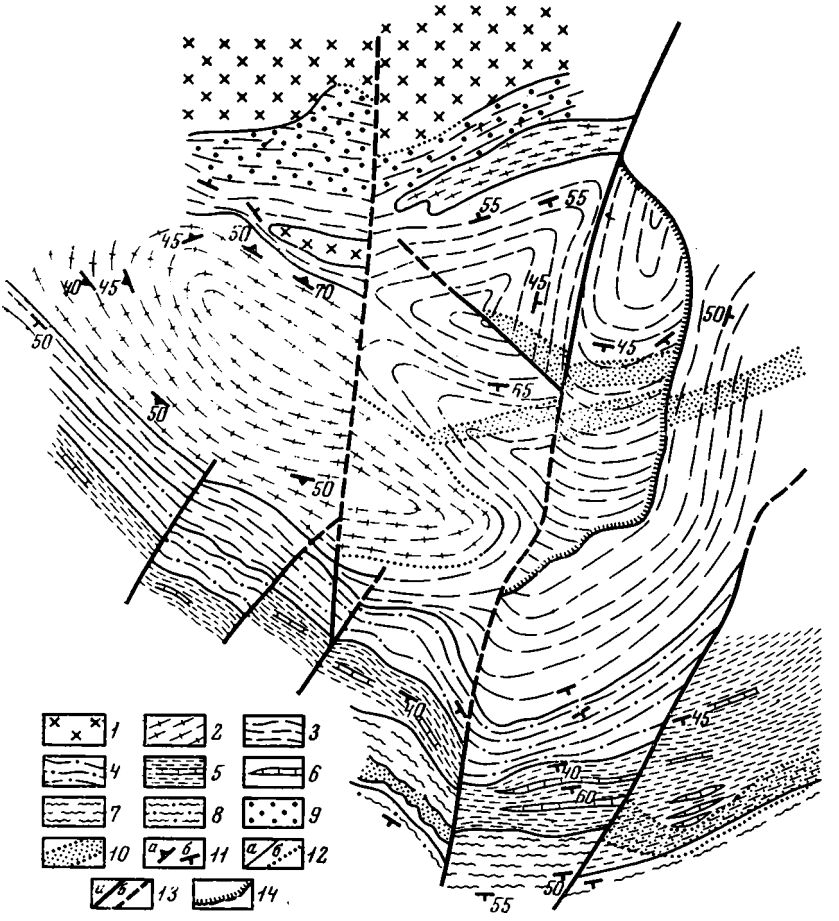


Рис. 8. Схематическая геологическая карта верховьев р. Правой Перевозной (Ганальский хребет, п-ов Камчатка). Составлена М. С. Марковым с использованием материалов Л. Л. Германа

1 — допалеогеновые габброиды Юрчикского массива; *2* — гранито-гнейсы; *3—8* — допозднемеловые метаморфические образования: *3* — амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфибол-пироксеновые гнейсы с отдельными прослоями биотит-плагиоклазовых гнейсов тухманской свиты, *4* — переслаивание биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов (воеводская свита); *5—8* — дьявольская свита; *5*—амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые сланцы с прослоями биотит-плагиоклазовых гнейсов и линзами мраморов нижней части свиты, *6* — линзы мраморов нижней части свиты, прослеженные на местности, *7* — амфиболиты и пироксен-плагиоклазовые сланцы средней части свиты, *8* — переслаивание амфиболитов и биотит-плагиоклазовых гнейсов с отдельными прослоями кварцитов верхней части свиты; *9* — роговики и другие контактово-измененные породы; *10* — зоны рассланцевания, окварцевания и других типов вторичного изменения пород; *11* — простирание и падение: *а* — гнейсовидности, *б* — метаморфической полосчатости; *12* — геологические границы: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *13* — крутые разломы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *14* — надвиги

су пород приурочено большое количество тел ультраосновного ряда и габброидов, то можно предположить, что эти толщи представляют собой серии океанического типа, формировавшиеся непосредственно на породах габбро-амфиболитового слоя океанической коры. В последующие эпохи они подверглись в целом несравненно меньшему метаморфизму, чем наиболее древние образования Срединного массива Камчатки.

Наиболее глубокометаморфизованные образования на Камчатке обнажаются в пределах Ганальского хребта. Данные по геологическому строению домезозойских образований этого региона автору были любезно предоставлены М. С. Марковым. Эти материалы были собраны

им в результате личных наблюдений и знакомства с детальными работами в указанном районе, проведенными И. А. Сидорчуком, Л. Л. Германом, Д. А. Бабушкиным и др. (рис. 8).

Низы разреза Ганальского хребта слагают амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфибол-пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы. В виде отдельных прослоев среди них присутствуют биотит-плагиоклазовые и кварц-биотит-плагиоклазовые сланцы, плагиогнейсы и кварциты. Часто эта часть разреза представлена различными биотитовыми и зеленосланцевыми породами, образовавшимися в результате процессов ретроградного метаморфизма. Мощность амфиболитов и кристаллических сланцев достигает 4500 *м*.

Эти породы постепенно сменяются биотит-плагиоклазовыми гнейсами, местами чередующимися с прослоями амфиболитов, пироксен-плагиоклазовых и амфиболовых сланцев и кварцитов общей мощностью до 500 *м*. Венчают разрез интенсивно метаморфизованные породы Ганальского хребта — амфиболиты и пироксен-плагиоклазовые сланцы, переслаивающиеся с различными по составу биотитовыми и амфиболовыми сланцами и содержащие прослои силикатно-карбонатных пород и кварцитов. Максимальная мощность этих образований около 2500 *м*. Общая же мощность меланократовых пород и амфиболитов в Ганальском хребте Камчатки, по-видимому, не менее 7000 *м*. Они по разрывным нарушениям контактируют с метаморфизованными и неизмененными отложениями мезозойского (юрского — мелового) возраста. По мнению М. С. Маркова, глубоко измененные комплексы Ганальского хребта подверглись перекристаллизации в условиях эклогитовой и гранулитовой фации метаморфизма и позднее были ретроградно изменены в амфиболитовой фации, породы которой и слагают основную часть этого комплекса. Все эти процессы должны были происходить на протяжении значительного периода времени, поэтому возраст амфиболитов и меланократовых гнейсов им определяется как домезозойский.

В заключение описания метаморфических и метаморфизованных домезозойских пород зоны Хоккайдо — Сахалина и Камчатки подчеркнем, что в их составе преобладают либо образования меланократового основания геосинклиналей, либо толщи, сопоставимые с океаническими базальтоидно-радиоляритовыми образованиями. Последние отвечают самым ранним этапам развития эвгеосинклиналей.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В ПАЛЕОЗОЕ СТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

История развития геосинклинальных структур северо-восточной Азии уже неоднократно анализировалась. Прежде всего надо отметить, что наиболее подробно освещался ход тектонического развития отдельных складчатых областей. Так, палеозойский этап развития Приморья рассматривался В. К. Елисеевой, Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовой, а в последние годы И. И. Берсеневым (1969) и С. А. Салуном (1971); Монголо-Охотского пояса — М. С. Нагибиной (1969) и В. Б. Карауловым (1970); Северо-Востока СССР — Ю. М. Пущаровским (1972), Н. А. Богдановым (1963), С. М. Тильманом и др. (1969; Тильман, 1970), Корякского региона — Б. Х. Егиазаровым (1969); Сахалина, Камчатки и Хоккайдо — М. С. Марковым и др. (1967; Марков, Соловьева, 1972), Н. А. Богдановым (1965) и многими другими геологами. Поэтому задача, стоящая перед нами, заметно упрощается тем, что многие детали тектонической истории отдельных регионов уже описаны в перечисленных выше работах. Основное внимание в этом очерке мы уделим анализу времени заложения геосинклинальных трогов и характеру развития эвгеосинклинальных зон.

В эпоху позднего докембрия геосинклинали существовали в областях, с запада примыкающих к рассматриваемым структурным зонам. На юге региона, в пределах Приморья, восточная часть Ханкайского и Буреинского массивов была занята обширным геосинклинальным бассейном, в котором формировались в целом мелководные терригенные и карбонатные, а также туфогенно-кремнистые толщи мощностью более 5000 *м*. Без сомнения, прогибы этого бассейна располагались в области с корой континентального типа, которая образовалась еще в более ранние этапы докембрийской истории. На это указывает выход гранитизированных пород раннего протерозоя, подстилающих рифейские образования. Насколько далеко на восток простирался этот мелководный бассейн, судить трудно, так как породы докембрия неизвестны в пределах современной мезозойской складчатой области Сихотэ-Алиня, за пределами этих массивов. Судя по характеру образований силура в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня, породы докембрия не распространялись далеко на восток, и уже на территории этой структуры существовала океаническая кора с маломощным чехлом осадочных пород.

В рифее глубокий трог с корой океанического или переходного типа протягивался в широтном направлении между Буреинским массивом и Сибирской платформой, на территории Монголо-Охотского пояса. В краевых частях его в Кербинской зоне на юге и Удской на севере накапливались мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи основного состава. Этот трог представлял собой восточное окончание северной ветви Палеотетиса и, возможно, был значительно шире, чем современный пояс.

На севере, в пределах Охотского и Омолонского массивов, в рифее существовали субплатформенные условия седиментации. Формировавшиеся песчано-глинистые осадки и карбонатные биогермы перекрывали биотит-амфиболовые гнейсы архея, которых в этот период геологического развития еще не затронули процессы гранитизации (Гельман, Терехов, 1968). С востока и северо-востока Омолонский массив граничил с океанической областью, а на западе, вероятно, область консолидированной коры продолжалась вплоть до Сибирской платформы. Только на крайнем севере, в западной части Юконского массива и на востоке Чукотского полуострова в рифее накапливались миогеосинклинальные толщи, подвергшиеся складчатости и метаморфизму в позднем рифее.

В кембрии и ордовике палеотектоническая обстановка в северо-восточной Азии, по-видимому, в целом не претерпела существенных изменений. В пределах массивов на юге региона произошло частичное замыкание геосинклинальных прогибов, причем западная их часть поднялась над уровнем моря и служила областью сноса обломочного материала. На коре океанического типа в Удско-Шантарской зоне происходило формирование мощной спилито-диабазовой серии и началось заполнение эвгеосинклинальными комплексами этой части Палеотетиса.

Возможно, в ордовикский период началось накопление океанических глубоководных серий и в окраинных частях океана того времени, в пределах Приморья и Корякского региона. В первом из этих регионов ордовикские образования неизвестны, но к началу карбона на юге его произошли первые внедрения гранитоидов. Это позволяет предположить, что еще в досилурийское время здесь уже накопились отложения значительной мощности.

В Корякском регионе породы ордовика представлены глаукофановыми и другими метаморфическими сланцами, образовавшимися в результате метаморфизма кремнисто-базальтовых образований. Эти толщи пространственно тесно связаны с габброидами и перидотитами и, по-видимому, представляют собой океанические осадки, которые непосредственно налегали на породы третьего слоя океанической коры. Таким образом, в этом регионе в ранние эпохи палеозойского развития,

возможно, существовала океаническая область, в пределах которой эвгеосинклинальные процессы седиментации начались в силурийский период.

В силуре вся северо-восточная Азия, прилегавшая к Тихому океану, характеризовалась более дифференцированными тектоническими движениями, чем в предыдущие эпохи палеозоя. На юге, в пределах Буреинского и Ханкайского массивов, осадконакопления почти не происходило. К северу от Буреинского массива, в Удско-Шантарском троге, продолжались мощные извержения основных эффузивов, прерывавшихся в его осевой части накоплением кремнистых и терригенных толщ. Следует отметить, что амплитуда прогибания и, вероятно, интенсивность вулканической деятельности в силуре в этой зоне далеко не достигала тех размеров, которые были характерны для нее в последующем девонском периоде.

В пределах Сихотэ-Алиня формируются первые известные нам эвгеосинклинальные серии. Мы уже высказывали выше предположение, что в начале палеозоя в этом регионе, вероятно, сформировалось линзовидное тело глубоководных осадков значительной мощности. В силуре данная область — главным образом это касается Южного Приморья,— видимо, была уже отделена от открытого океана дугой подводных вулканических гор, которая располагалась на месте северной части о. Хонсю. Накопление спилито-диабазовых и кремнисто-терригенных серий в Гродековской и Центральной Сихотэ-Алинской зонах происходило на коре переходного типа (а на севере Сихотэ-Алиня, возможно, и океанического) вдоль края континента. В целом, в этот период уже образовались геоантиклинальные и геосинклинальные структуры, причем скорость осадконакопления в их пределах была разной.

На севере территория Омолонского массива в силуре либо представляла собой сушу, либо была областью мелководного моря, маломощные осадки которого были размыты в начале девона. Непосредственно к востоку от нее в пределах океана в это время, видимо, накапливались океанические осадки. Однако уже в этот период на нем возникли вулканические горы (или цепи гор), вершины которых слагали коралловые рифы. Коралловые атоллы образовались как в районе современных Понтонейских гор, так и к востоку от них, в районе Ваежского поднятия. Нам кажется маловероятным, что эти коралловые острова уже отделили от океана какую-либо его часть, так как мощность силурийских терригенно-кремнистых осадков к западу от Понтонейских гор была незначительной и сопоставима с мощностью осадков открытого океана.

Крупная структурная перестройка в северо-западной части Тихого океана у берегов Азиатского континента произошла в позднем силуре и начале девонского периода. В эти эпохи происходили внедрения крупных батолитов гранитоидов и связанные с ними процессы гранитизации в пределах всех срединных массивов к западу от структур обрамления северо-западной части Тихого океана. В целом наблюдается определенная последовательность внедрения магматических тел: габбро-диориты, диориты, гранодиориты и крупнозернистые биотитовые граниты. Кроме срединных массивов, процессы гранитизации захватили и часть районов Южного Приморья и Гродековской зоны. Масштабы интрузивной деятельности этого этапа развития в пределах массивов были настолько значительны, что некоторые геологи (Липкин, Липкина, 1971; Берсенев, 1969; Шпетный, 1969) рассматривают эти структуры как ядра каледонской стабилизации. В отличие от этих ученых В. М. Мерзляков, М. И. Терехов и С. М. Тильман (1971) справедливо считают массивы докембрийскими, а внедрение магматических тел в их пределах происходило в связи с тектоническими движениями, вызванными расколами в их фундаменте.

С точки зрения автора, интенсивный гранитный магматизм в пределах массивов, обладавших уже в девоне корой континентального типа, был тесно связан с горизонтальными тектоническими движениями, которые были обусловлены растяжением коры при заложении глубоких трогов и резких дифференцированных движений в пределах сопредельного с ними с востока океанического ложа. Вероятно, Омолонский, Буреинский и Ханкайский массивы окончательно образовались как стабильные структуры только после позднесилурийских или раннедевонских (каледонских) тектонических процессов. После внедрения гранитоидов в пределах массивов происходило накопление морских и континентальных осадков, а также пестроцветных вулканических толщ липаритового, дацитового и реже андезитового состава.

В сопредельных с востока областях с корой океанического типа образовались глубокие троги, выполнявшиеся глубоководными формациями. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность происходила в эти эпохи в широтных зонах растяжения: Удско-Шантарской и Южно-Анюйской, располагавшихся соответственно между Буреинским массивом и Сибирской платформой, а также между Омолонским и Чукотским массивами. Например, в Удско-Шантарской зоне в это время образовалась толща спилитов, диабазов и кремнисто-терригенных пород мощностью до 10 000 *м*; в конце девона вверх по разрезу она сменилась флишоидными сериями. Спилито-диабазовые и кремнистые образования этого возраста характерны и для Южно-Анюйской зоны. Они замещаются в конце девона средними кислыми эффузивами.

В пределах Приморья в девоне образовались также глубокие троги, которые выполнялись кремнисто-терригенной и диабазовой сериями. Возможно, именно в этот период заложились подводные вулканические гряды, разделившие в последующем Сихотэ-Алинский и Ольгинский прогибы. К востоку от этих зон, так же как и от Японской дуги, вероятно, в девоне произошло заложение глубоководного океанического трога Хоккайдо — Сахалина. В начальные стадии своего развития он выполнялся осадками океанического типа — кремнисто-терригенными и сменяющими их спилитами и диабазами небольшой мощности. Возможно, эти образования представляют собой пелагические осадки океана, но судя по наличию пород глаукофановой фации метаморфизма допозднепалеозойского возраста, здесь уже в девоне произошли процессы растяжения и заложения глубоководных трогов.

На севере, в Пенжинско-Анадырской зоне Корякского региона, в девонском периоде образовалась островная дуга, которая с востока отделила от открытого океана Пенжинский прогиб. В пределах дуги в этот период интенсивные воздымания спилито-диабазовых комплексов привели к возникновению серии коралловых островов и атоллов, вершины которых слагались терригенными и карбонатными породами. Вероятно, одновременно с ростом дуги происходили и процессы сжатия, а в связи с ними — и перемещения тектонических покровов по направлению на восток, в сторону океана. Во фронтальных их частях образовывались олистостромы. Таким образом, в конце девона в узкой полосе обрамления северо-западной части Тихого океана началось формирование коры переходного типа, и океаническая стадия развития сменилась эвгеосинклинальной. Наиболее яркое выражение последняя получила в каменноугольное и пермское время.

В каменноугольный период закончилась стабилизация таких структур, как Ханкайский и Буреинский массивы. В их пределах в это геологическое время не происходило накопления осадочных толщ, а обломочный материал, образовавшийся в результате размыва данных структур, поступал в эвгеосинклинальные троги, которые прослеживались к востоку от массивов. Между Сибирской платформой и Буреинским массивом прогибы, которые в девоне интенсивно опускались и заполнялись

вулканогенными и сланцевыми сериями, в начале карбона выполнялись эвгеосинклинальными терригенно-кремнисто-андезитовыми толщами. В последующем, вплоть до конца перми седиментация здесь продолжалась лишь в локальных впадинах, где формировались мелководные и континентальные пачки пород. К концу раннего карбона закончился также эвгеосинклинальный этап развития Удско-Шантарской зоны.

На севере, в пределах Омолонского массива, в каменноугольный период накапливались морские мелководные и континентальные отложения чехла массива, среди которых встречаются отдельные покровы эффузивов внегеосинклинального типа. Период относительного тектонического покоя и поднятий испытывали также территории, расположенные к северу от Омолонского массива,— Анюйская зона и Чукотский массив, где породы этого возраста представлены относительно маломощными осадочными толщами. Вероятно, в карбоне складкообразовательные процессы в геосинклиналях, примыкающих с запада к структурам Тихоокеанского обрамления, не происходили.

В эвгеосинклинальных трогах Сихотэ-Алиня и Корякского региона в каменноугольный период накапливались мощные (до 4000 *м*) вулканические и кремнисто-терригенные толщи. В южных районах, в Приморье, в эту эпоху формировались преимущественно терригенные образования, которые переслаивались с пачками спилитов, диабазов и андезитов, а также с линзами яшм. В пределах отдельных вулканических центров, вероятно, происходило накопление карбонатных пород. Возможно, последние были приурочены к вершинам вулканических гор.

В Корякском регионе вулканогенные формации карбона (андезито-базальтовые) были характерны для прогибов. Такие прогибы (Пенжинский и Ваежский) разделялись узкими геоантиклинальными поднятиями (Таловско-Майнским), в осевой части которых формировались главным образом терригенно-кремнистые толщи. Они перекрывали покровы, образовавшиеся в конце девона, и в ряде мест ложились непосредственно на гипербазиты. Обрушения на склонах поднятия периодически приводили к развитию олистостром среди терригенных комплексов карбона. В пределах Хоккайдо-Сахалинского трога в карбоне накапливались океанические пелагические осадки — пачки глубоководных глин и турбидитов, чередующихся с кремнистыми илами и прослоями спилитов и диабазов. Серии пелагических осадков и спилитов в пределах Камчатки подверглись глубокому метаморфизму и, вероятно, входят в состав толщ меланократовых гнейсов и амфиболитов.

Пермский период тектонического развития северо-восточной Азии характеризуется большим разнообразием условий осадконакопления. На юге региона, в пределах Буреинского и Ханкайского массивов, в перми сохранялись условия устойчивого поднятия, и формирование мелководных морских и континентальных терригенных образований происходило только в их окраинных частях. В этих зонах в наземных и прибрежных условиях одновременно изливались кислые вулканические породы и накапливались их туфы. Очень сходные процессы седиментации в это время были в Гродековской зоне и во всем Южном Приморье, где пермские осадки являются последними в геосинклинальных прогибах, предшествовавших складчатости, которая произошла в конце перми. Она сопровождалась внедрением массивов гранитоидов. Таким образом, в Южном Приморье в конце пермского периода уже закончилось образование коры континентального типа.

Сходные условия развития существовали в это время и в пределах Монголо-Охотского пояса, где также в конце перми происходили складчатые процессы и внедрялись массивы гранитоидов. Здесь также в конце палеозоя закончилось формирование континентальной коры, и область ее распространения уже простиралась от Северо-Китайской платформы до Сибирской.

На Омолонском массиве в это геологическое время существовали тектонические условия, близкие к платформенным. В составе его чехла преобладали карбонатные осадки, среди которых лишь в виде редких прослоев встречаются вулканические породы. К северу от Омолонского массива, в Анюйской и Чукотской зонах, не происходило накопления мощных образований этого возраста. Вполне возможно, что отдельные прогибы существовали, но сейчас отложения перми в них перекрыты более молодыми осадками. Однако несомненно и то, что сразу же в послепермское время на месте Южно-Анюйской зоны в результате процессов растяжения образовались узкие троги с корой океанического типа. Вероятно, они прослеживались далее на восток, в северную часть Корякского региона, параллельно южной границе Чукотского и Юконского массивов.

Интенсивное накопление эвгеосинклинальных комплексов в течение всего пермского периода происходило к востоку от областей с континентальной корой — в Сихотэ-Алине и Корякском регионе, где формирование коры переходного типа не закончилось к концу палеозоя и продолжалось в мезозойскую эру. В пределах Хоккайдо-Сахалинского трога началось образование кремнисто-граувакковой толщи францисканского типа.

В течение перми в пределах осевой части Сихотэ-Алинского хребта происходила седиментация преимущественно терригенных и терригенно-кремнистых толщ, среди которых встречаются отдельные пачки эффузивов среднего и основного состава и их туфов. Вероятно, этот прогиб с востока ограничивала зона подводного геоантиклинального поднятия, располагавшаяся в пределах Ольгинской зоны, где накапливались пачки карбонатных и терригенных пород. К востоку от нее, вплоть до дуги Японских островов существовало окраинное море. В Хоккайдо-Сахалинской зоне в перми начинается накопление мощной толщи граувакк со следами турбидитных течений, чередующихся с подчиненными по мощности прослоями кремнистых пород и эффузивов основного состава. Накопление этой толщи продолжалось вплоть до альбского века раннего мела без каких-либо перерывов. По-видимому, она выполняла прогиб типа талассогеосинклинали, заложившийся во время варисцийской складчатости перед фронтом островной дуги.

На территории Корякского нагорья в течение перми накапливались мощные эвгеосинклинальные толщи в узких прогибах и терригенных образований на геоантиклинальных поднятиях. Примером разрезов прогибов служит комплекс перми, обнажающийся на юге п-ова Тайгонос. В его составе преобладают андезиты, андезито-базальты и их туфы, переслаивающиеся с кремнисто-терригенными пачками, общей мощностью до 4000 *м*. В этот же период в пределах Таловско-Майнского антиклинория шло накопление граувакковых и известняковых отложений, мощность которых не превышала 1500 *м*. Восточнее этого геоантиклинального поднятия в перми, по-видимому, находился еще один прогиб, западный борт которого обнажается в Ваежском антиклинории, где также преобладают андезито-базальты и их туфы. В пределах междуречья Апуки — Хатырки в палеозое, видимо, существовала океаническая кора, и тектонические процессы ее расчленения произошли здесь только в мезозое.

На территории Камчатки в позднем палеозое продолжали существовать океанические условия. Осадки, представленные в основном спилитами, в конце палеозоя и начале мезозоя подверглись интенсивным процессам метаморфизма.

Таким образом, в структурах обрамления Тихого океана в северо-восточной Азии эвгеосинклинальные процессы не закончились в палеозое и продолжались в начале мезозоя без существенных структурных перестроек.

ГЛАВА II

СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В этом разделе мы остановимся на строении палеозойских образований структур Тихоокеанского складчатого обрамления Азии, расположенных за пределами территории Советского Союза. На Азиатском континенте к ним относятся складчатые зоны п-ова Корея, которые прослеживаются к северо-востоку и к востоку от Северо-Китайской платформы, Катазиатская зона, с юго-востока обрамляющая Южно-Китайскую платформу, и Лаосско-Вьетнамская складчатая зона, разделяющая Южно-Китайскую платформу и Индосинийский массив. Здесь же будут рассмотрены палеозойские отложения островов, с востока опоясывающих Азию: Японских, Рюкю, Филиппинских и востока Индонезии.

На востоке и юго-востоке Азии, так же как и в пределах ряда других континентов, в тех районах, где складчатые элементы обрамления Тихого океана сопрягаются со структурными формами, протягивающимися из центральных областей Азиатского континента, подчас трудно провести между ними границу. Строение разреза палеозоя центральноазиатских структур Тетиса и притихоокеанских зон существенно отличается. Однако широкое развитие мезозойских гранитоидов и современного вулканизма в пределах восточной части Тетиса (например, на западе Индонезии) привело ряд исследователей к выводу, что на протяжении всей тектонической истории области испытывали влияние процессов, происходивших в Тихоокеанском регионе.

Следует отметить, что степень изученности образований палеозоя в различных странах Азии резко отличается. Так, в геологической литературе имеется достаточно материала по территории КНДР, ДРВ, а также Японии и Филиппин. Однако за последнее десятилетие почти не было публикаций по геологическому строению юго-восточного Китая и наиболее древним образованиям Индонезийского архипелага. В силу этого степень подробности описания ряда районов и в предлагаемой работе является различной. Для решения проблем геологического строения и развития таких мало изученных регионов сейчас можно только сформулировать ряд вопросов или предложить несколько гипотетических решений.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ

В строении складчатых структур юго-восточной Азии принимают участие породы позднего докембрия и всей палеозойской группы. В то же время на островных дугах Японского архипелага известны достоверно нижне- и среднепалеозойские отложения, а на островах Филиппинского и Индонезийского архипелагов наиболее древние толщи, вероятно, представлены лишь образованиями самых верхов палеозоя.

Верхний докембрий

Геосинклинальные образования позднего докембрия широко распространены на северо-востоке и юге п-ова Корея, в пределах Катазии и на севере п-ова Индокитай. В пределах первого из этих районов большинством исследователей выделяется область позднедокембрийской (байкальской) складчатости, структуры которой обрамляют крайний северо-восточный выступ Северо-Китайской платформы. Это единственный регион в пределах Тихоокеанского складчатого обрамления Азии, где формирование геосинклинальных трогов закончилось в позднем докембрии. Следует, однако, отметить, что многие вопросы датировки возраста геосинклинальных верхнедокембрийских пород остаются еще неясными.

В пределах п-ова Корея П. Н. Кропоткиным и Ро Су Воном (1966) выделяются две складчатые зоны — Маченренская на северо-востоке и Окчхонская на юге, в пределах которых распространены позднедокембрийские геосинклинальные образования. Они обрамляют архейский выступ Нанним Северо-Китайской платформы. В пределах последнего позднедокембрийские и палеозойские отложения выполняют платформенную Пхеннамскую синеклизу.

Маченренская складчатая зона с севера граничит с Суйфун-Гродековской позднепалеозойской складчатой областью, а с юга и с юго-запада разломами отделена от Кимченского выступа фундамента Северо-Китайской платформы. В его пределах широко развиты метаморфические образования, возраст которых А. А. Маракушев и др. (1966) определяют от архея до позднего протерозоя. Породы позднего докембрия, довольно сложно дислоцированные, выполняют узкий грабенообразный Хесан-Ривонский прогиб.

В этой тектонической зоне позднедокембрийские образования представлены толщей осадочных пород, несогласно залегающей на интенсивно метаморфизованных сланцевых комплексах нижнего протерозоя (Геология Кореи, 1964). В основании разрезов позднего докембрия повсеместно прослеживается толща косослоистых песчаников, кварцитов и гравелитов, которые переслаиваются с линзами конгломератов. Мощность этой толщи достигает 750—1000 *м*. Вверх по разрезу песчаники и кварциты сменяются толщей черных и зеленовато-серых глинистых и филлитовых сланцев, среди которых встречаются прослои и пачки пестроцветных мергелей, известняков и доломитов с *Collenia*, а также кварцитов и глауконитовых песчаников. Сланцевая толща достигает по мощности 1500—1800 *м*.

Южнее, в осевой части Хесан-Ривонского прогиба, мощность позднедокембрийских образований возрастает до 2500—3000 *м*. Повсеместно к юго-западу, в направлении платформы, они резко уменьшаются — до 400—500 *м*. В этом же направлении происходит фациальная смена сланцевых толщ мелководными образованиями — косослоистыми песчаниками со следами волновой ряби и трещин усыхания.

К востоку и северо-востоку от Хесан-Ривонского прогиба достоверные породы позднего докембрия не установлены. Однако вполне вероятно, что среди протерозойских метаморфических образований Маченренской складчатой зоны присутствуют и породы позднего докембрия (Пущаровский, 1972). В целом возраст зеленокаменных толщ этой зоны П. Н. Кропоткиным и Ро Су Воном (1966) оценивается в 780—1370 млн. лет — по времени внедрения гранитоидов ривонского комплекса.

В южной части п-ова Корея мощные терригенные образования позднего докембрия установлены только в складчатой зоне Окчхон, которая пересекает полуостров с юго-запада на северо-восток. Ширина зоны в среднем не превышает 40—50 *км*. Изучение геологического строения этого района было проведено японскими геологами, опубликованные

работы которых и в настоящее время являются единственными доступными для нас региональными геологическими исследованиями южной части полуострова. Одним из первых строение зоны Окчхон описал С. Накамура (Nakamura, 1924), а в конце 40-х годов этот район был подробно изучен Т. Кобаяси (Kobayashi, 1952, 1953). По данным этих геологов, здесь в основании разреза позднедокембрийских образований залегают песчаники и кварциты с редкими прослоями филлитовых и серицитовых сланцев. Эти породы на севере и на юге несогласно залегают на гнейсах и гранито-гнейсах раннего докембрия. Выше по разрезу кварциты сменяются серицитовыми и филлитовыми сланцами, среди которых имеются прослои и пачки песчаников и известняков. Все породы смяты в сложные линейные складки северо-восточного простирания. Мощность разреза метаморфизованных образований не менее 5000—6000 *м*.

Остается неясным возраст этих образований. Они несогласно с базальными конгломератами в основании перекрываются породами позднеюрского — раннемелового возраста. По направлению на северо-восток, по простиранию зоны Окчхон, метаморфический комплекс по разломам граничит с неметаморфизованными кембрийскими и ордовикскими песчаниками и известняками плато Кочендо, которые образуют платформенный чехол. Т. Кобаяси (Kobayashi, 1953) высказал предположение о возможной смене по простиранию пород зоны Окчхон платформенным комплексом Кочендо. Однако такой резкий фациальный переход на небольшом расстоянии нам кажется маловероятным, тем более, что, согласно данным, приведенным в работах самого Т. Кобаяси, ось синеклизы, выполненной породами нижнего палеозоя, имеет строго меридиональное простирание и пересекает под острым углом простирание структур метаморфического комплекса. По нашему мнению, правы авторы книги «Геология Кореи» (1964), которые считают возраст пород зоны Окчхон позднедокембрийским.

По направлению на юго-запад структурные элементы зоны Окчхон погружаются под воды Желтого моря, и одновозрастные геосинклинальные образования принимают участие в строении складчатой области Катазии.

В юго-восточном Китае позднедокембрийские образования были установлены лишь на северо-западе Катазии. Здесь они слагают ядро крупного Циулингского антиклинория, прослеживающегося от района г. Шанхая в юго-западном направлении. Породы этого возраста представлены двумя комплексами, разделенными между собой угловым несогласием. Нижний из них — группа Панхси (Huang Chi-ch'ing, 1954) — сложен толщей метаморфических сланцев. Это филлиты, переслаивающиеся с аспидными и кремнистыми сланцами, метаморфизованными песчаниками и зеленокаменно-измененными вулканическими образованиями. Отложения группы Панхси прорваны гранитоидами, в контакте с которыми кристаллические сланцы гранитизированы и превращены в гнейсы.

Возраст образований нижнего комплекса докембрия Катазии определяется Ен Чи-шуном (Jen Chi-shun, 1964) как протерозойский. Он одновременно подчеркивает существенное отличие этих пород от архейских метаморфических толщ фундамента Южно-Китайской платформы. Судя по степени метаморфизма и характеру разреза, возможно, отложения группы Панхси формировались в начале позднего докембрия.

Метаморфические сланцы несогласно перекрыты осадочными отложениями верхней половины позднего докембрия (синия). Толща пород этого возраста заметно меняется по своему составу и по мощности по направлению с северо-запада на юго-восток, т. е. вкрест простирания структур Катазии. По данным Ен Чи-шуна (Jen-Chi-shun, 1960, 1964), на границе с платформой, в бассейне р. Янцзы, в основании разреза залегают конгломераты, которые вначале сменяются филлитами и глини-

стыми сланцами, а затем — окремненными известняками и доломитами. Мощность синийских отложений здесь достигает 1000 *м*. По направлению на юго-восток в разрезе нижней пачки конгломераты сменяются валунными плохо отсортированными разностями, которые Ен Чи-шуном сравниваются с тиллитами или тиллитоподобными конгломератами. Мощность этих грубообломочных пород непостоянна и максимально увеличивается почти до 900 *м*. В этом же направлении известняки и доломиты верхней пачки фациально замещаются песчано-сланцевой толщей, переслаивающейся с прослоями кремнистых пород и туфогенных образований. Максимальной мощности разрез синийских отложений достигает в хр. Бяньсялин, где она превышает 1400 *м*.

На крайнем юго-востоке Катазии, в районах, прилегающих к Южно-Китайскому морю, разрезы эвгеосинклинальных комплексов позднего докембрия не были описаны, хотя, по всей видимости, они слагают нижнюю часть мощной зеленокаменной толщи этого региона.

В южных районах востока Азии, на востоке п-ова Индокитай геосинклинальные образования позднего докембрия были установлены в пределах Лаосско-Вьетнамской складчатой области. Последняя разделяет Южно-Китайскую платформу и Индосинийский массив. По направлению на юг она погружается под воды Южно-Китайского моря, а на севере под острым углом сопрягается с Бирманско-Малайской складчатой областью, входящей в тектонический пояс Палеотетиса.

Докембрийские отложения этого региона впервые подробно были описаны Ж. Фромаже (Fromaget, 1937), а позже закартированы и изучены группой советских и вьетнамских ученых под руководством А. Е. Довжикова (Довжиков и др., 1965). В последние годы общий анализ геологического строения этой территории проведен группой сотрудников «Нилзарубежгеология» (Кудрявцев и др., 1969; Гатинский и др., 1970). Согласно данным этих исследователей, здесь на глубокометаморфизованных образованиях (различных по составу орто- и парагнейсах и кристаллических сланцах) раннего и среднего докембрия несогласно залегает толща метаморфических сланцев, часть которой по возрасту может быть отнесена к позднему докембрию.

В основании сланцевого комплекса залегает толща Намко, сложенная однообразными голубовато-серыми кварцево-слюдистыми сланцами с актинолитом, силлиманитом и сфеном, среди которых присутствуют прослои кварцитов, амфиболитов и мраморов. Эти образования с постепенным переходом сменяются толщей Чиемхоа, представленной чередованием кварцитов, амфиболитов и кварцево-слюдяных (биотитовых и мусковитовых) сланцев с пачками графитовых сланцев. Мощность этого сланцевого комплекса достигает 3000—3500 *м*. Возможно, что возраст их соответствует протерозою или самому началу позднего докембрия.

Залегающая на амфиболитах Чиемхоа толща Наханг, которая образует верхнюю часть разреза докембрия ДРВ и Лаоса, представлена главным образом метаморфическими сланцами. Основную часть толщи слагают кварцево-серицитовые и филлитовые сланцы, которые переслаиваются с полосчатыми мраморизованными известняками и кварцитовидными песчаниками. Породы этой толщи согласно залегают на более древних метаморфических образованиях и с резким угловым несогласием перекрываются фаунистически охарактеризованными песчаниками и сланцами нижнего кембрия. Мощность их более 2500 *м*.

Сланцевые метаморфические толщи прорваны интрузиями гранитоидов, которые не проникают в вышележащие палеозойские отложения. По своему строению этот сланцевый комплекс сходен с метаморфическими породами провинции Юньнань, крайнего юга Южно-Китайской платформы (Лю Хун-юнь, Ша Цинь-юнь, 1966), возраст которых датируется в 800—900 млн. лет. Это позволяет согласиться с предположением Ю. М. Пущаровского (1965), Г. А. Кудрявцева и др. (1969), что

верхняя часть докембрия Лаосско-Вьетнамской складчатой области формировалась в середине позднедокембрийского времени.

При общем анализе строения юго-востока Азии обращает на себя внимание почти полное отсутствие миогеосинклиналей позднего докембрия. Только в пределах п-ова Корея в Хесан-Ривонской зоне, на юге Маченренской и Окчхонской зон, разрез образований позднего докембрия сложен мощными осадочными образованиями. Однако эти зоны только формально можно сопоставить с миогеосинклиналями, так как структурно они представляют собой узкие приразломные прогибы, с обеих сторон от которых расположены консолидированные массивы, сложенные более древними метаморфическими толщами.

Осадочные толщи синийского возраста Катазии также имеют мало сходства с типичными миогеосинклинальными комплексами. По мнению Ен Чи-шуна (Jen Chi-shun, 1964), формационно они скорее могут сравниваться с молассами, которые формировались в эпоху, когда вся область находилась в состоянии параплатформенного тектонического режима. Скорее всего, они отвечают орогенной стадии развития, т. е. периоду, когда происходило замыкание геосинклиналей среднего докембрия. Почти повсеместно в складчатых областях востока и юго-востока Азии между образованиями докембрия и палеозоя имеется резкое угловое несогласие. Оно разделяет кембрий и интенсивно метаморфизованные породы эвгеосинклинального ряда, метаморфизм которых имеет возраст от 750 до 1300 млн. лет, т. е. соответствует первой половине позднего докембрия.

Зеленокаменные толщи этого возраста слагают северо-восточную часть Маченренской складчатой зоны севера п-ова Корея и залегают под синийскими породами Катазии (группа Панхси), а также широко распространены на севере ДРВ и в Лаосе (толща Намко). Формирование складчатых дислокаций в них закончилось приблизительно в одну и ту же геологическую эпоху, и в это же время они были прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов. По-видимому, эти толщи формировались уже на коре сиалического типа, и в эпоху позднего докембрия во всех перечисленных выше районах существовал достаточно мощный метаморфический слой.

Кембрий

Отложения кембрийской системы известны во всех тех же районах, что и образования позднего докембрия. Только в пределах п-ова Корея они представлены платформенными фациями, преимущественно доломитами и известняками, которые слагают нижний этаж платформенного чехла. В Катазии, Лаосе и ДРВ они образуют мощные толщи геосинклинального типа.

В пределах юго-восточного Китая, в Катазиатской складчатой области, отложения кембрия представлены преимущественно терригенными толщами. Геосинклинальные прогибы этой эпохи были отделены от платформенной области узкой цепочкой поднятий Чинг-суи и Танг-цинг (Jen Chi-shun, 1964). В целом кембрийские образования в них сложены мощной (свыше 3000 *м*) толщей слабо метаморфизованных флишеподобных песчано-сланцевых отложений. В низах разреза здесь преобладают черные и известковистые сланцы, переслаивающиеся на юго-востоке области с подушечными лавами основного состава. Породы среднего и верхнего кембрия Катазиатской области представлены темно-серыми и серыми средне- и тонкослоистыми алевролитами и песчаниками, причем вверх по разрезу постепенно увеличивается количество прослоев грубообломочных пород.

На о. Хайнань геосинклинальный комплекс кембрия изучен еще недостаточно. В этом разрезе выделяются две серии: нижняя, сложенная

песчаными и кремнистыми сланцами с прослоями известняков, и верхняя, образованная глинистыми известняками и окремненными фосфоритосодержащими карбонатными сланцами. Все эти образования довольно сложно дислоцированы.

Южнее, в Лаосско-Вьетнамской складчатой области, состав разреза кембрия несколько меняется. Здесь полный разрез кембрия прослеживается только в зоне, пограничной с Южно-Китайской платформой, к востоку от хр. Хонгха (Довжиков и др., 1965; Кудрявцев и др., 1969). В этом разрезе в низах преобладают тонкослоистые фосфоритоносные карбонатные образования, которые с базальными конгломератами в основании залегают на метаморфических сланцах позднего докембрия. Выше они сменяются песчано-сланцевым комплексом, содержащим прослои известняков и доломитов. Мощность этих пород достигает 1800—2000 *м*. В более внутренних частях геосинклинальной области породы кембрия метаморфизованы. Здесь в его разрезе преобладают глинистые сланцы, среди которых встречаются пачки песчаников и кварцитов, известняков, а также туфов основного состава. Мощность их превышает 1000 *м*.

В пределах Индосинийского массива породы кембрия не установлены. К западу от него имеются выходы образований эвгеосинклинального ряда, сходные с нижнепалеозойскими толщами других районов Малайско-Таиландской складчатой зоны.

Таким образом, кембрийские образования к востоку от Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ почти повсеместно представлены миогеосинклинальными песчано-сланцевыми формациями. Возможно, что на крайнем востоке Катазии среди глубокометаморфизованных пород имеются и отложения кембрийского возраста, однако точное стратиграфическое выделение их еще не проведено. Повсеместно миогеосинклинальные образования кембрия связаны с отложениями ордовика постепенными переходами.

Ордовик

Геосинклинальные образования ордовикского возраста известны практически только в тех районах, в которых установлены кембрийские отложения того же генезиса. Они фаунистически датированы лишь в пределах миогеосинклиналей Катазиатской и Лаосско-Вьетнамской складчатых областей. Без сомнения, толщи этого возраста, образованные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, распространены в эвгеосинклинальных зонах этих складчатых областей.

На территории Южно-Китайской и Северо-Китайской платформ, сопредельных со складчатыми областями Азии, в пределах Китая и п-ова Корея, отложения ордовика представлены карбонатными породами, мощность которых закономерно увеличивается в восточном направлении до 400—600 *м*. Как правило, это известняки, содержащие обильные окаменелости. Граница между миогеосинклинальными и платформенными ордовикскими отложениями фиксируется достаточно четко по смене вкрест простирания карбонатных фаций терригенными и флишеподобными и по резкому увеличению мощности одновозрастных горизонтов.

Миогеосинклинали. В пределах Катазиатской и Лаосско-Вьетнамской областей в миогеосинклинальных зонах ордовикские образования представлены однообразными флишеподобными толщами, сложенными чередующимися между собой песчаниками и сланцами. На севере, в пределах Катазии, где ширина миогеосинклинали достигает приблизительно 600—800 *км* (Jen Chi-shun, 1964), нижне-среднеордовикский сланцевый комплекс однообразен по своему составу. Это окремненные аргилиты с граптолитами, ритмично чередующиеся с тонкими прослоями алевролитов и песчаников.

В зонах, сопредельных с платформой, среди сланцев встречаются прослои известняков и конгломератов, содержащих гальку гранито-гнейсов. Последние поступали в миогеосинклиналь, по-видимому, с узкой, пограничной с платформой Южно-Катазиатской геоантиклинальной зоны. Мощность нижнего и среднего ордовика в этой зоне не превышает 600 *м*.

К юго-востоку, в восточном борту миогеосинклинали, в разрезе нижнего ордовика Катазии встречаются прослои и пачки основных эффузивов и их туфов. Общая мощность разреза здесь достигает до 1000 *м*. Вверх по разрезу граптолитовые сланцы сменяются вначале алевролитами, а затем тонко- и среднезернистыми песчаниками. Эта толща также имеет ритмичное чередование пачек пород. Породы верхнего ордовика однообразны в пределах всей миогеосинклинальной зоны, а их мощность достигает 800—1000 *м*. Таким образом, суммарная мощность ордовика в Катазии достигает 1500—2000 *м*.

Ордовикские образования в Лаосско-Вьетнамской зоне согласно, без видимых следов перерывов и несогласий сменяют породы кембрия. Фаунистически ордовик слабо охарактеризован, поэтому в сводных работах по региону отложения этого возраста рассматриваются совместно с кембрийскими и силурийскими (Кудрявцев и др., 1969). На севере области, в пограничных районах с Южно-Китайской платформой (Довжиков и др., 1965), породы ордовика представлены песчано-сланцевыми образованиями, чередующимися с тонкими прослоями известняков, общей мощностью до 1000 *м*. Вкрест простирания зоны этот разрез вначале сменяется толщей плотных песчаников и филлитовых сланцев, содержащих линзы известняков, а затем — кварцитов и зеленых и черных филлитовых сланцев, чередующихся с мергелями и пачками основных эффузивов и их туфов. Мощность данной толщи около 1000 *м*.

На побережье залива Бакбо (Тонкинского) нижнепалеозойские образования представлены слюдистыми песчаниками, филлитами, включающими линзы и прослои черных кремнистых пород и известняков. Эту толщу Е. Патт (Patte, 1927) выделил под названием комплекса «блестящих сланцев». А. Е. Довжиков и др. (1965) условно отнесли ее к верхнему кембрию — ордовику. Видимая мощность метаморфических пород здесь превышает 2000 *м*.

Таким образом, в миогеосинклиналях на востоке и юго-востоке Азии в ордовикский период накапливались глинистые и песчано-глинистые осадки. Условия их формирования были относительно мелководными, и снос материала шел главным образом со стороны платформ и массивов, на которых, как например на Индосинийском, в это время формировались более грубообломочные образования. В пределах эвгеосинклиналей, в более восточных районах, одновозрастные толщи существенно метаморфизованы.

Эвгеосинклинали. Эвгеосинклинальные комплексы метаморфического основания известны не только в пределах крайнего юго-востока Катазии; возможно, они присутствуют на западе и юго-западе Японских островов, входя в состав метаморфических толщ.

На юго-востоке Катазии, на границе между эв- и миогеосинклиналью, по данным Ен Чи-шуна, не прослеживается никаких поднятий. С северо-запада на юго-восток происходит постепенное увеличение мощностей нижнепалеозойских образований. Одновременно они фациально меняются и возрастает степень метаморфизма всего комплекса. Граница мио- и эвгеосинклинали в этом регионе китайскими геологами проводится по появлению раннепалеозойских гранитоидов и зеленосланцевой фации метаморфизма в породах, которые они прорывают.

В провинциях Гуандун и Фуцзянь в основании метаморфического комплекса Ян Кай-тахан залегают биотитовые гнейсы, которые переслаиваются с зеленокаменными породами и амфиболитами, кристалли-

ческими и магнетитовыми сланцами, кварцитами и мраморами. Выше по разрезу они сменяются, а иногда и фациально замещаются по простиранию шиферными и аспидными сланцами, кварцитами и измененными основными эффузивами. В верхах этого комплекса преобладают филлитовые и хлоритовые сланцы и кварцитовидные песчаники. В верхней и средней частях разрезов этой толщи метаморфид Мо Чу-саном были обнаружены остатки фауны нижнего палеозоя. На основании этих данных и результатов геолого-съемочных работ китайские геологи пришли к выводу, что породы подверглись метаморфизму в результате контактового воздействия додевонских гранитоидов и в процессе тектонических деформаций. Среди интрузий палеозойского возраста здесь выделяются слюдисто-плагиоклазовые гранито-гнейсы, тонкозернистые граниты и гранодиориты и роговообманково-слюдяные граниты. В контактах с ними нижнепалеозойские породы подверглись наиболее интенсивному метаморфизму.

Заметно отличаются от эвгеосинклинальных образований Катазии, вероятно, одновозрастные с ними толщи массива Хида, зон Куросэгава и Самбагава, слагающих основание палеозойского разреза Японских островов. Возраст пород этих комплексов остается неясным: они подстилают отложения силура, и некоторые исследователи (Ishioka, Kamei, 1950; Minato, 1950) относят их к докембрию; эта же точка зрения поддерживается и в ряде публикаций по геологии Японии (Геологическое развитие Японских островов, 1968; Minato, 1966). Другие исследователи (Isomi, 1968; Matsumoto a. o., 1968; Н. А. Богданов, 1965; Марков, 1970) считают, что это в основном интенсивно метаморфизованные нижнепалеозойские образования, хотя не исключена возможность, что среди метаморфид имеются и позднедокембрийские толщи.

Согласно исследованиям М. С. Маркова, наиболее древние породы метаморфического комплекса Хида представлены амфиболитами, меланократовыми роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми гнейсами. В окраинных частях одноименного массива выше по разрезу они сменяются преимущественно лейкократовыми породами — биотитовыми, биотит-гранатовыми и плагиоклазовыми гнейсами. Залегающие на гнейсах филлитовые и хлоритовые сланцы японскими геологами относятся к силуру и девону (Геологическое развитие Японских островов, 1968).

Южнее и юго-восточнее плато Хида, в зоне Куросэгава, досилурийские метаморфические образования обнажаются вдоль тектонического покрова. Они образуют линзы и блоки длиной до 80 *км* и представлены гранатовыми амфиболитами, авгит-гранатовыми амфиболитами и кристаллическими сланцами. К востоку подобные образования известны и в зоне Сангун, где их возраст был определен рубидиево-стронциевым методом в 424—406 млн. лет.

Таким образом, в пределах островов Хонсю, Сикоку и Кюсю досилурийские толщи представлены амфиболитами и меланократовыми гнейсами. По своему составу эти образования существенно отличаются от метаморфических пород Катазии. Если в пределах последнего региона уже в течение кембрия и ордовика существовала кора сиалического типа, т. е. процессы образования метаморфического слоя здесь протекали еще в позднем докембрии, то на территории Японских островов эвгеосинклинальные образования низов палеозоя формировались, по-видимому, на симатической коре. Сейчас трудно точно определить, прослеживалась ли Катазиатская эвгеосинклиналь через Корейский пролив между плато Хида и п-овом Корея. Если и прослеживалась, то была очень узкой и соединялась с Гродековской складчатой зоной вдоль западного берега Японского моря. Вероятно, эти связи существовали и в силуре, однако геосинклинальная зона этого времени была несравненно шире.

Силур

Геосинклинальные силурийские образования распространены в тех же регионах, что и геосинклинальные ордовикские толщи. В отличие от последних, они фаунистически датированы как в миогеосинклинальных, так и в эвгеосинклинальных зонах. Наиболее полный разрез силурийских отложений развит в миогеосинклинали Катазии и в эвгеосинклинальных зонах Японии.

Миогеосинклинали. Силурийские миогеосинклинальные толщи прослеживаются вдоль всего юго-восточного края Южно-Китайской платформы вплоть до Лаосско-Вьетнамской складчатой области. Далее на юг они известны в южном обрамлении Индосинийского срединного массива.

В пределах самих Северо-Китайской и Южно-Китайской платформы породы этого возраста распространены значительно меньше, чем ордовикские. На территории п-ова Корея они отсутствуют. В районе г. Шанхая силур представлен мелководными пестроцветными и континентальными фациями, а в верховьях бассейна р. Янцзы — мелководными морскими и грубообломочными отложениями. Только в центральных частях Южно-Китайской платформы в состав платформенного чехла входят мелководные граптолитовые сланцы и песчаники, постепенно сменяющиеся породами девона.

В обширной миогеосинклинальной зоне Катазии, в провинциях Хунань, Гуандун и Гуанси, разрез силурийских образований сложен однообразным осадочным комплексом. Это ритмично чередующиеся граптолитсодержащие аргиллиты и алевролиты. Му Ен-цу (Mu En-tzu, 1962) описывает их как флишоидные и флишеподобные образования. Мощность нижнего силура в этих районах колеблется от 1000 до 2000 *м*, а отложений верхнего отдела достигает 2500 *м*. Повсеместно происходит закономерное увеличение мощностей этих пород к юго-востоку, т. е. по направлению к эвгеосинклинали.

В пределах миогеосинклинали в разрезе силура наблюдается одна особенность — увеличение грубообломочных пород в верхах позднесилурийской толщи. В этой части осадочного флишевого комплекса вместе с граптолитами встречаются брахиоподы и трилобиты. Судя по составу обломков, снос материала происходил с северо-запада, с территории платформы или окраинных поднятий, расположенных в ее пределах. На юге Катазиатской области, на о. Хайнань, породы силура также представлены флишевыми фациями, однако здесь осадочные породы чередуются с прослоями кремней и туфов основного состава.

В складчатых структурах Лаосско-Вьетнамской области породы силура распространены меньше, чем ордовикские и кембрийские. По данным А. Е. Довжикова и др. (1965), они, вероятно, отсутствуют на южной окраине Южно-Китайской платформы, а в северной части миогеосинклинали (в бассейне р. Хонгха) представлены мелководными органогенными известняками и мергелями общей мощностью не более 500 *м*. В центральной части этой складчатой области в пределах Аннамского хребта мощность отложений силура, по данным Ж. Фромаже (Fromaget, 1941, 1952), увеличивается до 2000 *м*. В этом же направлении происходит и фациальное замещение карбонатных пород сланцевыми и песчано-сланцевыми отложениями, среди которых встречаются только отдельные линзы известняков и доломитов. В целом эта толща носит флишоидный характер. На юго-востоке п-ова Индокитай силурийские породы слагают верхи разреза серии Далат (Gubler, 1935), обрамляющей на юге Индосинийский массив. Здесь отложения этого возраста представлены кварцитами и окварцованными конгломератами, приблизительная мощность которых достигает 1000 *м*.

Таким образом, в пределах миогеосинклинальных зон юго-восточной Азии силурийские образования представлены песчано-сланцевыми и флишевыми фациями значительной мощности. В этот период в пределах континента произошло заметное сокращение области морской седиментации.

Эвгеосинклинали. В силурийский период процессы образования мощных эвгеосинклинальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ происходили, по-видимому, вдоль всего края Азиатского континента.

В пределах палеозойской эвгеосинклинали Японских островов отчетливо выделяются две зоны, в которых фации силурийских пород заметно отличны. Первая из них расположена ближе к континенту, в окраинных частях массива Хида, и иногда выделяется как краевой структурный пояс Хида (Геологическое развитие Японских островов, 1968). По данным Х. Фуджимото (Fujimoto, 1961) и М. Канума (Kanuma, 1958), на метаморфических образованиях с конгломератами в основании залегают фиолетовые и зеленые филлитовые и хлоритовые сланцы. Часть последних, вероятно, образовалась по туфам основного состава. В сланцевой толще мощностью до 1000 *м* имеются прослои и линзы кремнистых пород и известняков с обильной фауной. Эти отложения контактово метаморфизованы позднепалеозойскими гранитоидами.

К югу и юго-востоку сланцевые толщи силура фациально замещаются более глубоководными отложениями. Вдоль Тихоокеанского побережья Японских островов отложения этого возраста прослеживаются от о. Кюсю (зона Кумагава) через о. Сикоку (зона Куросэгава — Самбагава) до гор Китаками в центральной части о. Хонсю. Наиболее удалены от ложа океана разрезы последнего из этих районов.

Здесь, в центральных частях гор Китаками, породы силура слагают ядро крупного антиклинория. По данным Т. Хамада (Hamada, 1961, 1962), в видимом основании толщи залегают туфы спилитов и кератофиров. Выше они сменяются пелитоморфными и органогенными известняками, среди которых имеются прослои кремнистых и вулканогенных пород, преимущественно туфов, мощностью до 2 *м*. Известняки сменяются сланцевой пачкой, в которой встречаются прослои карбонатных образований и кремнистых сланцев. Венчают разрез верхнесилурийские радиоляриты Таканнари. Суммарная видимая мощность силура гор Китаками не более 300 *м*.

Южнее, в пределах зон Куросэгава и Кумагава, разрез эвгеосинклинальных образований силура несколько меняется. В западной части о. Сикоку нижняя часть разреза сложена мусковит-биотитовыми сланцами, чередующимися с кремнистыми образованиями и амфиболитами — продуктами метаморфизма основных эффузивов. Вместе с амфиболитами встречаются линзы известняков. Выше эти породы сменяются аргиллитами, песчаниками и вулканогенными породами группы Окарано. Основным обломочным материалом для формирования пород этой группы послужили туфы кератофиров и диабазов и в меньшей степени риолитов. В известняках содержатся обломки кораллов, переотложенных подводными течениями. Подобный разрез силура прослеживается и в пределах зоны Кумагава на о. Кюсю (Hamada, 1962).

На континенте образования этого типа известны лишь на крайнем юго-востоке Катазии. По данным китайских геологов (Jen Chi-shun, 1964), здесь породы силура представлены фиолетовыми и зелеными филлитовыми и хлоритовыми сланцами, мощность которых иногда увеличивается до 2500 *м*. В контактах со среднепалеозойскими гранитоидами эти породы изменены до кристаллических сланцев. В верхах силурийской толщи встречаются существенно метаморфизованные туфы риолитов и дацитов. К сожалению, в нашем распоряжении нет материала, который позволял бы судить о характере изменения фаций этих пород вкрест простирания структур.

Итак, во всей юго-восточной Азии разрезы бедны вулканогенными породами, а лавы почти нацело отсутствуют. В пределах Катазии эвгеосинклинальная толща этого возраста накапливалась, скорее всего, в относительно мелководных условиях на коре переходного типа. На Японских островах условия седиментации были более глубокими, а на юге их, возможно,— и батиальными. Вероятно, отложения силура в этом районе явились первым комплексом пород, вслед за которым на океанической коре началось образование островной дуги (Марков, 1970). Как будет показано ниже, последующие этапы палеозойской истории этого региона характеризуются уже интенсивным вулканизмом.

Девон

В девонский период произошла существенная структурная перестройка во всем обширном регионе востока Азии. На рубеже между силуром и девоном, а возможно, и в раннем девоне складчатость завершила геосинклинальный этап развития в пределах Катазии. Таким образом, миогеосинклинальный характер осадконакопления сохранился только на востоке п-ова Индокитай. Одновременно произошло смещение эвгеосинклиналей на восток, в сторону океана, и началось образование вулканических дуг во всей зоне, простирающейся от островов Рюкю до о. Палаван. Стратиграфия миогеосинклинальных комплексов разработана достаточно полно. Во многих же районах с эвгеосинклинальным развитием породы этого возраста интенсивно метаморфизованы, поэтому их стратиграфическое расчленение слабо обосновано. В ряде мест девонские образования выделяются совместно с породами карбона как допермский комплекс.

Миогеосинклинали. Девонские образования распространены только в пределах Лаосско-Вьетнамской миогеосинклинальной зоны. В виде чехла породы этого возраста залегают на востоке Индокитайского срединного массива. К северу от этих районов в Катазии девон представлен орогенными молассовыми формациями. Здесь с резким угловым несогласием как на структурах раннепалеозойской миогеосинклинали, так и на гранитоидах и метаморфических комплексах эвгеосинклинали залегают красноцветные песчаники и конгломераты нижнего девона (Jen Chi-shun, 1964) (рис. 9). Выше они сменяются красноцветными песчанистыми сланцами, формировавшимися в прибрежных и мелководных морских условиях. Местами сланцы фациально замещаются континентальными отложениями. Разрез среднего девона в Катазии повсеместно представлен морскими песчано-глинистыми образованиями, толщи которых формировались в период морской трансгрессии. Верхнедевонские морские песчаники и песчанистые известняки маломощны и согласно перекрываются породами карбона. Общая мощность девонских орогенных формаций Катазии достигает 1200—2000 *м*.

Очень сходный с катазиатским девонский комплекс был описан А. Е. Довжиковым и др. (1965) в южном обрамлении Южно-Китайской платформы. Здесь породы этого возраста с перерывом и резким угловым несогласием залегают на отложениях ордовика. В отличие от Катазии к востоку от р. Хонгха верхние горизонты девона представлены главным образом карбонатными породами, а мощность красноцветных моласс в основании разреза несколько меньше.

В пределах Лаосско-Вьетнамской миогеосинклинальной зоны разрезы девонских отложений более или менее однообразны, но мощности их резко возрастают по направлению к центральным частям прогиба. Так, в северо-восточном борту миогеосинклинали в долине р. Хонгха, по данным А. Е. Довжикова и др. (1965), в нижней части разреза залегает мощная серия черных глинистых и филлитовых сланцев, чередующихся

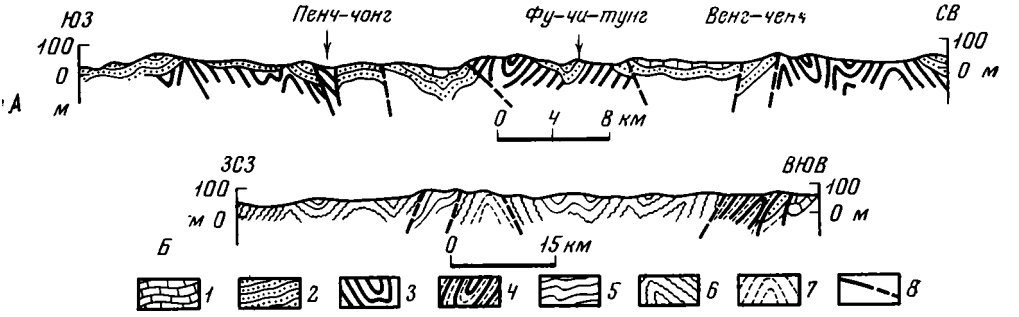


Рис. 9. Геологические разрезы Катазиатской зоны, по Ен Чи-шуну (Jen Chi-shun, 1964)

А — многеосинклиналь; *Б* — эвгеосинклиналь. *1* — карбон; *2* — девон; *3* — нижний палеозой; *4* — кембро-ордовикские неметаморфизованные отложения; *5—6* — кембро-ордовикские метаморфические образования: *5* — биотитовые сланцы и мраморы, *6* — гнейсы; *7* — каледонские авгитовые мигматиты; *8* — разрывы

с прослоями и линзами кварцитов, мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Они трансгрессивно перекрывают породы силура, а местами связаны с последними постепенными переходами. Вверх по разрезу породы нижнего девона согласно сменяются среднедевонскими глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников и известняков. Среди последних присутствуют органогенные и коралловые разности. Отложения верхнего девона на севере миогеосинклинали представлены известково-кремнистыми, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами, переслаивающимися с алевролитами, кварцевыми песчаниками и темными, местами битуминозными известняками. К центральным частям миогеосинклинали терригенные фации замещаются карбонатными, и здесь в разрезе верхнего девона преобладают черные массивные и слюдистые известняки, частично доломитизированные, включающие тонкие прослои фиолетовых известково-глинистых сланцев. В Аннамском хребте известняки переслаиваются с песчаниками (Saurin, 1935).

Выше указывалось, что мощность девона в миогеосинклинальном прогибе непостоянна. На северо-востоке она достигает 1500—2000 *м* и увеличивается до 3000 *м* в пределах Аннамского хребта. Южнее Лаосско-Вьетнамской зоны, в пределах Индосинийского массива разрез девона фациально изменчив. На северной и западной окраинных частях массива преобладают глинистые и песчано-глинистые отложения, смятые в простые коробчатые складки. Среди глинистых сланцев присутствуют фаунистически охарактеризованные прослои известняков и доломитов (Saurin, 1935; Кудрявцев и др., 1969). Общая мощность отложений достигает 800—1000 *м*.

В южной части массива, на территории Камбоджи, в разрезе девона сланцы чередуются с окремненными песчаниками и известняками, которые несогласно, с конгломератами в основании перекрывают породы нижнего палеозоя. Мощность этих пород также около 1000 *м* (Hoffet, 1933, 1935; Gubler, 1935).

Таким образом, в пределах миогеосинклинали востока п-ова Индокитай девонские образования представлены мощной песчано-сланцевой толщей, сменяющей без крупных структурных перестроек и перерывов нижнепалеозойские образования. На юге эта миогеосинклинальная зона, вероятно, под острым углом сопрягалась с Таиландско-Малаккской палеозойской структурной зоной, а на севере она погружается под воды Южно-Китайского моря и непосредственно севернее о. Хайнань выклинивается. Без сомнения, миогеосинклиналь не обрамляла с востока Катазию, так как позднепалеозойские отложения, сформировавшиеся на океанической коре, обнажаются на востоке Тайваньского пролива и на восточном побережье о. Тайвань.

Эвгеосинклинали. Эвгеосинклинальные девонские толщи, охарактеризованные палеонтологически, известны только в пределах Японских островов.

Разрез девонских образований эвгеосинклинальной зоны островов Хонсю, Сикоку и Кюсю заметно изменяется с северо-запада на юго-восток. В работе «Геологическое развитие Японских островов» (1968) М. Минато и другие относили северо-западную Японию, в основном область плато Хида, к устойчивым областям с осадконакоплением карбонатных фаций, а обширный пояс обрамляющих их вулканогенных пород — к вулканической дуге. В силу этого представляется наиболее интересным провести анализ фаций девона вкрест простирания зон, от плато Хида до гор Китаками. На плато Хида породы девона известны по периферии выходов метаморфического комплекса нижнего палеозоя (рис. 10). Здесь они согласно залегают на силурийских образованиях

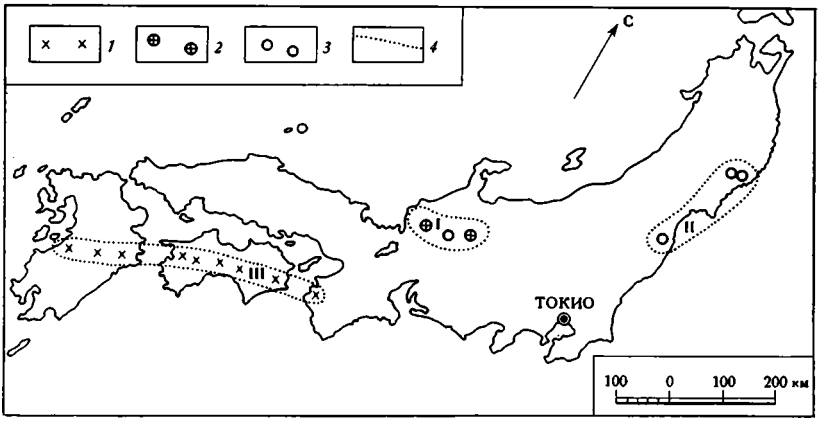


Рис. 10. Схема распространения средне- и верхнепалеозойских пород Японии, по Т. Хамада (Hammada, 1961)

1 — силур; *2* — верхний силур — пермь; *3* — средний девон — пермь; 4 — границы распространения средне-верхнепалеозойских пород
I — плато Хида; II — горы Китаками; III — пояс Куросэгава

и представлены филлитовыми и хлоритовыми сланцами с прослоями известняков (Fujimoto, 1961). К востоку от этого района среди сланцев встречаются пачки мелководных песчаников, мощность которых не превышает первых сотен метров. Вкрест простирания структур по направлению на восток, в южных отрогах гор Хида в разрезе девона уже преобладают известняки, чередующиеся с туфами кислого состава.

В горах Абукума, юго-восточнее района Хида, девонский разрез сложен в основном черными глинистыми сланцами. В виде подчиненных по мощности пачек среди сланцев присутствуют песчаники и туфы базальтового и андезитового состава. Следует отметить, что в песчаниках были обнаружены остатки наземной флоры, переотложенной в мелководных морских условиях (Tachibana, 1950).

На юго-востоке Тихоокеанского побережья Японии, в северной части о. Хонсю, девонские образования согласно сменяют породы силура. Они представлены главным образом вулканогенными породами, причем состав последних заметно меняется в южном направлении. В горах Китаками нижнедевонские образования имеют общую мощность около 350 *м*. Это кератофиры, кварцевые кератофиры и их туфы, с которыми ассоциируют подчиненные прослои дацитов и андезитов. Вулканогенные породы чередуются с глинистыми сланцами и редкими пачками известняков. Толща среднего девона в этих разрезах представлена глинисты-

ми сланцами. В нижней части сланцы переслаиваются с базальтами, их туфами и туфобрекчиями; в средней части — с лавами кератофиров и их туфами, а в верхней — с пирокластическими породами основного состава. Мощность толщи среднего девона около 750 *м*. Верхнедевонский комплекс в горах Китаками образован преимущественно темными глинистыми сланцами. Среди последних встречаются редкие пачки туфов основного состава и линзы известняков и граувакк. Мощность верхнего девона около 1750 *м*, а общая суммарная мощность девона гор Китаками 2850—3000 *м*. Южнее, на островах Сикоку и Кюсю, девонские отложения регионально метаморфизованы.

В северной части о. Сикоку и на юге о. Хонсю девонские образования входят в метаморфический комплекс Рекэ. К ним, вероятно, относятся породы биотитовой субфации метаморфизма, которые сменяют крупнокристаллические гнейсы. Первичными породами комплекса были осадочные глинистые и граувакковые образования, переслаивающиеся с кремнистыми сланцами, известняками и туфами основного состава (Hayama, 1962; Hayama a. o., 1963; Nakayama, 1960).

В пределах пояса Самбагава, в центральной части островов Сикоку и Кюсю, сходный комплекс метаморфизованных девонских образований прослеживается почти в широтном направлении на 1000 *км*. Они представлены интенсивно дислоцированными зеленосланцевыми породами — филлитовыми и кремнистыми сланцами. По мнению М. Минато (Геологическое развитие Японских островов, 1968), нижняя часть сланцевой толщи образовалась за счет метаморфизма соответственно следующих исходных пород: черные филлитовые сланцы — глинистых и алевролитовых отложений, кремнистые — радиоляритов, граувакковых песчаников, а частично за счет туфов кислых эффузивов (в основном кератофиров), зеленые — вулканических и вулканогенных пород основного состава. Среди последних встречаются разности с реликтами спилитовой и брекчиевидной структуры. Вероятнее всего, зеленые сланцы являются самыми древними элементами разреза, следовательно, формирование эвгеосинклинального комплекса девона здесь началось с подводных излияний базальтов. Видимая мощность сланцевых серий Самбагава достигает 1500—2000 *м*.

Сравнивая строение основных разрезов Японских островов, можно заключить, что с запада на восток и юго-восток, т. е. к Тихому океану, возрастает роль вулканических и вулканогенных пород. Одновременно в этом же направлении происходит смена с кислого состава эффузивных толщ на основной. Это особенно отчетливо видно при сравнении двух крайних разрезов плато Хида и пояса Самбагава. В первом вулканиты представлены только кератофирами, а среди осадочных пород преобладают мелководные и даже континентальные отложения. Во втором кератофиры подчинены спилитам, а толщи осадочного генезиса образованы черными глубоководными глинистыми сланцами и радиоляритами. По направлению к океану меняется и характер метаморфизма девонских отложений. Если во внутренних частях островов Хонсю и Сикоку преобладают метаморфические серии, образовавшиеся в условиях низких давлений и высоких температур, то на востоке имел место метаморфизм высоких давлений и малых температур. Эту особенность впервые отметил в своих работах А. Миасиро (Miyashiro, 1961, 1967a, b). По всей видимости, в девонский период в центральной части о. Хонсю уже существовала кора океанического или переходного типа, тогда как на востоке накопление эвгеосинклинальных толщ продолжалось на океанической коре. Вероятно, островная дуга, которая здесь существовала, еще не воздымалась высоко над океаническим ложем, а ее корни не имели достаточной мощности.

Таким образом, в девоне не произошло заметного наращивания юго-востока Азиатского материка за счет океанической коры. Однако актив-

ные эвгеосинклинальные процессы, которые в это время начались в пределах островных дуг от южной части о. Сикоку до Филиппинского архипелага, привели уже к частичному отчленению от ложа океана обширных пространств Японского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского окраинных морей. Эти процессы продолжались в течение каменноугольного периода.

Карбон

В каменноугольный период геосинклинальные процессы в пределах юго-восточной Азии были наиболее характерно выражены на территории островных дуг от Японских островов до о. Сулавеси. Только в Лаосско-Вьетнамской области продолжалось накопление миогеосинклинальных комплексов.

На территории континента, в пределах Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ, в течение всего карбона формировались главным образом континентальные и мелководные толщи песчаников и глинистых известняков, однако не было такого промежутка времени, когда бы морские условия седиментации охватывали всю территорию платформ. Как правило, мелководные морские бассейны карбона на юго-востоке Азии существовали в виде отдельных заливов, разделенных пологими возвышенностями.

На территории Катазии в орогенных впадинах накапливались шельфовые карбонатные толщи, мощность которых редко превышает первые сотни метров. Среди среднекаменноугольных и позднекаменноугольных образований встречаются прослои континентальных и угленосных отложений. Миогеосинклиналь этого геологического времени, вероятно, захватывала более южные и восточные территории и от о. Хайнань прослеживалась вдоль восточного обрамления Индосинийского массива.

Миогеосинклинали. Обширная миогеосинклинальная зона, которая в течение всего раннего и среднего палеозоя прослеживалась вдоль восточного побережья п-ова Индокитай, от Южно-Китайской платформы до шельфа Южно-Китайского моря, где южнее г. Сайгона смыкалась с миогеосинклинальными структурами пояса Тетиса, в каменноугольный период характеризовалась относительно спокойными тектоническими условиями. В это время в ее пределах накапливались менее мощные осадочные толщи, чем в предыдущие периоды.

На востоке ДРВ, к востоку от р. Хонгха, на южной окраине платформы и в западном крыле миогеосинклинальной зоны, по данным А. Е. Довжикова и др. (1965), разрез карбона сложен почти исключительно карбонатными образованиями — известняками, среди которых встречаются органогенные коралловые разности, а также прослои мергелей и доломитов. В этих районах породы визейского яруса, по-видимому, с перерывом, но без углового несогласия залегают на отложениях верхнего девона. Общая суммарная мощность карбона в пограничной зоне между миогеосинклиналью и Южно-Китайской платформой достигает 800 *м*.

К западу от р. Хонгха, по данным Г. А. Кудрявцева и др. (1969), разрез одновозрастных пород несколько меняется. Здесь в составе каменноугольной толщи серых известняков встречаются глинистые и углистые сланцы, песчаники и алевролиты, среди которых в виде отдельных линз присутствуют туфы и лавы основного состава. В этом же направлении возрастает и мощность разреза карбона, достигая 1000—1200 *м*.

Южнее, в пределах Аннамского хребта, на территории Лаоса, структурно в центральной части миогеосинклинали разрез карбона заметно меняется по составу. В этих районах, по данным французских геологов (Colani, 1924; Fromaget, 1931), в основании толщи залегают песчано-

сланцевые образования. Они имеют флишеподобный характер и постепенно фациально замещаются темными, почти черными известняками и известково-глинистыми сланцами. Среди известняков встречаются прослои и линзы глинистых сланцев, ожелезненных песчаников и конгломератов с редкими остатками ископаемой флоры. Кроме терригенных образований, среди известняков каменноугольного возраста имеются пачки туфов основного состава. Эта толща согласно сменяется породами пермского возраста. Мощность карбона в Аннамском хребте составляет около 1500 *м*.

К югу от этих районов, вдоль западного борта миогеосинклинальной зоны, на границе ее с Индосинийским массивом, мощность разреза карбона заметно сокращается. Здесь в нижней части разреза этого возраста преобладают карбонатные отложения, главным образом известняки, которые постепенно сменяются сланцевыми, а затем — песчаниковыми отложениями. Выше залегают конгломераты и гравелиты с прослоями углей и углисто-глинистых сланцев. Общая мощность карбона в этой части миогеосинклинали 500—1000 *м*.

На Индосинийском массиве каменноугольные образования входят в состав чехла. Это мелководные и континентальные отложения, среди которых преобладают грубообломочные песчаники, с редкими прослоями углей и эффузивов кислого состава — липаритов и дацитов. Их суммарная мощность не более 500 *м*.

Таким образом, миогеосинклинальный прогиб, который в течение всей палеозойской эры разделял Южно-Китайскую платформу и Индосинийский массив и огибал последний с востока, в каменноугольный период находился в состоянии относительного тектонического покоя. Только его осевая часть испытывала интенсивное прогибание, и мощность накопившихся здесь осадочных терригенных пород была значительна. Образования окраинных частей миогеосинклинали фациально мало отличались от одновозрастных отложений, входивших в платформенный чехол жестких стабильных структур. Следует отметить, что данная миогеосинклиналь, как и в девоне, была расположена на значительном удалении от эвгеосинклинальной зоны, где в этот период происходили интенсивные тектонические движения.

Эвгеосинклинали. Эвгеосинклинальные образования карбона были установлены в узком поясе большой протяженности — от Японии до о. Тимор. На севере они прослеживаются либо на небольшом удалении от края континентального шельфа внутренних морей, либо на островах, отделенных от материка мелководными бассейнами и проливами и характеризующихся строением коры, близкой к континентальной.

Островные дуги, в пределах которых известны выходы пород каменноугольной системы, имеют разную тектоническую историю. В одних случаях это были участки дуг с корой переходного типа, как, например, в Японии, в других — происходило заложение новых островных дуг на коре симатического типа, и породы этого возраста представлены океаническими осадками, примером чего может служить центральная часть о. Палаван в Филиппинском архипелаге. В силу этого разрезы эвгеосинклинали юго-восточной Азии в каменноугольный период отличаются большим разнообразием и иногда совершенно не сходны между собой. Рассмотрим строение каменноугольных отложений в этой области, как и в предыдущих разделах, анализируя зоны с севера на юг.

В пределах Японских островов эвгеосинклинальные комплексы карбона распространены повсеместно. В западной и северо-западной частях о. Хонсю в средней части разреза карбона прослеживается несогласие, которое разделяет породы нижнего и верхнего отделов. На западе острова эти две части разреза заметно фациально отличаются друг от друга, а на юго-востоке в поясе Куросэгава такого различия между ними не установлено.

В крайних западных районах о. Хонсю, в пределах плато Хида, по данным М. Минато и др. (Геологическое развитие Японских островов, 1968), к нижнему карбону относится верхняя часть метаморфического комплекса краевого структурного пояса Хида. Это филлитовые и хлоритовые сланцы, содержащие линзы карбонатных пород. Скорее всего, хлоритовые сланцы образовались в результате метаморфизма туфов основного состава. На севере массива эти метаморфиты с угловым несогласием перекрываются песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. Среди последних встречаются прослои тонкообломочных туфов и туфогенных глинистых сланцев. Мощность этой части разреза невелика и, по-видимому, не превышает 300 *м*. К востоку от плато Хида количество прослоев вулканических пород в разрезе карбона заметно возрастает. Одновременно резко увеличивается и мощность отложений этого возраста.

В пределах гор Китаками, в северо-восточной части о. Хонсю, отложения карбона залегают на девонских образованиях, образуя толщу значительной мощности. В ее основании залегает горизонт песчаников, переслаивающихся с туфами андезитов. Выше по разрезу песчаники сменяются черными глинистыми сланцами. Сланцы переслаиваются с туфами порфиритов и базальтов, а в средней части разреза — и с андезитами. Изредка среди сланцев встречаются прослои и линзы песчаников, конгломератов и известняков. Вся туфогенно-сланцевая толща фаунистически хорошо охарактеризована и относится М. Минато к нижнему карбону. Общая ее мощность составляет не менее 2400—2500 *м*. На породах нижнего карбона с размывом и несогласием залегают отложения верхнего отдела каменноугольной системы в горах Китаками, резко отличающиеся от нижележащих по фациальному составу. Если в нижней части преобладали туфы и сланцы, то в верхней половине широко развиты карбонатные образования — известняки, известковистые и углистые сланцы с подчиненными прослоями, зеленых и красно-бурых туфов базальтов и диабазов. Редко встречаются горизонты туфов андезитового состава. Мощность верхнего карбона здесь достигает 1000 *м*, а суммарная мощность карбона гор Китаками составляет около 3500 *м*.

На юго-востоке Японии, в центральной части островов Сикоку и Кюсю, образования карбона входят в метаморфический комплекс Самбагава. Стратиграфия этих пород была детально описана в работах М. Минато (Minato, 1952, 1958), Г. Коджима (Kojima, 1958; Kojima a. o., 1956), Т. Хамада (Hamada, 1961) и др. Согласно данным этих исследователей, к карбону относятся три верхних формации комплекса Самбагава (рис. 11). В нижней части разреза здесь преобладают зеленые эпидот-хлоритовые и эпидотовые сланцы, которые образовались в результате метаморфизма базальтов, диабазов и их туфов. Эти образования переслаиваются с прослоями кремнистых и филлитовых сланцев. Мощность основных вулканических пород достигает 2500 *м*. Выше эффузивы сменяются чередованием филлитов, эпидотовых сланцев, кремнистых пород, яшм и туфогенных слюдистых песчаников. Микроскопическое изучение этих пород показало, что прослои лав встречаются редко, а эпидотовые сланцы образовались в основном, по туфам диабазов. Мощность кремнисто-сланцевой толщи около 1200 *м*. Венчают разрез карбонового комплекса Самбагава филлитовые и кварцево-глинистые сланцы, переслаивающиеся с кварцитовидными песчаниками и кварцитами. Мощность верхней невулканической толщи карбона достигает 600—1000 *м*. Суммарная мощность образований каменноугольной системы на островах Сикоку и Кюсю составляет не менее 3500—4000 *м*.

Таким образом, в пределах Японских островов с запада на восток и юго-восток постепенно с увеличением общей мощности разреза заметно возрастает и роль в нем вулканогенных образований. Если в пределах плато Хида среди этих отложений имеются только редкие прослои туфов

андезитового состава, то в горах Китаками туфы андезитового и базальтового составов слагают уже половину мощности всего разреза. Однако в этом районе почти полностью отсутствуют лавы. Последние широко распространены в пределах внешнего пояса Кумасегава. Следовательно, зона интенсивного вулканизма располагалась восточнее и юго-восточнее современных островов. Возможно, она частично перекрыта более молодыми образованиями на крайнем востоке островов Сикоку и Кюсю.

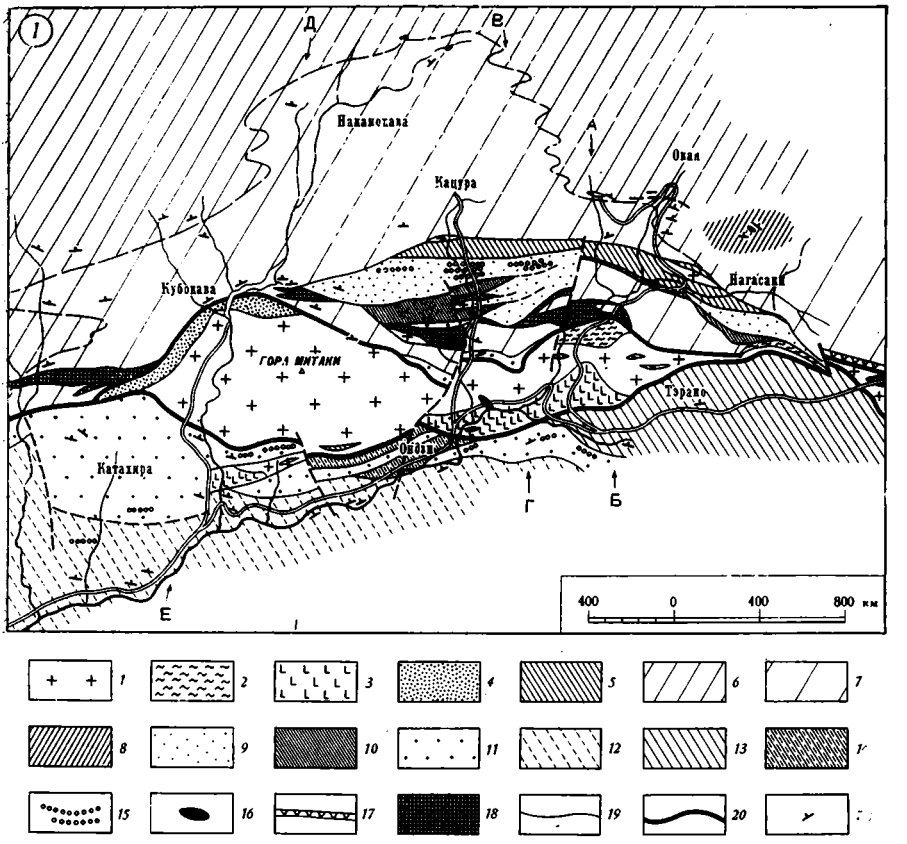
Южнее о. Кюсю интенсивно метаморфизованные породы каменноугольного возраста обнажаются на ряде островов современных островных дуг, опоясывающих юго-восточную часть Евразиатского континента. Ближе всех из них к Японским островам расположена дуга островов Рюкю. В ее пределах палеозойские образования были описаны Д. Флинтом (Flint, 1954), Г. Фостером и др. (Foster a. o., 1960), К. Кониси (Konishi, 1963) и другими в западных частях крупных островов дуги, расположенной ближе к континенту. Это метаморфические толщи, фаунистически не охарактеризованные. Их каменноугольный, а местами, возможно, и девонский возраст устанавливается по стратиграфическому положению в разрезе ниже пород, содержащих фораминиферы пермского возраста. Тектоническое положение метаморфических комплексов также своеобразно. На крупных островах, таких как о. Окинава, они образуют автохтон, перекрытый тектоническими покровами, перемещавшимися на восток, в сторону океана.

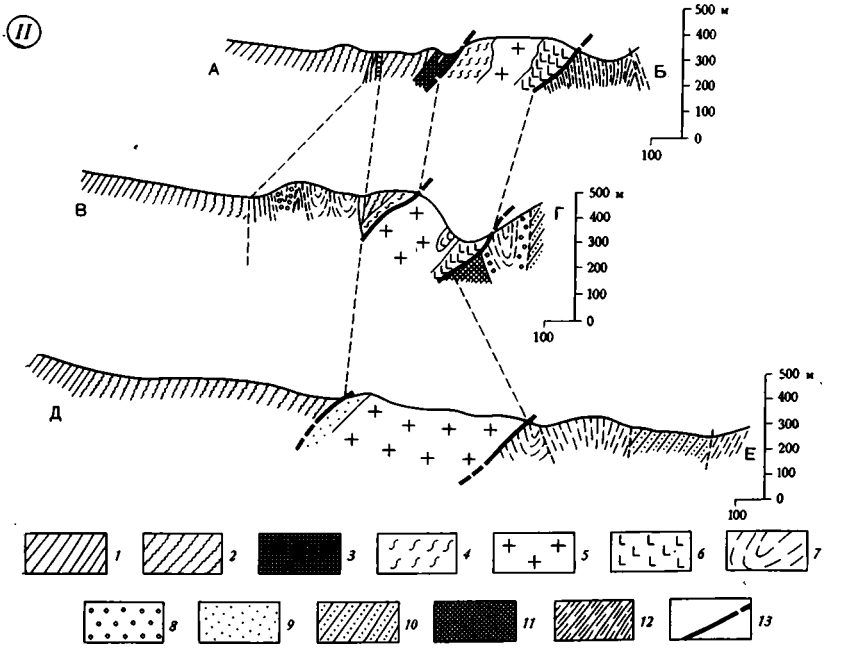
В восточной части о. Окинава отложения допермского возраста были обнаружены на п-ове Мотобу (Mac Nell, 1960). Эти породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев и представлены эпидот-альбит-роговообманковыми, графит-кварцевыми, актинолит-эпидот-кальцитовыми и кварц-полевошпатовыми сланцами. Сланцы, в свою очередь, включают глыбы метасоматических габброидов, прослои диабазов, спилитов, кремнистых сланцев и яшм. В верхней части разреза присутствуют андезиты, андезитовые порфириты и их туфы. Весь метаморфический комплекс прорван жилами и телами серпентинитов. Видимая мощность метаморфических сланцев на о. Окинава превышает 1500 *м*.

Северо-восточнее о. Окинава, на островах группы Амами, образования палеозоя представлены филлитовыми и кремнистыми сланцами, чередующимися с прослоями шаровых лав. Все породы интенсивно метаморфизованы до фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации. Не исключена возможность, что на этой группе островов метаморфический комплекс включает и пермские отложения.

На островах Яэяма, самых южных в пределах островной дуги Рюкю и располагающихся в 250 *км* к востоку от северной оконечности о. Тайвань, палеозойские отложения (по мнению К. Кониши,— самые древние породы основания дуги Рюкю) распространены весьма широко. Здесь в тектонических окнах и покровах, по данным Г. Фостера и др. (Foster a. o., 1960), обнажаются метаморфические сланцы. Среди них выделяются эпидот-глаукофановые, глаукофан-кварцевые, хлорит-эпидотовые, альбит-хлорит-кварцевые и актинолитовые разности. Это единственный район в пределах островной дуги, где установлены глаукофановые сланцы. Метаморфические породы переслаиваются с кремнистыми сланцами и яшмами, прослоями и пачками спилитовых лав с шаровой отдельностью, мраморизованных известняков и массивных граувакк. С выходами пород метаморфического комплекса ассоциируют тела серпентинитов и пироксенитов, габброидов и габбро-диоритов. Общая видимая мощность палеозоя на островах Яэяма достигает 1000—1500 *м*.

Таким образом, в пределах всей островной дуги Рюкю допермские образования представлены в целом сходными кремнисто-сланцевыми толщами и спилитами. То, что их выходы приурочены к обнажениям массивов ультраосновных пород и габброидов, свидетельствует,


I
Д
В
Наканокава
А
Окая
Кацура
Кубокава
Нагасаки
ГОРА МИТАКИ
Тэрано
Катахира
Ондзи
Г
Б
Е
400 0 400 800 км
1 2 3 4 5 6 7
8 9 10 11 12 13
15 16 17 18 19 20


II
А
Б
В
Г
Д
Е
500 м
400
300
200
100
0
100
1 2 3 4 5 6 7
8 9 10 11 12 13

по-видимому, о тесной временной связи данных пород между собой. Следует еще отметить, что К. Кониси (Konishi, 1963) и другие исследователи указывают на глубоководный характер осадков допермских пород дуги Рюкю.

На о. Тайвань, вдоль осевой части Восточных гор, прослеживающихся почти в меридиональном направлении полосы выходов допермских метаморфических образований, по данным Хо, Ли Син-Нана, Мента и др. (Ho, Lee Chin-Nan, 1963; Ho, 1967; Meng, 1971), комплекс основания сложен толщей метаморфических сланцев — глаукофан-кварцевых, альбит-глаукофановых, а также амфибол-хлоритовых и эпидот-актинолитовых. Породы амфиболитовой фации метаморфизма тектонически надвинуты непосредственно на измененные спилиты с шаровой отдельностью и с прослоями яшм и мраморизованных известняков. Они, как правило, прослеживаются в нижних частях надвиговых пластин, и ниже их расположены милонитизированные серпентиниты, пироксениты и дуниты. Иногда выше серпентинитов в глаукофановых сланцах встречаются глыбы измененных габброидов. Метаморфические образования являются самыми древними толщами, известными на о. Тайвань. Они перекрываются фаунистически охарактеризованными породами перми. Их мощность, по-видимому, не превышает 500 *м*.

Южнее о. Тайвань допермские отложения были описаны Ф. Гервазио (Gervasio, 1966a, b, 1971) в пределах западных островов Филиппинского архипелага. Они простираются почти в меридиональном направлении на о. Палаван, несколько западнее осевого поднятия о. Тайвань. Здесь стратиграфически ниже по разрезу отложений перми залегают породы метаморфического основания. Они представлены основными роговообманковыми гнейсами и амфиболитами, сменяющимися кварц-полевошпат-слюдистыми гнейсами и кварц-альбит-слюдисто-роговообманковыми кристаллическими сланцами. Основная масса измененных пород образовалась в результате метаморфизма габброидов и спилитов. Выше кристаллических сланцев залегают измененные в фации зеленых сланцев спилиты и их туфы, граувакки, кремнистые и глинистые сланцы и яшмы, среди которых встречаются прослои мраморов и конгломератов, содержащих гальку ультраосновных и основных пород. Эти образования интенсивно дислоцированы. В мраморах в 1971 г. С. Райсом были обнаружены окаменелости карбона. Видимая мощность метаморфических образований на о. Палаван достигает 600—1000 *м*. На юг от этого острова допермские породы были установлены также в центральной и северной частях островов: Сулавеси, Тимор и Серам — к востоку от тектонического шва, известного в геологической литературе под названием линии Венинга-Мейница, или зоны, разделяющей внутреннюю и внешнюю Зондские островные дуги, по Д. Умбгрове (Umbgrove, 1949).

Рис. 11. Геологическая карта (*I*) и разрезы (*II*) структурного пояса Куросэгава в западной части о. Сикоку (Геологическое развитие Японских островов, 1968)

I. *1—5* — формации структурного пояса Куросэгава: *1* — изверженные породы Митаки, *2* — силурийско-девонские метаморфические породы Тэрано, *3* — верхнесилурийско-девонская группа Оканаро, *4* — пермская (?) формация Кубокава, испытавшая слабый контактовый метаморфизм, *5* — верхнепалеозойские отложения, включенные в изверженные породы Митаки; *6—10* — метаморфические породы северной зоны пояса: *6* — нижнепермская и верхнепермская (?) группа Юсукава, *7* — нижнепермские кристаллические сланцы группы Дитто, *8* — нижнепермская группа Нагасаки, *9* — аналоги верхнеюрской или нижнекаменноугольной группы Кагио, *10* — аналоги нижнепермской группы Номура; *11—18* — метаморфические породы средней зоны пояса: *11* — верхнеюрская (?) группа Кагио, *12* — верхнепермская группа Дои, *13* — нижнепермская группа Номура, *14* — верхняя часть нижнепермской группы Ондзи, *15* — конгломераты, *16* — известняки, *17* — дайки, *18* — ультраосновные породы; *19* — разломы; *20* — надвиг Каманокава; *21* — элементы залегания. Линзовидное тело Митаки, заключенное в разломах надвига, является основной частью пояса Куросэгава.

II. *1* — группа Юсукава; *2* — группа Дитто; *3* — гипербазиты; *4* — группа Тэрано; *5* — группа Митаки; *6* — группа Оканаро; *7—8* — группа Кагио: *7* — песчаники, *8* — конгломераты; *9* — формация Кобакава; *10* — группа Дои; *11* — группа Ондзи; *12* — группа Номура; *13* — разрывы

Граница между внешней и внутренней дугами Зондских островов впервые была установлена на основании изучения аномалий силы тяжести (рис. 12). Для внутренней дуги характерны положительные значения аномалий гравитационного поля, а для внешней — отрицательные. Изучение строения геологических комплексов и современного вулканизма обеих дуг (внешняя дуга — Сулавеси — Тимор — в четвертичный период была вулканически неактивна) позднее привело голландских геологов к выводу, что истории тектонического развития этих дуг резко отличны. Не имеют сходства и их палеозойские образования. В пределах таких крупных островов, как Калимантан, Суматра и Ява, палеозойские комплексы не отличаются существенно от одновозрастных пород Таиландско-Малаккской складчатой области. Верхнепалеозойские образования островов Сулавеси, Серам и Тимор имеют совершенно другой тип геологического разреза палеозоя.

В восточной части о. Сулавеси образования допермского возраста представлены толщей интенсивно метаморфизованных пород. По данным Р. ван Беммелена (wan Bemmelen, 1949), они залегают в основании покрова и непосредственно контактируют с массивом ультраосновных пород. Это — амфиболиты и амфиболовые сланцы, которые постепенно сменяются голубыми глаукофановыми сланцами, переслаивающимися с яшмами и кремнистыми сланцами. Мощность этих пород не установлена.

На о. Серам разрез подобных отложений начинается с габброидов, подвергшихся интенсивному метаморфизму. Выше они сменяются амфиболитами и кремнистыми сланцами, а далее — пироксен-роговообманковыми гнейсами и глаукофановыми сланцами. Среди последних встречаются жилы жадеитов. Допермский возраст пород устанавливается только по аналогии с соседними районами, так как метаморфиды контактируют по разломам с юрскими граувакками.

На самом южном из островов внешней дуги Индонезийского архипелага — о. Тимор — допермские отложения встречаются только в аллохтонном залегании, стратиграфически выше пироксенитов и серпентинитов. По данным У. Ровера (Roever, 1959), в нижней части этого комплекса встречаются раздробленные слоистые (полосчатые) габброиды, амфиболитизированные спилиты с шаровой отдельностью, а выше — глаукофановые и жадеит-глаукофановые сланцы. Часто вся толща пород выделяется как единый офиолитовый комплекс. Мощность его остается также неизмеренной.

Из приведенного выше краткого описания разрезов допермских пород Филиппинской и внешней Индонезийской (или Зондской) островных дуг хорошо видно, что они весьма сходны между собой. Основную роль в их разрезе играют амфиболиты и амфиболовые гнейсы, выше которых залегают спилиты и яшмы. Подобные образования, по мнению многих исследователей (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971), вероятно, представляют собой базальтовый слой океанической коры. Перекрывающие их глинистые сланцы, граувакки и кремнистые сланцы, видимо, являются первыми океаническими осадками в этих регионах. Характерно, что на всех островах, где были установлены амфиболиты допермского возраста, данный комплекс пространственно тесно связан с выходами ультрабазитов.

Итак, из анализа строения эвгеосинклинальных образований каменноугольного и допермского возраста юго-восточной Азии можно сделать несколько замечаний общего характера. При пересечении Японских островов с запада на восток устанавливается увеличение в разрезе вулканогенных образований и резкое возрастание их мощности. Вслед за Т. Матсумото (Matsumoto, 1967) мы полагаем, что в пределах плато Хида в карбоне уже образовалась кора переходного типа. Под вулканической дугой Китаками — Куросэгава к этому периоду геологического

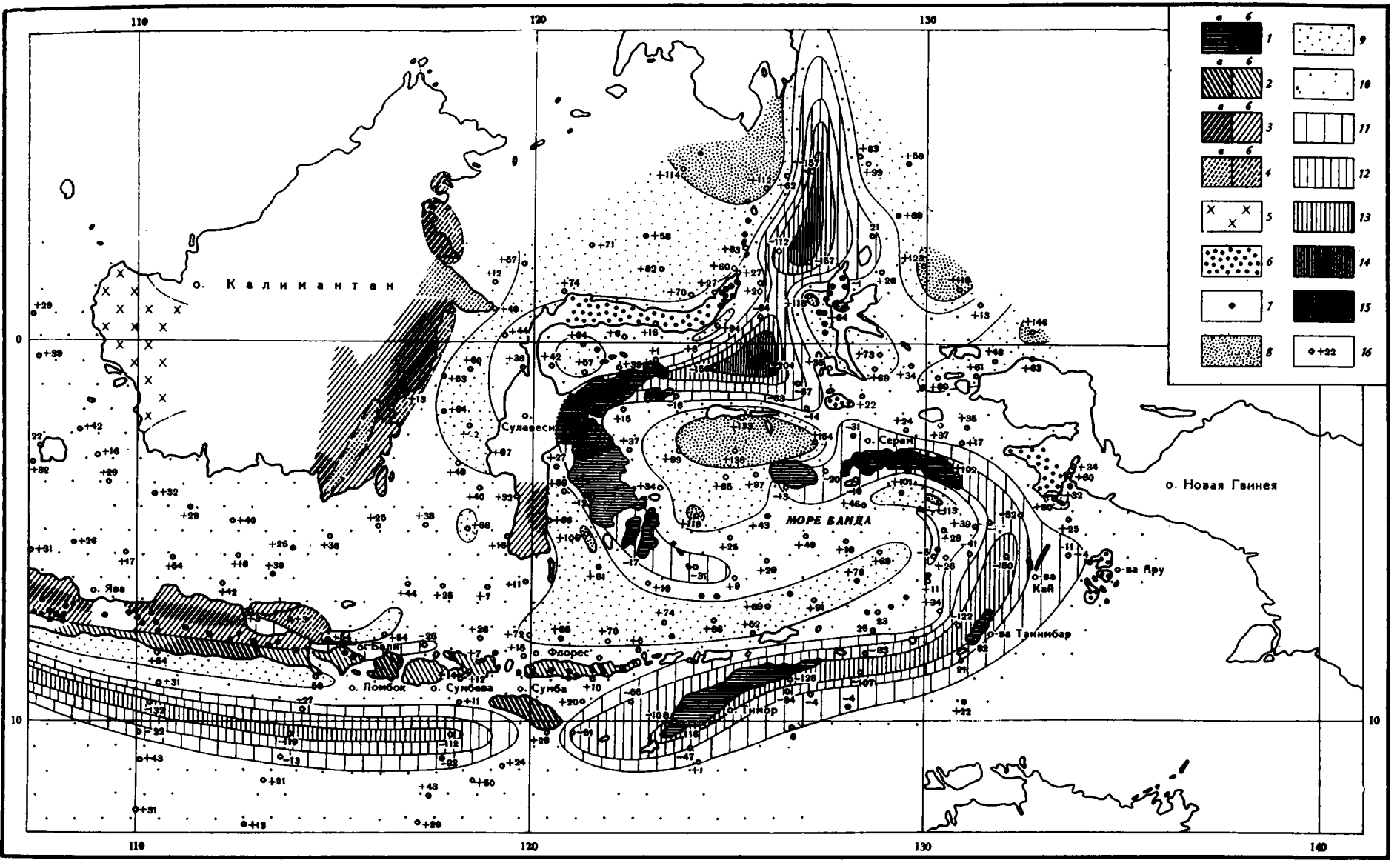


Рис. 12. Тектоническая карта Зондского архипелага с распределением аномалий поля силы тяжести, по Дж. Умбгрове (Umbgrove, 1949)

1 — территории островов, испытавшие интенсивную складчатость к позднему миоцену:
а — установленные,
б — предполагаемые;
2 — регионы, затронутые умеренным складкообразованием к позднему миоцену:
а — установленные,
б — предполагаемые;
3 — палеоген-неогеновые бассейны погружения и осадконакопления (вдногеосинклинали) с умеренным складкообразованием в конце плиоцена:
а — установленные,
б — предполагаемые;
4 — хребты (*а*) и их подводное продолжение (*б*);
5 — области раннекиммерийской складчатости, находившиеся выше уровня моря в течение большей части палеогена — неогена;
6 — области, в которых палеоген-неогеновые слои не испытывали складчатости или едва затронуты ею;
7 — вулканы;
8 — *15* — региональные изостатические аномалии (в *мгл*):
8 — +100÷+150,
9 — +50÷+100,
10 — 0÷+50,
11 — —50÷0,
12 — —50÷—100,
13 — —100÷—150,
14 — —150÷—200,
15 — —200÷—250;
16 — точки изменения силы тяжести и ее значения

времени мощность вулканогенно-осадочной толщи была весьма значительной, и для данного района была характерна кора субокеанического типа. В карбоне произошло заложение на океанической коре дуги Рюкю — Тайвань, а в пределах западных островов Филиппин и на востоке Индонезийского архипелага формировались абиссальные океанические осадки, седиментация которых в конце каменнугольного периода сменилась образованием мощных покровов спилитов. Таким образом, на юге региона произошло заложение новых островных дуг, которые отделили от океана обширные пространства окраинных морей — Сулавеси и Сулу.

Пермь

Отложения пермского возраста были описаны в тех же районах, что и подстилающие их породы карбона. В пределах Китайских платформ и Катазиатской складчатой зоны образования перми представлены мелководными морскими и континентальными отложениями, слагающими нижние горизонты платформенного чехла. Их мощность не превышает первых сотен метров.

В пределах миогеосинклинали п-ова Индокитай породы этого возраста связаны с отложениями карбона постепенным переходом, а в эвгеосинклинальном поясе они согласно перекрывают фаунистически охарактеризованные образования каменноугольной системы и с резким угловым несогласием залегают на более древних глубоко метаморфизованных допермских толщах. Стратиграфически хорошо изученные разрезы геосинклинальных отложений перми установлены в миогеосинклинальном прогибе Лаосско-Вьетнамской области.

Миогеосинклинали. В миогеосинклинальной зоне на востоке п-ова Индокитай на протяжении всего пермского периода происходило накопление мощной толщи преимущественно осадочных пород. Только вдоль р. Красной на границе между миогеосинклиналью и Южно-Китайской платформой в это время происходили излияния вулканических пород, приуроченные к структурному шву, ограничивающему платформу с юга. Повсеместно отложения перми связаны с подстилающими породами карбона постепенным переходом и, в свою очередь, согласно сменяются песчаниками и сланцами нижнего триаса. Во многих районах они выделяются вместе с породами нижнего триаса в единую толщу, стратиграфически выше которой прослеживается перерыв в осадконакоплении и резкое угловое несогласие. Складчатость, которая произошла в конце раннего триаса, Г. А. Кудрявцевым и др. (1969) сопоставляется с герцинской. Гранитные интрузии, прорывающие пермь и нижний триас, перекрываются молассами верхнего триаса. В связи со сходством в литологии и степени дислоцированности верхнепалеозойской — нижнемезозойской толщи трудно провести достоверную границу между пермью и триасом, поэтому в нашем описании мощность перми для многих разрезов определена приблизительно.

На границе с миогеосинклиналью, в пределах южной окраины Южно-Китайской платформы пермские отложения, по данным Шен Цзинь-чжана (1960), представлены мелководными морскими отложениями, главным образом органогенными известняками, среди которых имеются прослои прибрежно-морских угленосных пород, содержащих остатки флоры. Мощность их не превышает первые сотни метров.

В сопредельной с платформой северо-восточной части миогеосинклинали, в бассейне р. Красной, разрез пермских отложений резко фациально меняется. В основании его прослеживается пачка массивных известняков, согласно залегающих на породах верхнего карбона. Выше они сменяются гравелитами, песчаниками и черными глинистыми сланцами. Среди последних вдоль разломов, разделяющих платформы и миогеосинклиналь, встречаются линзы основных эффузивов и кремнистых по-

род. Венчают разрез массивные известняки с линзами вулканических пород. Мощность этих отложений непостоянна и достигает 2000 *м*.

Южнее и юго-западнее от этих районов, в бассейнах рек Ма и Да, по данным А. Е. Довжикова и др. (1965), Ю. Г. Гатинского и др. (1970) и ряда других исследователей, в составе разреза пермских образований преобладают известняки, которые вкрест простирания замещают горизонты глинистых сланцев. Вулканические и грубообломочные породы в этом направлении сменяются туфопесчаниками, туффитами и туфобрекчиями, среди которых встречаются прослои кремнистых сланцев. Венчает разрез флишоидный комплекс, представленный ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и сланцев. Вся толща прорвана массивами гранитов, возраст которых датируется от 252—266 млн. лет (комплекс Диенбиенфу) до 236—249 млн. лет (комплекс Пиабиок). Мощность пермских отложений точно не установлена, но, по-видимому, она изменяется от 3000 до 4000 *м*.

По приближении к Индосинийскому срединному массиву и к востоку от него в пределах Лаоса, в Аннамском хребте карбонатные породы, в свою очередь, фациально замещаются песчаниками и глинистыми сланцами, среди которых встречаются линзы и прослои красноцветных мергелистых сланцев, конгломератов, известняков и реже — диабазовых и кварцевых порфиритов. Мощность перми в этом районе, видимо, не менее 1500 *м*. Подобный разрез выдерживается вдоль всей восточной окраины массива, вплоть до территории Камбоджи. Здесь только по границе со срединным массивом среди пермских пород встречаются пачки кислых эффузивов — липаритов и дацитов. В чехле массива пермь представлена мелководными морскими и прибрежно-морскими угленосными отложениями, общая мощность которых составляет примерно 750 *м*.

Таким образом, в миогеосинклинали Лаосско-Вьетнамской складчатой области формирование толщи осадочных пород происходило в условиях мелководного морского бассейна. Вдоль разломов, ограничивающих жесткие структуры, в этот геологический период происходили вулканические излияния. Наиболее глубокие швы в перми заложились, по-видимому, вдоль южной границы Южно-Китайской платформы. Карбонатные толщи, которые в перми формировались в окраинных частях миогеосинклинали, в осевой зоне последней сменились глинистыми и флишоидными комплексами значительной мощности. Завершение геосинклинального этапа развития этой области произошло в раннем триасе (Гатинский и др., 1970), однако заметного изменения разреза еще не было, что позволяет рассматривать весь пермский комплекс востока п-ова Индокитай как характерный для заключительных этапов развития геосинклинали.

Эвгеосинклинали. В пределах эвгеосинклинали, обрамляющей материк Евразии с юго-востока, в пермский период формировались образования, характерные для среднего и реже начального этапа развития геосинклинали. Пермские отложения были установлены и фаунистически датированы в пределах всего эвгеосинклинального пояса юго-восточной Азии от Японских островов до о. Тимор. Характер разреза этих толщ заметно меняется по простиранию пояса. Следует отметить, что и степень их изученности неодинакова. Если в пределах Японии, а особенно в северной половине о. Хонсю, породы данного возраста изучены весьма детально, то на островах Рюкю, Индонезийском и Филиппинском архипелагах они еще далеко не исследованы, хотя и представляют особый интерес как первые мощные толщи, накопившиеся на океаническом дне. Только на о. Хонсю удается проследить характер фациальных изменений пермских геосинклинальных толщ вкрест простирания эвгеосинклинали.

На северо-востоке о. Хонсю, в пределах плато Хида, пермские отложения обнажаются к югу от одноименной метаморфической зоны, образованной породами силура — карбона. Они слагают запрокинутую к югу

синклиналь. В основании разреза согласно на карбонатных породах позднекаменноугольного возраста залегают известняки нижней перми (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Их трансгрессивно перекрывает толща грубообломочных пород в основании с конгломератами, содержащими гальку гранитов и других изверженных пород, а также песчаников, кремнистых сланцев и известняков из более древних палеозойских отложений. Мощность прослоев конгломератов достигает 200 *м*. На них согласно залегают вулканические образования — андезиты и их туфы, диабазы, а также туфы, туфобрекчии и туфогенные сланцы основного состава, в которых была встречена микрофауна верхов нижней перми. Мощность эффузивных пород непостоянна и изменяется от 500 до 1500 *м*. В верхней части разреза перми района плато Хида на вулканитах залегают черные глинистые сланцы, чередующиеся с тонко- и грубозернистыми песчаниками и прослоями известняков. Сланцы согласно сменяются конгломератами, содержащими гальку различных осадочных пород, а также гранитов, диоритов, кварцевых порфиров, диабазовых порфиритов и андезитов. Цемент содержит зерна кварца и полимиктового материала и местами сильно ожелезнен. Общая мощность отложений верхней перми достигает 1800 *м*. Суммарная мощность пермских пород южной окраины плато Хида изменяется от 3000 до 4000 *м*.

Восточнее этих районов, в пределах гор Китаками, разрез пермских отложений представлен главным образом осадочными толщами. Только среди нижнепермских образований встречаются прослои и пачки туфов среднего и кислого состава, общая мощность которых не превышает 50 *м* (Hamada, 1961). По данным М. Минато (Minato, 1954), породы перми с размывом залегают на известняках карбона. Здесь в основании пермского разреза с угловым несогласием залегают конгломераты, сменяющиеся глинистыми сланцами и песчаниками. В средней части толщи нижнепермского возраста имеются пачки белых известняков мощностью до 600 *м*. Отложения этой части разреза перми литологически имеют много общего с подстилающими образованиями. В низах разреза преобладают песчаники, а в верхах — имеются прослои конгломератов. Верхняя часть пермского комплекса гор Китаками сложена двумя литологическими различными пачками пород. В низах находятся конгломераты, содержащие гальку различных изверженных и метаморфических пород, мощностью до 500—600 *м*, а в верхах — черные глинистые и песчано-глинистые сланцы, сформировавшиеся в условиях мелководного морского бассейна или прибрежной части шельфа. В сланцах наряду с морской фауной были обнаружены обильные растительные остатки. Общая мощность перми в пределах гор Китаками и прилегающих к ним центральных районов о. Хонсю около 4000—4300 *м*.

На восток и юго-восток разрез перми Японских островов вновь претерпевает фациальные изменения. Здесь из его состава исчезают мелководные образования шельфовых фаций и преобладают относительно глубоководные осадки. Подобные разрезы прослеживаются от района гор Канто, на юге о. Хонсю, вдоль всего пояса Куросэгава, где пермские породы залегают выше метаморфических образований комплекса Самбагава. Они связаны с последними постепенными переходами, но менее метаморфизованы и хорошо палеонтологически охарактеризованы.

По данным К. Суяри (Suyri, 1961—1962), на образованиях каменноугольного возраста в районе г. Коти о. Сикоку залегают песчаники и глинистые сланцы, сменяющиеся туфами основных эффузивов. Они переслаиваются с подчиненными прослоями кремнистых сланцев. Выше туфы перекрываются чередующимися между собой песчаниками и туфогенно-глинистыми сланцами, которые, в свою очередь, вновь сменяются туфами базальтов и андезитов. Среди туфогенных пород встречаются линзы известняков и прослои кремнистых образований. Венчается разрез перми массивными черными глинистыми сланцами и зелеными туфогенными

песчаниками, переслаивающимися иногда с конгломератами, мощность которых не превышает 10 *м*. Общая мощность перми на о. Сикоку достигает 4500 *м*.

По простиранию пояса Куросэгава на юго-запад сходный разрез прослеживается и в пределах о. Кюсю, где его подробно изучил К. Канемэра в округе Яцусиро (Kanemara, 1953, 1961). В отличие от о. Сикоку здесь увеличивается в разрезе роль туфов базальтов, которые переслаиваются с кремнистыми и глинистыми сланцами. В верхах разреза встречены прослои конгломератов, содержащие гальку пород ультраосновного ряда, а также спилитов и кремнистых образований. Интересно отметить, что вместе с указанными породами в гальке встречены аплиты, меланократовые граниты и адамелиты. Судя по характеру распределения гальки, снос обломочного материала в позднепермскую эпоху шел главным образом с запада и северо-запада.

С конца перми и вплоть до начала среднего триаса в пределах Японии происходили орогенические движения, которые завершились складкообразованием, метаморфизмом и проявлением гранитного магматизма. Они наиболее хорошо видны на о. Хонсю и поэтому были названы М. Гораи орогенезом Хонсю. В целом время завершения их совпадает с тектоническим циклом Акиеси, по Т. Кобаяси. Отметим, что гранитные интрузии к концу палеозоя в пределах юга Японии не были широко развиты, и их образование происходило в основном в течение мезозоя. На крайнем юге островов Сикоку и Кюсю формирование эвгеосинклинального комплекса продолжалось вплоть до конца раннего мела.

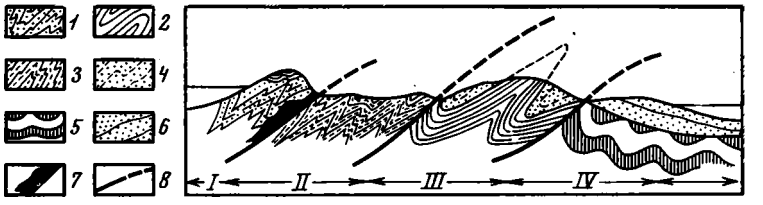


Рис. 13. Схематический структурный разрез о. Окинава, по К. Кониси (Konishi, 1963)

1—6 — отложения: *1* — среднего палеозоя, *2* — перми, *3* — верхнего палеозоя, *4* — мезозоя, *5* — палеогена — миоцена, *6* — плиоцена; *7* — ультраосновные породы; *8* — надвиги

Пояса: *I* — Исигаки, *II* — Мотобу, *III* — Кунигами, *IV* — Симажири

По простиранию на юг пермские породы эвгеосинклинального ряда были установлены и на островах дуги Рюкю, где они перекрывают зеленокаменные метаморфические образования. Породы домезозойского возраста установлены на некоторых островах в юго-западной и центральной части дуги. Вкрест простирания островной дуги К. Кониси (Konishi, 1963) выделяются четыре структурные зоны. Пермские образования как и более древние метаморфические, были установлены во внутренней, самой западной зоне и сопредельной с ней средней. Разрезы перми этих двух зон отличны друг от друга (рис. 13).

В пределах внутреннего, запасного пояса, названного К. Кониси поясом Исигаки, породы перми известны на островах Тонаки и Идесуна приблизительно в 50 *км* к западу и северо-западу от о. Окинава (Konishi, 1964). В основании разреза островов залегают массивные зеленокаменные породы, которые образовались в результате метаморфизма туфов основного состава, главным образом базальтового. В низах разреза этой толщи туфы переслаиваются с филлитами и тектоническими брекчиями и милонитами. Выше по разрезу зеленокаменные породы сменяются сначала чередованием диабазов и известняков, а затем серых тонкослоистых известняков, черных филлитовых сланцев, красных и зеленых

кремнистых сланцев. Венчает разрез пачка зеленых эпидот-хлоритовых и черных филлитовых сланцев, среднезернистых граувакк и красных яшм. В карбонатных породах были встречены фораминиферы верхней перми. Общая видимая мощность пермских образований на о. Тонаки достигает 200 *м*. На крайнем западе о. Окинава, по данным Д. Флинта (Flint, 1954), обнажается аналогичный разрез одновозрастных пород, образующих аллохтон крупного покрова, переместившегося на восток на 20—25 *км*.

В автохтоне, по мнению К. Кониси (Konishi, 1963), залегают образования того же возраста, но представленные комплексом пород иного состава. В центральной зоне островной дуги (поясе Кунигами, по К. Кониси) в основании разреза залегают эпидот-альбит-роговообманковые сланцы, сменяющие тонкополосчатые метасоматические габброиды (Taneda, 1961). В верхней половине разреза они перекрываются эпидот-актинолитовыми, графитовыми и альбит-хлоритовыми сланцами, образовавшимися в результате метаморфизма базальтов, их туфов и глинистых сланцев. Эти породы литологически сходны с образованиями, подстилающими пермь на крайнем западе о. Окинава и островах группы Сакисима. Но если последние залегают под фаунистически установленными отложениями пермского возраста, то зеленокаменные сланцы пояса Кунигамы перекрыты заведомо юрскими филлитами и кремнистыми сланцами.

На островах Рюкю отсутствует крупное структурное несогласие между породами палеозоя и мезозоя. Формирование эвгеосинклинального комплекса здесь продолжалось вплоть до середины кайнозоя. Следовательно, эта островная дуга характеризовалась непрерывным эвгеосинклинальным развитием, начиная с позднепалеозойского времени. Пермские породы для отдельных зон островной дуги занимают различное структурное положение. Если на крайнем западе они являются нижней частью разреза эвгеосинклинали, формировавшимися на породах базальтового слоя коры, то в ее центральной части они, по-видимому, соответствуют верхней части собственно базальтового слоя, т. е. кровли симатического основания океана, на котором в последующие эпохи происходило накопление мощной толщи вулканических и осадочных пород.

К югу от островов Рюкю, на о. Тайвань фаунистически охарактеризованные образования пермского возраста обнажаются в Восточном хребте. Они слагают крупный тектонический покров, переместившийся на восток на несколько десятков километров. В основании покрова прослеживаются тела серпентинитов, а в автохтоне под надвигом залегают глубоко метаморфизованные образования допермского возраста. В целом, по данным С. Хо (Ho, 1967), строение разреза пермских толщ о. Тайвань принципиально сходно с пермскими толщами зон Исигаки и Мотобу в сопредельной части островной дуги Рюкю. Однако в пределах первой из них пермские породы подверглись более интенсивному метаморфизму. В основании тектонических пластин в Восточном хребте залегают зеленокаменные эпидотовые и эпидот-хлоритовые сланцы, образовавшиеся по лавам и туфам основных эффузивов. Выше они сменяются филлитами и кварцево-слюдяными сланцами, перемежающимися с редкими прослоями пестроцветных кремнистых сланцев и красных яшм. Среди филлитов встречаются линзы и пачки известняков, местами частично перекристаллизованных, содержащих фораминиферы верхней перми. Видимая мощность метаморфизованных пород перми на о. Тайвань достигает 500—800 *м*.

По простиранию на юг в пределах Филиппинского архипелага фаунистически охарактеризованные породы перми были установлены на севере о. Палаван и на островах группы Калам (Gervasio, 1971). Они имеют почти меридиональные простирания и отделены разломами от образований каменноугольного возраста.

Нижняя часть пермского разреза здесь сложена мощными прослоями массивных граувакк основного состава, которые в верхах чередуются с кремнистыми сланцами и с горизонтами красных яшм, постепенно сменяясь ими, а также с рассланцованными грауваккаами, алевролитами и алевролитовыми сланцами. Редко среди этих пород встречаются прослои спилитов с шаровой и подушечной отдельностью и окремненных туфов основного состава. Верхняя половина пермской толщи о. Палаван сложена преимущественно осадочными породами — темно-серыми глинистыми сланцами и филлитами, чередующимися с прослоями конгломератов, грауваккоовых песчаников и с мощными пачками известняков с фузулинами. Весь комплекс пород пермского возраста интенсивно дислоцирован и пронизан большим количеством мелких тел серпентинитов. Мощность его не менее 3000 *м*. Отметим, что литологически разрез перми о. Палаван очень похож на наиболее древние, юрские, толщи островов Лусон и Минданао. Таким образом, возраст грауваккоово-кремнистой формации основания Филиппинских островов как бы омолаживается по направлению с запада на восток.

На крайнем юге палеозойского эвгеосинклинального пояса юго-восточной Азии образования перми прослеживаются на востоке Индонезийского архипелага, в пределах дуги островов восточный Сулавеси — Серам—Тимор. На этих островах отложения позднего палеозоя известны в тех же районах, где обнажаются более глубоко метаморфизованные породы каменноугольного и допермского возраста. Повсеместно они разделены разломами, поэтому их взаимоотношения точно не установлены, несмотря на существенные различия в степени метаморфизма между этими двумя комплексами. Контакты с мезозойскими образованиями на островах Сулавеси и Тимор согласные, а на о. Серам — тектонические. Так как по характеру дислоцированности и метаморфизму между пермскими и нижнемезозойскими отложениями нет резких различий, большинство исследователей вслед за Р. ван Беммеленом (van Bemmelen, 1949) относят их к нижнему структурному ярусу, соответствующему раннему этапу развития геосинклинали.

На востоке о. Сулавеси породы перми обнажаются в тектонических покровах выше крупных массивов перидотитов и серпентинитов. Они представлены грауваккаами, чередующимися с глинистыми сланцами, мергелями, туфами базальтов, кремнистыми сланцами и яшмами и мощными пачками известняков. Общая мощность пермских пород неясна, но возможно, она достигает 500—800 *м* (рис. 14).

По простиранию дуги на юго-восток, согласно Р. ван Беммелену и Т. Кломпе (Klompe, 1957), отложения перми входят в состав нижней части эвгеосинклинального комплекса. Она сложена толщей граувакк, которые переслаиваются с кремнистыми сланцами и яшмами, спилитами, филлитовыми сланцами и мраморизованными известняками. По простиранию южнее граувакки фациально замещаются пелитоморфными известняками и туфами спилитов. Мощность пермской части в этой единой позднепалеозойской — раннемезозойской толще неизвестна.

На крайнем юге островной дуги, обрамляющей впадину моря Банда, пермские образования известны на о. Тимор, где в центральной части острова они слагают крупный тектонический покров, подробно изученный Р. Ровером (Roever, 1950). В разрезе перми преобладают спилиты с шаровой и подушечной отдельностью, чередующиеся с кремнистыми сланцами и пачками известняков. Р. Ровер описывает данную толщу как офиолитовый комплекс. На севере острова пермские породы образуют нижнюю часть разреза парааутохтона. Здесь преобладают граувакки, измененные до глаукофановых сланцев, переслаивающиеся с яшмами, брекчиями спилитов, андезитами и диабазами. В виде отдельных прослоев среди граувакк встречаются филлиты и рассланцованные алевролиты и известняки. Образования, содержащие фораминиферы перми,

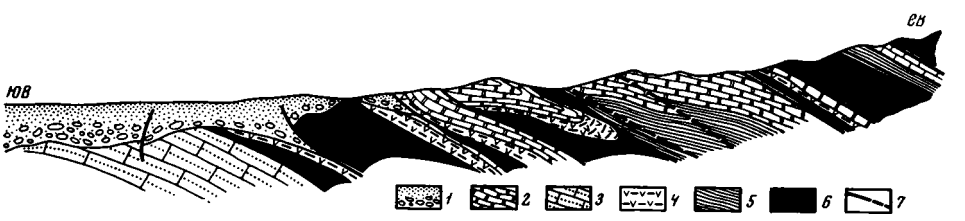


Рис. 14. Геологический разрез восточной части о. Сулавеси, по Е. Кундигу (Kundig, 1956)

1—5 — образования: *1* — плиоцена, *2* — палеоцена миоцена, *3* — юры — мела, *4* — перми-триаса, *5* — верхнего палеозоя — триаса; *6* — ультраосновные породы; *7* — надвиги и другие разрывы *4, 6* — офиолитовый комплекс, *2, 3, 5* — пелагические породы

согласно сменяются отложениями мезозоя и смяты в сложные лежачие складки. Мощность пермских пород, видимо, достигает нескольких сотен метров.

Итак, в восточной части Индонезийского архипелага образования перми представлены в основном граувакково-кремнистой толщей, которую часто выделяют как офиолитовую ассоциацию. По простиранию она местами частично замещается карбонатными породами, которые обычно ассоциируются с вулканогенными и вулканическими образованиями. По-видимому, карбонатные породы пространственно и генетически связаны с существовавшими в ту эпоху подводными центрами излияний спилитов. В целом отложения пермского возраста дуги Рюкю, о Тайвань, запада Филиппинского и востока Индонезийского архипелагов сходны. Они, вероятно, отвечают одному и тому же этапу в тектонической истории этих островных дуг. Их формирование происходило в глубоководных условиях, непосредственно на породах третьего слоя океанической земной коры.

В заключение подчеркнем некоторые особенности формирования пермских отложений складчатого обрамления юго-восточной Азии. В миогеосинклинальной зоне породы перми характеризуются в основном теми же чертами строения, что и подстилающие их отложения карбона. Это мелководные осадочные толщи, мощность которых заметно увеличивается только в осевой части зоны, расположенной между Южно-Китайской платформой и Индосинийским массивом. Они накапливались в районах, имевших уже к этому времени мощную кору континентального типа. Об этом, в частности, свидетельствует широкое распространение гранитоидов позднепермского — раннемезозойского возраста. Завершилось развитие миогеосинклинали на востоке п-ова Индокитай в раннем триасе. В последующее геологическое время здесь образовывались наложенные впадины орогенного этапа, заполнявшиеся молассовыми и песчано-сланцевыми осадками.

В пределах эвгеосинклинали, только на западе ее, в районе плато Хида к концу палеозоя существовала кора субконтинентального типа. С востока эта область обрамлялась поясом островной дуги, в которой тектонические поднятия или островные гряды, местами возвышавшиеся над уровнем моря, чередовались с прогибами, заполнявшимися вулканогенно-осадочными толщами. Отметим, что, по-видимому, дуга Китаками — Куросэгава в пермский период имела уже мощную кору переходного типа, и в ней началось образование метаморфического слоя, о чем свидетельствует развитие в этих районах пермских интрузий диоритов и гранодиоритов. Батиальные отложения перми накапливались южнее о. Кюсю, в узкой полосе островов Рюкю — о. Тайвань — о. Палаван и с востока от моря Банда. Формирование батиальных осадков сопровождалось излиянием спилитов. Судя по характеру пермских толщ данного этапа, область островных дуг южнее о. Кюсю заложилась на симатиче-

ском основании. В течение мезозоя в ее пределах происходило формирование коры субконтинентального типа с мощными базальтовыми корнями. Если к концу раннего триаса на континенте завершилось развитие геосинклинальных трогов, то в зоне островных дуг — от Японских островов до Индонезийского архипелага — оно продолжалось в мезозое без существенных структурных перестроек.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В ПАЛЕОЗОЕ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

К началу позднекембрийской эры территория крайнего востока Евразиатского континента имела блоковое строение. Типы разреза и характер геосинклинальных прогибов восточного обрамления Северо-Китайской платформы и областей, располагающихся южнее палеозойской складчатой области Циньлиня, резко отличны. Если в пределах п-ова Корея позднедокембрийские геосинклинали представляли собой узкие троги северо-восточного простирания, с обеих сторон обрамлявшиеся жесткими массивами, формирование которых закончилось по крайней мере в среднем протерозое, то к востоку и югу от Южно-Китайской платформы в это геологическое время существовали широкие геосинклинальные пояса.

На п-ове Корея развиты позднедокембрийские миогеосинклинальные комплексы. Накопление мощных осадочных толщ происходило в Хесан-Ривонской и Очхонской линейных грабенообразных зонах, образовавшихся, вероятно, в результате процессов растяжения и раскалывания консолидированных жестких глыб. Завершилось геосинклинальное развитие этих зон интенсивной складчатостью, сопровождавшейся внедрением гранитоидов приблизительно за 200 млн. лет до начала палеозоя. Палеозойские образования в этом регионе слагают платформенный чехол и залегают с резким угловым несогласием на всех более древних складчатых структурах.

В южном и юго-восточном Китае и на востоке п-ова Индокитай геосинклинальные комплексы позднего докембрия образуют широкие зоны, обрамляющие консолидированные ядра древних платформ. Они резко отличаются по степени метаморфизма и простиранию складчатых структур от более древних архейских и протерозойских комплексов и секут последние под острым углом. По-видимому, заложение этих поясов произошло в начале позднего докембрия. Их геосинклинальный этап развития завершился складчатостью в период от 750 до 900 млн. лет, т. е. приблизительно в ту же геологическую эпоху, когда закончилось образование складчатых форм п-ова Корея.

Таким образом, хотя типы геосинклинальных зон позднедокембрийского времени к востоку от Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ были различны, процессы складчатости, метаморфизма и гранитного магматизма в их пределах происходили, вероятно, в одно геологическое время. Палеозойские образования повсеместно перекрывают их с крупным перерывом и угловым несогласием и заметно отличаются по степени метаморфизма. В Катазии между метаморфизованными и интенсивно складчатыми толщами позднего докембрия и миогеосинклинальными комплексами кембрия залегают молассовые формации синия, которые, вероятно, формировались в орогенный этап развития, следовавший за позднедокембрийской эпохой складчатости. Как это и предполагалось ранее Ю. М. Пущаровским (1965), все известные нам позднедокембрийские миогеосинклинальные комплексы формировались без сомнения на коре континентального типа, образование которой происходило в более ранние этапы развития докембрия. Возможно, что не вся эвгеосинклиналь Катазии к палеозойской эре имела уже достаточно мощную

земную кору, но нам недостаточно хорошо известно строение наиболее древних комплексов данной области. Неизвестно, захватывали ли геосинклинальные процессы докембрия территорию, занятую современными окраинными морями и их шельфами, так как позднедокембрийские геосинклинальные структуры Катазии не продолжаются севернее Циньлиньского пояса. Неизвестны подобные образования и восточнее п-ова Корея, в пределах шельфа Корейского пролива и на Японских островах. Они обрываются у широтной полосы восточного продолжения Циньлиньского пояса. Это еще более подчеркивает блоковую структуру юго-восточного побережья Азии.

В течение кембрийского и ордовикского периодов седиментация мощных геосинклинальных толщ продолжалась только в зонах складчатого обрамления Южно-Китайской платформы и Индосинийского массива. Возможно, что геосинклинальные процессы в это время происходили и на океанической коре в пределах Японских островов, главным образом в восточной части о. Хонсю. По своему типу образования низов палеозоя юго-восточной Азии резко отличаются от докембрийских комплексов. Они отделены от подстилающих пород резким угловым несогласием и перерывом в осадконакоплении (за исключением Катазии), который продолжался приблизительно 150—200 млн. лет. В Катазии в начале палеозоя произошла смена геотектонических режимов, и орогенные формации сменились миогеосинклинальными.

В кембрии и ордовике на территории Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ происходит накопление мелководных карбонатных и песчаниковых толщ. В это же время в миогеосинклинальной зоне, протягивавшейся вдоль всей восточной окраины Южно-Китайской платформы и Индосинийского массива, формировались мощные песчано-сланцевые толщи. Иногда они имеют флишеподобный характер. Снос обломочного материала в пределы миогеосинклинальных трогов шел с окраинных поднятий жестких стабильных структур, о чем свидетельствует наличие среди миогеосинклинальных толщ конгломератов, содержащих гальку метаморфических образований складчатого фундамента этих областей.

В сопредельных эвгеосинклинальных трогах в течение раннепалеозойского времени происходили активные геосинклинальные процессы, сопровождавшиеся вулканической деятельностью. На юго-востоке Катазии формирование эвгеосинклинальных толщ шло на коре переходного типа, мощность метаморфического слоя которой к этому времени, вероятно, была достаточно велика. Здесь образовались толщи зеленокаменно-измененных эффузивов среднего и кислого состава, переслаивающихся с линзами и прослоями осадочных пород. Последние, по-видимому, представляют собой более глубоководные осадки, чем в сопредельных миогеосинклиналях, но несомненно, не являются батиальными. Об этом свидетельствуют линзы карбонатных образований, содержащих относительного мелководную донную фауну. Скорее всего, подводный рельеф эвгеосинклинали Катазии в раннем палеозое был сильно расчленен — высокие вулканические гряды разделяли глубокие троги.

Восточнее, в пределах островов Хонсю, Сикоку и Кюсю, в кембрии и ордовике существовали океанические условия, и толщи, накопившиеся в данное геологическое время, представлены либо метаморфизованными спилитами, либо измененными пелагическими кремнистыми и глинистыми осадками, мощность которых, возможно, была невелика. М. С. Марков считает, что на Японских островах образование вулканической островной дуги началось в последующее геологическое время. В целом можно присоединиться к его выводам. Южнее, на островах Рюкю, Филиппинском и Индонезийском архипелагах, в раннем палеозое располагалась, по-видимому, океаническая область с симатической корой, и здесь еще не произошло заложение островных дуг. Таким образом,

в ордовике и кембрии первые процессы расчленения океанического ложа и заложения на них геосинклиналей начались севернее широты глубокого трога Циньлиня и восточнее Северо-Китайской платформы, т. е. в области, где не находят своего продолжения структуры Катазии. Это еще раз подчеркивает существенное различие между блоками коры в обрамлении Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ.

На палеотектонической схеме, построенной на основании современного положения Японских островов и п-ова Корея, в ордовике область океанической коры располагалась непосредственно к востоку от блока Северо-Китайской платформы, отделявшегося от нее крутым материковым уступом. Однако возможна и другая интерпретация, согласно которой вся южная часть о. Хонсю, а также острова Сикоку и Кюсю в раннемеловую эпоху переместились по надвигу Фосса-Магна на запад на первые сотни километров. В этом случае северное продолжение Катазии находится в автохтоне частично под континентом, частично под островами Японии.

Силурийские отложения сменяют породы ордовика в пределах миогеосинклинальных зон. В этот же геологический период на территории жестких массивов Китайских платформ произошло резкое сокращение площадей образования платформенного чехла. В синеклизах юга Южно-Китайской платформы накапливались мелководные обломочные и континентальные осадки. Седиментация карбонатных пород происходила лишь в окраинных частях платформы, а в чехле Индосинийского массива формировались конгломераты и песчаники. В целом в силурийское время происходила морская регрессия, в результате которой большая часть жестких блоков платформ поднялась над уровнем моря.

Сопредельные с Южно-Китайской платформой миогеосинклинальные прогибы заполнялись песчано-глинистыми толщами, характеризующимися местами ритмичным чередованием. Этот флишевый и флишеподобный комплекс накапливался в широком шельфе, обрамлявшем материк. Как и в других складчатых областях, в Катазии флишевая формация миогеосинклинали была характерна для заключительного этапа геосинклинального развития. В конце позднего силура и в раннем девоне в этих районах прошла складчатость, в свою очередь сменившаяся орогеническими процессами.

В миогеосинклинальной зоне Лаосско-Вьетнамской области в конце силура также произошел перерыв в осадконакоплении, однако складчатые процессы здесь проявились слабее, чем на юго-востоке Китая. В девоне в этой зоне вновь возобновились миогеосинклинальные условия осадконакопления, сохранившиеся до среднего триаса, в котором произошла складчатость.

Конец силура по всему обрамлению юго-восточной Азии характеризуется проявлением гранитоидного магматизма и метаморфизма. Отдельные массивы гранитоидов этого возраста известны в миогеосинклинали, но наиболее широкое распространение они получили в эвгеосинклинальной зоне Катазиатской области. Размеры массивов гранитов, внедрившихся в конце силура и начале девона в этом регионе, сопоставимы в Тихоокеанском складчатом обрамлении только с одновозрастными массивами гранитоидов среднепалеозойской складчатой области восточной Австралии. Обширное проявление гранитного магматизма на юго-востоке Азии свидетельствует о том, что мощность метаморфического слоя и в пределах эвгеосинклинали Катазии была значительной уже к концу силура, т. е. вся территория современного материка к этому времени имела кору континентального типа.

Иной тип развития геосинклинали был в это время к востоку от континента, в пределах Японских островов. В течение силурийского периода на коре океанического типа, по мнению М. С. Маркова (1970), возможно, непосредственно на базальтовом слое, здесь происходило накопление

осадков океанического типа и излияние базальтовых лав. Подводные извержения поставляли обильный пирокластический материал, который накапливался в зонах опускания океанического дна. К вулканическим центрам пространственно приурочены линзы карбонатных пород, образование которых было парагенетически связано с подводной вулканической деятельностью. Таким образом, в силуре произошло заложение Японской островной дуги, которая, вероятно, с востока полностью обрамляла первоначальную впадину Японского моря и частично отделила ее от собственно Тихого океана. На север, возможно, эта дуга продолжалась в пределы Сихотэ-Алиня, а в южном направлении, она не имеет своего продолжения южнее широты складчатой области Циньлиня. В пределах Катазии и п-ова Индокитай палеозойские геосинклинальные структуры на востоке сопрягались с ложем Тихого океана.

В девонский период процессы геосинклинального развития полностью прекратились в пределах материка, к востоку от Южно-Китайской платформы, но они продолжались к югу от последней — в Лаосско-Вьетнамской области, а также в островных дугах к востоку от континента. На территориях платформ накапливались мелководные и континентальные породы чехла, мощность которых только в синеклизах достигает первых сотен метров. К юго-востоку от Южно-Китайской платформы девонские отложения представлены красноцветными орогенными молассами, выполняющими отдельные впадины. Максимальная мощность орогенных формаций здесь достигает 3000 *м*, и они с резким угловым несогласием перекрывают силурийские складчатые структуры. Во всей Катазиатской области породы девона представлены единым типом образований, независимо от того, перекрывают ли они структуры раннепалеозойской эвили миогеосинклинали. Это позволяет полагать, что вся территория континента в девоне не только имела уже мощную земную кору, но и была относительно стабильна. Море проникало в его пределы в виде мелководных заливов, в пределах которых происходила седиментация карбонатных и терригенно-глинистых осадков.

Южнее этих районов, на востоке п-ова Индокитай в девонский период сохранился миогеосинклинальный режим развития. Быстро опускавшиеся и одновременно заполнявшиеся осадочными толщами прогибы обрамляли со всех сторон Индосинийский массив. Здесь накапливались преимущественно песчано-глинистые и глинистые толщи, обломочный материал для которых поступал с возвышавшихся над уровнем моря областей жестких стабильных тектонических структур.

Перерыв в осадконакоплении в конце силура и начале девона возник только в окраинных частях миогеосинклинали, примыкавших к срединному массиву и платформе. В осевых зонах миогеосинклинальных прогибов этого перерыва в осадконакоплении не было, и девонские отложения согласно сменяют силурийские. Все это позволяет предполагать, что эпоха каледонской складчатости, в которую закончилось образование тектонических форм Катазии, выразилась в Лаосско-Вьетнамской области более контрастным воздыманием геоантиклиналей и окраин миогеосинклинали и резким погружением осевых частей прогибов. Раннепалеозойские интрузии гранитоидов в этой области известны только в пределах геоантиклиналей, а масштабы интрузивного магматизма несравненно меньше масштаба гранитоидного магматизма миогеосинклинальной зоны Катазии.

В пределах Японской островной дуги тектонические движения в девонский период были выражены наиболее контрастно. Западная часть о. Хонсю и прилегающие к ней районы в это время служили областями накопления мелководных осадочных толщ, временами перемежавшихся с континентальными и прибрежными. В этой части эвгеосинклинали происходили излияния кислых эффузивов. Подводная гряда (а в отдельные

периоды и цепочки островов) располагалась вдоль западного побережья современного о. Хонсю. В то же время к востоку от нее прослеживался глубокий геосинклинальный трог, в котором в начале девона формировалась мощная толща вулканогенных пород основного состава. Постепенно основные породы сменяются андезитами и их туфами, а в дальнейшем — накоплением мощной толщи глинистых осадков. В пределах островов Японии в девоне не было перерывов в осадконакоплении и не отмечено магматической деятельности. Судя по характеру и составу вулканических пород, в западной части Японских островов уже к концу девона была кора субконтинентального типа. В восточной части островов, по-видимому, мощность земной коры была значительно меньше, а базальтовый слой был лишь несколько увеличен по сравнению с базальтовым слоем сопредельных океанических пространств.

В девонский период произошло, вероятно, заложение дуг, которые опоясывали юго-восточную часть материка от о. Кюсю до Австралии, т. е. в это геологическое время началось развитие системы островных дуг, приведшее в дальнейшем к отделению от океана обширных пространств Южно-Китайского и других окраинных морей. Наиболее четкое выражение эвгеосинклинальные процессы получили уже в карбоне и перми, в течение которых сформировались мощные толщи, слагающие основание этих дуг.

Каменноугольный период в целом для геосинклинальных областей юго-восточной Азии характеризуется тем, что в это время продолжаются тектонические процессы, начавшиеся, вероятно, в девоне. В течение карбона на территории Южно-Китайской платформы и Катазии существовал режим устойчивого морского шельфа, в пределах которого морские заливы разделялись пологими возвышенностями. С последних поступало небольшое количество обломочного материала, и в морских заливах накапливались карбонатные и карбонатно-глинистые осадки, местами содержащие прослои углей. Накопление карбонатных толщ происходило и по северной окраине миогеосинклинальной зоны, однако мощность осадков здесь в 3—4 раза превышала мощность каменноугольных пород на платформе.

Вдоль границы между миогеосинклиналью Лаосско-Вьетнамской области Южно-Китайской платформы по тектоническим швам происходило излияние основных эффузивов. Здесь в процессе растяжения образовались узкие троги наиболее резко выражавшиеся в перми и раннем триасе. В центральной части миогеосинклинали интенсивное погружение компенсировалось формированием флишеподобной песчано-сланцевой толщи, переслаивающейся с известняками. Следует отметить, что миогеосинклиналь востока п-ова Индокитай, видимо, располагалась на значительном удалении от эвгеосинклинальной зоны. Вероятно, этим можно объяснить отсутствие в ее разрезе пирокластических толщ среднего и основного состава, которые широко развиты в эвгеосинклинальных прогибах этого времени.

В карбоне эвгеосинклинальные образования прослеживаются в относительно узком поясе от Японских островов до дуги Банда Индонезийского архипелага. Если на севере они накапливались в районах островных дуг с корой субконтинентального типа и отвечают среднему этапу тектонической истории развития эвгеосинклинали этих районов, то на юге осадки этого возраста (местами, вероятно, вместе с девонскими) непосредственно залегают на коре океанического типа.

На Японских островах отложения карбона фациально существенно меняются с запада, где в девонский период уже существовала гряда островков, на восток, в область интенсивного прогибания и вулканической деятельности. На западе, в округе Хида, мелководные девонские образования перекрывались маломощными, также мелководными прибрежно-морскими карбонатными и песчано-сланцевыми породами кар-

бона. В конце палеозоя эта высоко поднятая над дном океана подводная гряда, отдельные вершины которой, вероятно, располагались над уровнем моря, не была вулканически активной. Среди осадочных пород имеются лишь прослои туфов базальтового состава, принесенных морскими течениями, по-видимому, с востока.

Восточнее, в районе гор Китаками и в сопредельном с ним поясе Куросэгава, в первой половине каменноугольного периода происходили излияния эффузивов среднего состава — главным образом андезитов. По направлению к океану в них появляются прослои кремнистых образований и турбидитов, в основном граувакк.

Во второй половине карбона в зоне, прилегавшей к подводной гряде Хида, вулканическая деятельность прекратилась, и здесь началась седиментация карбонатных толщ, перекрывавших с размывом и несогласием эффузивные отложения. На восток карбонатные породы замещались песчано-глинистым и кремнисто-глинистым комплексом, общая мощность которого превышала 2—3 *км*.

Таким образом, в пределах Японской островной дуги активная вулканическая деятельность прекратилась и не возобновлялась до середины мезозоя. Наличие относительно мелководных образований на всей территории островов свидетельствует о том, что они представляли собой подводную гряду с сильно расчлененным рельефом. Вероятно, мощность земной коры под ними была весьма значительной, хотя и уменьшалась к востоку по направлению к океану. Кора везде имела переходный характер: на западе — субконтинентальный, а на востоке — субокеанический.

К югу от Японских островов каменноугольные породы являются типично океаническими. Повсеместно в разрезе они пространственно связаны с габброидами и гипербазитами и, вероятно, непосредственно залегали на породах базальтового слоя океанической коры. На островах Рюкю — это спилиты, которые вверх по разрезу сменяются чередованием кремнистых сланцев, яшм и глинистых осадков. Изредка среди них присутствуют известняки. Сходные породы установлены и на островах Тайвань и Палаван. Скорее всего, метаморфический комплекс этих островов, так же как и дуги Банда, или внешней островной дуги Индонезии включает и докаменноугольные (по крайней мере девонские) образования. В его состав входят верхние части базальтового слоя и абиссальные осадки, перекрывающие его. Обилие спилитов и их туфов в этих разрезах свидетельствует об активной вулканической деятельности, происходившей в этой части океана в карбоне и девоне. Следовательно, можно предполагать, что заложение островных дуг Рюкю, Палавана и Банда произошло, вероятно, в конце каменноугольного периода на коре симатического типа.

В пермский период обширная территория континента являлась мелководным морским бассейном, в пределах которого формировались маломощные мелководные карбонатные и песчано-глинистые горизонты платформенного чехла Южно-Китайской платформы и Катазиатской области. Сходные условия осадконакопления существовали в это время и в южной части Северо-Китайской платформы. Однако в конце перми, в связи с перемещением на север обеих жестких платформенных глыб, по северной окраине Южно-Китайской платформы произошли интенсивные излияния орогенных пермских эффузивов. В результате этих движений значительно сблизились оба платформенных блока, что привело к резкому сужению структуры Циньлиня — в ее пределах образовалась зона интенсивного сжатия. Возможно, что северная часть Южно-Китайской платформы залегает в аллохтоне и перекрывает сопредельные палеозойские структуры Циньлиня.

Эти позднепалеозойские движения привели одновременно к образованию глубоких зон растяжения вдоль южной границы Южно-Китай-

ской платформы и миогеосинклинали Лаосско-Вьетнамской области. Вдоль них в пермское и раннетриасовое время образовались узкие троги, выполнявшиеся спилитово-кремнистой толщей, формирование которой сопровождалось внедрением линейных тел гипербазитов. В миогеосинклинальной зоне в перми карбонатные толщи накапливались в ее окраинных частях, а в осевой зоне они фациально сменялись глинисто-песчанистым флишоидным комплексом значительной мощности. Одновременно в это время происходило обособление отдельных седиментационных бассейнов, а в узкие поднятия, которые их разделяли, внедрялись небольшие по размерам гранитные интрузии. В Лаосско-Вьетнамской области в среднем триасе произошли складчатость и орогенез, завершившие образование складчатых структур наиболее крупных тектонических элементов.

В пределах эвгеосинклинального пояса островных дуг, опоясывавших материк Евразии на юго-востоке, в пермский период продолжалось интенсивное накопление мощных вулканических и осадочных толщ. На западе Японии, в пределах плато Хида, в это время формировались мелководные толщи и происходили излияния кислых эффузивов. К концу палеозоя здесь уже существовала кора субконтинентального типа, а тектонические поднятия в виде островной гряды возвышались над уровнем моря. Сопредельный с поднятиями прогиб выполнялся осадочными породами, среди которых ведущую роль играли карбонатные отложения. Интересно, что в пределах этого прогиба в перми накапливались мощные прослои конгломератов, снос материала которых шел с островной дуги. Еще восточнее, вероятно, непосредственно рядом с океаническим ложем формировались вулканогенно-осадочные комплексы с преобладанием вулканических пород основного и андезитового состава. Завершилось накопление геосинклинальных толщ в этих прогибах в раннем триасе орогеническими движениями Акиёси. Приблизительно в то же геологическое время замкнулась и осадочная миогеосинклиналь. Таким образом, можно предполагать, что к концу палеозоя на востоке Японии, в зоне Куросэгава, уже существовала земная кора, по мощности не уступавшая коре современных островных дуг.

В южных островных дугах, от островов Рюкю до внешней дуги Индонезийского архипелага, в пермский период происходило накопление базальтоидных и кремнисто-вулканогенных образований, которые, вероятно, залегали непосредственно на породах базальтового слоя коры. Часто исследователи включают эту толщу в офиолитовый комплекс, подстилающий мезозойско-кайнозойскую эвгеосинклинальную толщу. Следовательно, развитие этих эвгеосинклинальных зон началось только в конце палеозоя. Без сомнения, мощность земной коры в их пределах не имела еще заметных отличий от типично океанической.

Выше уже подчеркивалось, что в течение всей палеозойской истории развития расстояние между блоками Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ было бóльшим, чем в настоящее время. Сближение этих блоков, как и перемещение их в северном направлении, произошло в конце палеозойской эры. Вероятно, значительно позднее, в конце мезозоя, горизонтальные перемещения возобновились и по разлому Фосса-Магна, в результате которых эвгеосинклиналь Японских островов заметно приблизилась к п-ову Корея. Время перемещения, по мнению ряда японских исследователей, связано с эпохой заложения Бонино-Марианской островной дуги. Подобные горизонтальные перемещения, направленные с востока на запад, видимо, были также характерны и для южного окончания дуги Рюкю и о. Тайвань, чем и объясняется положение о. Тайвань непосредственно к востоку от шельфа, структуры которого консолидировались еще в раннем палеозое. Имеющиеся у нас данные позволяют говорить о перемещениях в первые сотни километров (от 200 до 500), соответствующие ширине зон растяжений того времени. Трудно что-либо

конкретное предполагать о характере и направлениях горизонтальных смещений в пределах дуг Индонезийского архипелага, где фациальный состав эвгеосинклинальных разрезов мезозоя и кайнозоя недостаточно изучен. В целом палеозойские разрезы внешней и внутренней дуг Индонезийского архипелага, как востока и запада п-ова Индокитай, имеют существенные отличия. Это можно объяснить тем, что западные регионы относятся к геосинклинальной области Тетиса, а восточные — к Тихоокеанскому обрамлению.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ЮЖНОЙ ВЕТВИ ТЕТИСА И ВОСТОКА ПОЛУОСТРОВА ИНДОКИТАЙ

На западе юго-восточной Азии от территории Бирмы и через п-ов Малакка палеозойские образования, слагающие нижние структурные этажи южной ветви Тетиса, обрамляют Индосинийский массив и прослеживаются вплоть до восточного окончания о. Явы и центральной части о. Калимантан (рис. 15). Они не доходят до линии Венинга-Мейница приблизительно 500 *км*, восточнее которой в зоне о. Палаван — восточная часть о. Сулавеси — о. Тимор расположена область, где спилиты и глубоководные кремнистые толщи мезозоя непосредственно перекрывают габброиды, амфиболиты и ультрабазиты, представляющие собой выходы палеозойской коры океанического типа. Таким образом, в палеозое

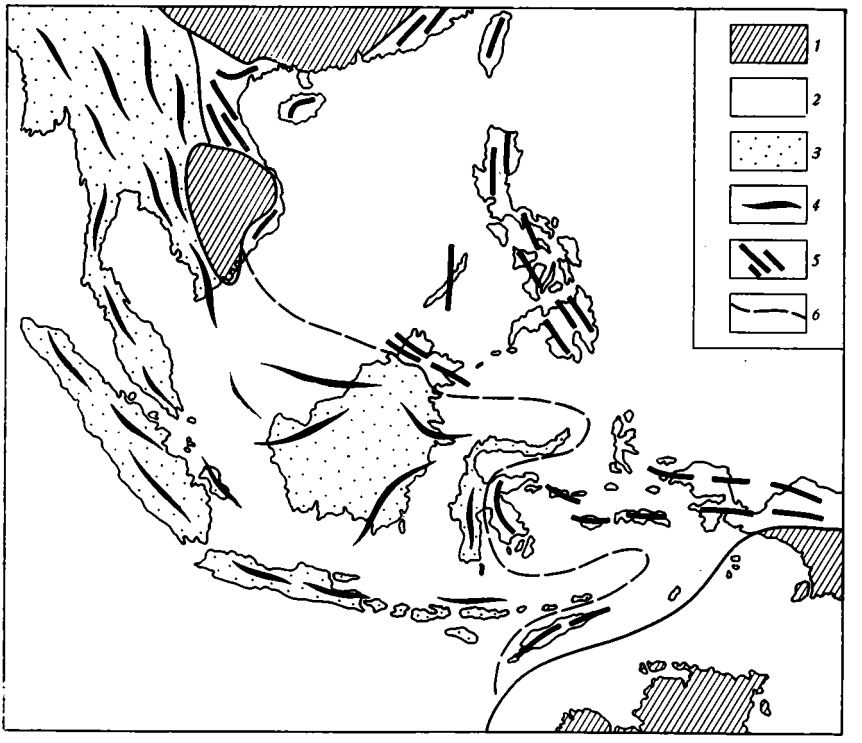


Рис. 15. Схема соотношения структур Тихоокеанского обрамления и Тетиса

1 — области докембрийской консолидации; *2* — геосинклинали обрамления Тихого океана; *3* — Альпийско-Гималайский пояс; *4* — простирания структур Альпийско-Гималайского пояса; *5* — простирания структур в геосинклиналях обрамления Тихого океана; *6* — предполагаемая граница Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского поясов

геосинклинальные троги Тетиса и Тихоокеанского обрамления на юге Азии разделялись в северной части Индосинийским массивом, а в южной — океаническим пространством, не захваченным геосинклинальными процессами. Эта южная ветвь Палеотетиса известна в геологической литературе под названием Бирманско-Малайской позднепалеозойской складчатой области. Разрезы ее палеозоя заметно отличаются от разрезов востока Индокитая и имеют много общего со строением одновозрастных комплексов Гималаев. Различия в строении палеозойских толщ востока и запада Индокитая устанавливаются уже с самых низов разреза. Если в восточной части между породами кембрия и докембрия прослеживается перерыв, охватывающий почти 200 млн. лет, отмеченный крупным угловым несогласием, то в западной части такого несогласия нет. Здесь в пределах плато Шань и в центральной части п-ова Малакка под фаунистически установленными породами нижнего кембрия согласно залегают песчано-сланцевые толщи, по-видимому, вендского возраста, мусковитовые, хлоритовые и кварцево-слюдистые сланцы рифея, общая мощность которых превышает 3000 *м*. Данный вендский и рифейский комплекс Бирманско-Малайской зоны очень похож на отложения того же возраста в Центрально-Азиатской части Тетиса.

В отличие от песчано-сланцевых толщ нижнего палеозоя, распространенных в миогеосинклинальных зонах Катазии и востока ДРВ, на западе Индокитая и в пределах Малайзии, Таиланда и Бирмы нижнепалеозойские флишеподобные толщи полностью отсутствуют. Здесь в разрезе кембрия преобладают песчаники, которые постепенно сменяются карбонатными породами. Известняки, мощность которых достигает 2500 *м*, слагают разрезы ордовика и нижнего силура. Геосинклинальное осадконакопление в конце силура прервалось складчатостью, а затем продолжалось до середины раннего девона. Каледонские тектонические движения захватили всю территорию Бирманско-Малайской складчатой области и сопровождались внедрением гранитоидов.

Формированию геосинклинального комплекса герцинского цикла предшествовало образование красноцветных песчаников типа «old red» с прослоями конгломератов, возраст которых датируется от раннего до среднего девона. Красноцветные толщи сменялись в позднем девоне сначала сланцевыми, а затем карбонатными образованиями. В наиболее глубоких частях прогибов в течение перми накапливались флишевые толщи. Весь этот комплекс совершенно непохож на одновозрастные образования, заполнявшие геосинклинальные троги на востоке Индокитая. Каледонское несогласие здесь прослеживается лишь в пределах геоантиклинальных поднятий, а в прогибах породы силура согласно сменяются сланцами девона. Средне- и верхнепалеозойские отложения повсеместно представлены флишеподобными и карбонатными образованиями, мощность которых много больше, чем одновозрастных пород на западе этого же региона. Тектонические движения, приведшие к образованию складчатой структуры на востоке Индокитая, происходили приблизительно одновременно — в середине и конце триаса. Одновременно здесь же внедрялись и батолиты гранитоидов. Однако если к востоку от Лаосско-Вьетнамской области эвгеосинклинальные процессы начались лишь в конце палеозоя на океанической коре, то к югу от п-ова Малакка в пределах внутренней дуги Индонезийского архипелага, на островах Ява и Суматра, в это время существовала уже земная кора переходного типа. Здесь в ядрах антиклинальных структур и в тектонических покровах встречаются карбонатные породы верхнего палеозоя, которые ничем не отличаются от одновозрастных пород п-ова Малакка.

Таким образом, в истории развития палеозойских геосинклиналей южной части Тетиса и структур Тихоокеанского обрамления, расположенных восточнее Индокитайского массива, имеется ряд существенных отличий. Вероятно, эти геосинклинальные пояса в экваториальной части

Азии нигде непосредственно не сопрягались друг с другом и в пределах области внутренних морей Индонезийского архипелага разделялись глубоководной впадиной с симатической корой. На ее территории эвгеосинклинальные процессы начались только в конце мезозоя (например, в северной части о. Калимантан). Возможно, что пространственное сближение этих поясов произошло также и в результате горизонтального перемещения Филиппинского и Австралийского блоков по направлению на северо-восток на несколько сотен километров, т. е. в том же направлении, в каком, по-видимому, смещались блоки Южно-Китайской и Северо-Китайской платформ. Это предположение кажется вероятным еще и потому, что в пределах Австралии структуры Тетиса, как увидим ниже, не находят продолжения.

ГЛАВА III

СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ АВСТРАЛИИ И ВНУТРЕННЕЙ МЕЛАНЕЗИИ

ТАСМАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В советской геологической литературе до последнего времени уделялось недостаточно внимания геологии одной из крупнейших территорий суши — Австралии и прилегающим к ней островам. Кроме того, если исследователи и касались геологического строения этого континента, то в основном как одной из частей гипотетического древнего материка Гондваны, осколками которого, по их мнению, являются современные материки южного полушария. Однако очень редко и в основном вскользь встречаются упоминания об Австралии как об элементе Тихоокеанского складчатого обрамления. Между тем складчатые структуры восточной Австралии представляют собой область распространения древнейших позднедокембрийских и палеозойских складчатостей, не претерпевших в мезозойскую и кайнозойскую эры существенной структурной перестройки. Эта часть континента, составляющая почти треть его территории, в пределах которой расположены богатейшие месторождения полиметаллов, угля и других полезных ископаемых, с запада граничит с пустынной равниной Австралийской платформы. Орографически восточная часть Австралии представляет собой возвышенное плато, вершины которого редко превышают 1000 *м*. Оно рассечено долинами крупных рек, впадающих в Тасманово море, крутые склоны которых производят впечатление фронтов гор (рис. 16). Только на юге, на границе между штатами Виктория и Новый Южный Уэльс, расположен горный массив Австралийских Альп, высшая вершина которых, гора Костюшко, достигает высоты 2230 *м*. Единообразие растительного и животного мира штатов Квинсленд, Новый Южный Уэльс, Виктория, Южная Австралия и Тасмания дополняют географическое единство этой страны.

На протяжении года работы в университете Нового Южного Уэльса автор пользовался советами и консультациями Д. Д. Френкеля, А. Д. Лоренса, С. Мак-Элроя, М. Макама и М. Круско (университет Нового Южного Уэльса); Г. Пакама и Б. Хобса (Сиднейский университет); Т. Роуза (Геологическая служба нового Южного Уэльса); М. Ф. Глесснера, Б. Дейли, Д. Оффлайра (Аделаидский университет); Б. Томсона (Геологическая служба Южной Австралии); А. Войзи, Л. Харрингтона (университет Новой Англии); А. Вильсона, Д. Хилл (Квинслендский университет); А. Дана, Р. Твидейла, П. Элиаса (Геологическая служба Квинсленда); Э. Хилса, А. Сиглентона, Д. Томаса (Мельбургский университет); Д. Таленда (Геологическая служба штата Виктория); У. Кейри, М. Банкса (Тасманский университет); К. Крука, М. Рикарда (Австралийский национальный университет); Н. Фишера, Г. Ноакса (Геологическая служба Австралии) и других, за что автор приносит им глубокую признательность.

Тектоническое строение Австралии издавна привлекало к себе внимание геологов. Хотя Австралия и представляет собой континент, а па-

леозойская складчатая область, охватывающая почти третью часть его территории, не находит своего прямого продолжения ни к северу, ни к югу, описанию и структурному районированию страны посвятили свои работы не только австралийские ученые, но и исследователи из Европы, Азии и Америки.

Впервые С. Шухерт выделил всю складчатую область восточной Австралии под названием геосинклинали Тасман, которое впоследствии было принято подавляющим большинством автралийских геологов (W. Brown, 1947; David, 1950; и др.). Несколько позже Г. Штилле (Stille, 1945) и Р. Кёлбель (Kölbel, 1945), а вслед за ним Г. Файрбридж (Fairbridge, 1950) предложили выделять в пределах этой территории две обширные складчатые области — Палео-Австралию, закончившую свое развитие в раннем палеозое и непосредственно обрамляющую докембрийскую Австралийскую платформу, и Мезо-Австралию, складчатость в

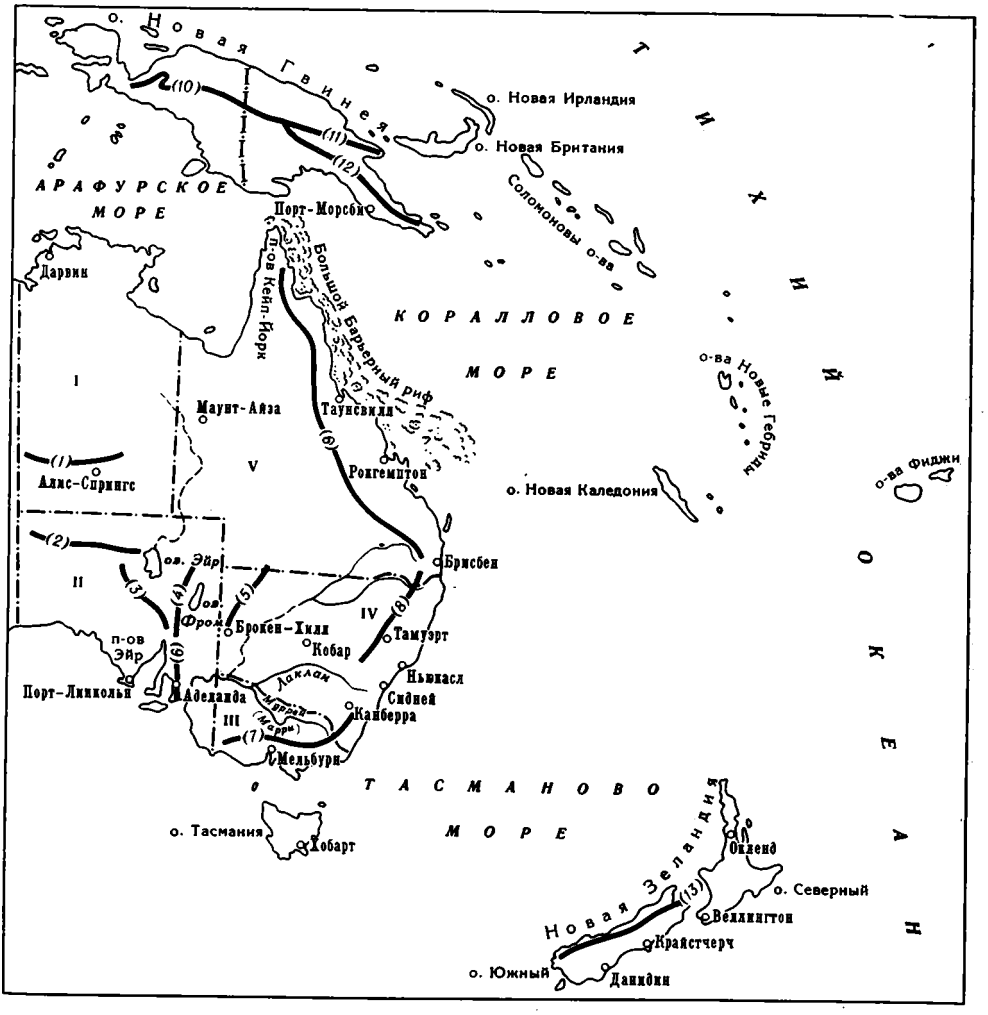


Рис. 16. Орографическая схема восточной Австралии и Океании

Цифры на схеме. Горные хребты: 1 — горы Макдоннел, 2 — горы Масгрейв, 3 — горы Пик и Денисон, 4 — хр. Флиндерс, 5 — Барьерный хребет, 6 — хр. Маунт-Лофти, 7 — Австралийские Альпы, 8 — горы Новой Англии и Голубые горы, 9 — Большой Водораздельный хребет, 10 — Снежные горы, 11 — хр. Бисмарка, 12 — хр. Оуэн-Стэнли, 13 — Новозеландские Альпы. Штаты Австралии: I — Северная территория, II — Южная Австралия, III — Виктория, IV — Новый Южный Уэльс, V — Квинсленд

пределах которой произошла в перми и карбоне. Последняя, по их мнению, прослеживается узкой полосой вдоль восточного побережья континента. Однако структурное районирование, предложенное Г. Штилле и Р. Кёлбелем, не получило в дальнейшем широкого распространения частично потому, что ими были употреблены не совсем удачные названия, частично и потому, что границы между Палео- и Мезо-Австралией не совпадали с естественными границами структурных зон.

Еще до того, как были опубликованы эти работы по общей классификации основных структурных элементов восточной Австралии, австралийскими геологами были проведены многочисленные исследования по общим и региональным вопросам тектоники востока континента. Они нашли отражение в работах Д. Девида (David, 1911, 1950), Г. Эндрюса (Andrews, 1938), Э. Хилса (Hills, 1946, 1956a, b), У. Брайна (Bryan, 1925) и многих других ученых. Одновременно и несколько позднее вышли в свет работы, в которых основное внимание уделялось внутреннему районированию палеозоя Тасманской складчатой области.

Подводя итоги детальным стратиграфическим и структурным исследованиям в восточной части штата Южная Австралия и крайнего запада Нового Южного Уэльса, Р. Сприггом (Sprigg, 1952) была выделена эта часть складчатой области под названием геосинклинали Аделаиды, выполненной мощной толщей терригенных пород верхнего докембрия и низов кембрия. Он особо подчеркнул, что складчатые процессы здесь закончились, вероятно, в конце раннего или в среднем кембрии. Несколько ранее У. Браун (Brown, 1947) выделил в центральной и восточной частях Тасманской складчатой области две крупные структурные зоны. Западная — Лахланская, охватывающая о. Тасмания и территорию штата Виктория, прослеживается далее на север через западную половину штатов Новый Южный Уэльс и Квинсленд. Основная эпоха складчатости (орогенез Табьерраберан, по У. Брауну) здесь произошла в начале девона. Восточная зона — геосинклиналь Новой Англии, расположенная на северо-востоке штата Новый Южный Уэльс и юго-востоке Квинсленда, закончила свое геосинклинальное развитие в конце пермского периода. Это зональное расчленение палеозоид по возрасту основных складчатых движений, предложенное У. Брауном, использовалось в дальнейшем во многих работах по тектонике восточной Австралии и положено в основу тектонического районирования в данной работе.

В конце 60-х годов почти одновременно были опубликованы работы А. Войзи (Voisey, 1959) и С. Ната (Nath, 1958), в которых проводился анализ тектонического строения Тасманской геосинклинальной области, базировавшейся на широко известной классификации геосинклиналей, предложенной М. Кэем (1955). Мы не будем проводить их специального разбора, отметим только, что А. Войзи и С. Нат считали, что собственно геосинклинальный этап развития восточной части Тасманской области в среднем девоне сменился миогеосинклинальным, и относили к нему формации орогенного этапа. Основное различие между схемами развития восточной Австралии, предложенными этими исследователями, заключается в том, что, по мнению С. Ната, в девонский и каменноугольный периоды в пределах Новой Англии[1] были поднятия и развитие собственно эвгеосинклинали здесь кончилось в конце силура. А. Войзи полагал, что для этой территории вплоть до перми был характерен эвгеосинклинальный тектонический режим, который завершился складчатостью в конце пермского периода. Последующие геологические исследования подтвердили правильность идеи А. Войзи.

Кроме этих работ, данные по структурному районированию и фациальному анализу геосинклинальных толщ палеозоя были опубликованы

[1] Северо-восточная часть штата Новый Южный Уэльс исторически именуется Новой Англией.

в Объяснительной записке к тектонической карте Австралии (Вопросы по геологии Австралии, 1964) и книге Д. Брауна, Д. Кэмпбелла и К. Крука (1970). Подробно эти вопросы рассмотрены автором ранее (Богданов, 1967), где дается анализ морфологии палеозойских складчатых структур.

Основываясь на материалах указанных выше исследований и результатах личных наблюдений, мы выделяем по возрасту складчатости к востоку от Австралийской платформы следующие крупные тектонические элементы:

I. Байкальская складчатая область Аделаиды (геосинклиналь Аделаида; Sprigg, 1952), прослеживающаяся в пределах хребтов Маунт-Лофти и Флиндерс на востоке штата Южная Австралия и далее огибающая с юга срединный массив Брокен-Хилл на западе штата Новый Южный Уэльс в Барьерном хребте. По направлению на север структуры области погружаются под впадину Большого Артезианского бассейна, под которой приблизительно на 24° ю. ш. они срезаются под острым углом почти меридиональными складчатыми структурами палеозоид. Граница между аделаидами и более древними складчатыми сооружениями Австралийской платформы происходит по глубинным разломам. На востоке, также по разломам, платформа отделяется от палеозойских структур Тасманской палеозойской складчатой области.

II. Тасманская палеозойская складчатая область, охватывающая всю восточную часть Австралийского материка. Она прослеживается от мыса Мелвилл на востоке п-ова Кейп-Йорк, расположенного приблизительно на 20° ю. ш., до о. Тасмания, постепенно расширяясь к югу. По возрасту складчатости в пределах Тасманской складчатой области выделяются две системы:

1. Лахланская каледонская складчатая система (Лахланская геосинклиналь; W. Brown, 1947), расположенная на западе области, в пределах которой геосинклинальное развитие закончилось в конце раннего или середине среднего девона. С запада структуры Лахланской системы граничат на юге с байкалидами Аделаиды, а на севере — непосредственно с Австралийской платформой по линии Тасман. На севере и юге структуры Лахланской системы погружаются под воды Кораллового и Тасманова морей.

2. Геруинская складчатая система Новой Англии (геосинклиналь Новой Англии; W. Brown, 1947), прослеживающаяся почти в меридиональном направлении от тропика Козерога на севере до 34° ю. ш. на юге вдоль края восточного побережья Восточной Австралии. Наибольшей ширины, до 350 *км*, герцинская складчатая система достигает приблизительно на 30° ю. ш. На западе граница между позднепалеозойскими и среднепалеозойскими структурами проходит по Сиднейско-Боуэнскому краевому прогибу, выполненному угленосной сероцветной молассой верхов нижней и верхней перми, а на востоке, юге и севере структуры герцинид погружаются под воды Тасманова моря. Возможно, на севере они находят свое продолжение под восточной частью Папуаской впадины, слагая ее складчатый фундамент. Заключительная эпоха складчатости в пределах системы Новой Англии датируется серединой раннепермской эпохи. К этому же времени относится внедрение крупных гранитных батолитов.

Складчатые структуры Тасманской области палеозоид, так же как и восточные окраины докембрийской платформы, перекрываются мезозойским чехлом Большого Артезианского Бассейна и эпипалеозойским чехлом впадины Марри. По своей структуре и характеру мезозойских отложений от эпипалеозойского платформенного чехла резко отличаются две впадины — Кларенс-Моретон и Марибара, которые выполнены постгеосинклинальными вулканогенными толщами. Они расположены на герцинском складчатом фундаменте. К эпипалеозойским платформенным

образованиям относятся, кроме того, долериты одноименного плато Тасмании и покровы третичных плато базальтов в пределах восточного и юго-восточного краев континента.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ

Складчатую структуру Восточной Австралии образуют отложения докембрия и палеозоя, которые несогласно перекрываются породами верхней перми, мезозоя и кайнозоя, слагающими платформенный чехол. Рассматривая стратиграфию и фации пород складчатого комплекса, остановимся лишь на основных элементах стратиграфического разреза. Многие из крупных стратиграфических единиц в настоящее время детально изучены и расчленены на горизонты местного значения, не играющие принципиальной роли для целей данной работы.

Верхний докембрий

Породы докембрийского возраста распространены в пределах всех горных хребтов Аделаидской складчатой области. Они различаются как по возрасту и степени метаморфизма, так и по вещественному составу и характеру фациальных изменений.

Миогеосинклинали. Основную часть разреза Аделаидской складчатой системы слагают осадочные отложения, впервые описанные У. Хоушином как группа или система Аделаида. Эти породы прослеживаются от о. Кенгуру через хребты Маунт-Лофти, Флиндерс и другие в меридиональном направлении и с резким угловым несогласием залегают на образованиях протерозоя, в свою очередь, согласно без следов перерыва перекрываясь нижнекембрийскими известняками (рис. 17).

Детальное изучение стратиграфии системы Аделаида было проведено для различных районов Д. Моусоном (Mawson, 1946), Р. Сприггом (Sprigg, 1946) и рядом других исследователей. В последующем Д. Моусоном и Р. Сприггом (Mowson, Srigg, 1950) была предложена схема стратиграфического расчленения пород этой системы, которая используется и сейчас при геологическом картировании. Опорным разрезом этой системы служит разрез хр. Маунт-Лофти.

В опорном разрезе системы на западном склоне хр. Маунт-Лофти непосредственно на гнейсах протерозоя с базальными конгломератами или грубозернистыми аркозовыми песчаниками в основании залегают косослоистые песчаники, алевролиты и конгломераты серии Торренс, содержащие хорошо окатанную гальку кварца и кварцитов. В основном, по мнению Б. Кампана (см. Glaessner, Parkin, 1958), это мелководные образования. Они согласно сменяются зелеными сланцами, тонкозернистыми песчаниками и доломитами, которые содержат ильменит и магнетит осадочного генезиса. Мощность серии Терренс в районе г. Аделаида достигает 1800 *м*. Следует отметить, что на незначительных расстояниях в пределах хр. Маунт-Лофти мощность серии меняется, уменьшаясь к юго-западу на п-ове Фелурия до 6600 *м* и резко возрастая по простиранию к северо-востоку.

Здесь в районе Барра, в южной части хр. Флиндерс, по данным Р. Мирамс и Б. Форбес (Thomson a. o., 1964), разрез серии Торренс сложен в основании аркозовыми и биотитовыми песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются чередованием алевролитов, мраморизованных известняков и глинистых сланцев, а затем кварцевыми песчаниками. Венчается разрез серии в этом районе пачкой глинистых доломитов, переслаивающихся со сланцами. Общая мощность серии в районе Барра достигает 3000—3700 *м*. Подобный же разрез серии был описан Р. Сприггом (Sprigg, 1952) на севере хр. Флиндерс. Однако здесь повсеместно

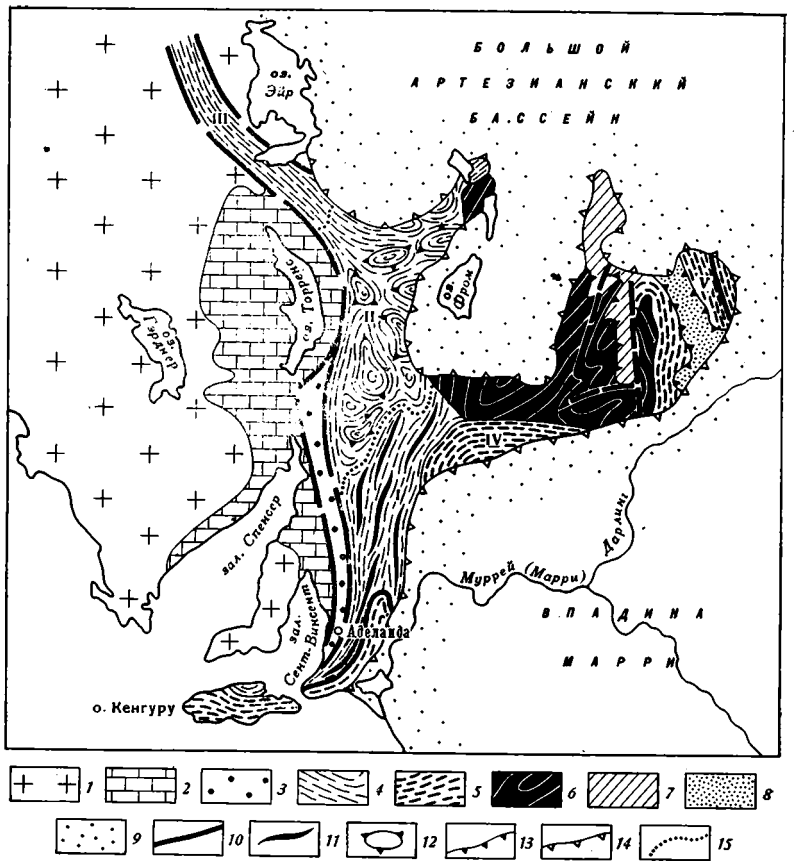


Рис. 17. Структурная карта Аделаидской складчатой области

1—2 — Австралийская платформа: *1* — **щит Гоулер**, *2* — **плита Стьюарт**; *3—7* — Аделаидская складчатая область: *3* — зона Сан-Винсент, *4* — миогеосинклиналь, *5* — эвгеосинклиналь, *6* — срединный массив Брокен-Хилл, *7* — **грабен-синклиналь Папс, выполненная верхнепротерозойскими отложениями**; *8* — **наложенные впадины позднего девона**; *9* — **мезозойско-кайнозойские образования**; *10* — **разрывы**; *11* — **простирания линейных структур**; *12* — **брахиморфные структуры**; *13—14* — **границы впадин**: *13* — **рифейских и палеозойских**, *14* — **мезозойско-кайнозойских**; *15* — границы зон

Зоны (цифры на карте): I — **Маунт-Лофти**; II — **Флиндерс**, III — **Флерно**, IV — **Каманту-Олари**, V — **Барьерного хребта**

возрастает в разрезе роль терригенных пород, главным образом аркозовых песчаников, очень часто косослоистых. Мощность серии здесь также достигает 3500 *м*.

Характер залегания пород серии на эродированной поверхности кристаллических пород фундамента, косослоистый терригенный комплекс и эвапоритовые горизонты доломитов указывают на то, что она сложена паралическими и континентальными отложениями. Следует отметить, что вкрест простирания, на западном склоне хр. Маунт-Лофти, породы этой серии метаморфизованы.

На отложениях серии Торренс согласно залегают тиллитовые образования серии Стёртиан. Эта толща представляет особый интерес, так как северная часть хр. Флиндерс является, пожалуй, одним из немногих мест в мире, где для тиллитовых конгломератов верхнего докембрия доказано ледниковое происхождение. В силу этого остановимся на строении серии несколько более подробно. В целом серия Стёртиан представлена ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, мощность которых часто резко меняется, что вообще характерно для пород этого

типа. Эти отложения свидетельствуют о резких изменениях климатических условий в период их осадконакопления.

В опорном разрезе серии в долине р. Стёт, на западном склоне хр. Маунт-Лофти, совершенно согласно на породах серии Торренс залегают тонкослоистые ленточные глинистые сланцы и кварциты серого и синевато-серого цвета, мощностью до 300—350 *м*. Выше по разрезу на них без каких-либо следов деятельности ледников залегают тиллитоподобные образования. Они представлены толщей валунных конгломератов, галька и валуны которых характеризуются плохой окатанностью. В обломочном материале большей частью представлены гнейсы, кварциты, кварц и другие породы фундамента. Значительно реже в гальке встречаются обломки пород серии Торренс. Эти горизонты хорошо стратифицированы, и между ними имеются прослои ленточных глин, песчаников и мелкогалечных конгломератов, мощности которых обычно измеряются несколькими сантиметрами. По мнению А. Хоскинга (устное сообщение), наличие стратифицированных тиллитоподобных конгломератов в хр. Маунт-Лофти свидетельствует об их осадочном происхождении. Несомненно, что эти толщи не являются отложениями конечных морен ледниковых покровов. Мощность конгломератов в этом районе изменяется от 170 до 350 *м*.

Вверх по разрезу тиллитоподобные конгломераты перекрываются горизонтом аркозовых кварцитов мощностью до 3—5 *м*. Согласно на кварцитах залегают ленточные пестроцветные сланцы Таплейхилл. Сланцы в хр. Маунт-Лофти образуют толщу, мощность которой с юго-запада на северо-восток постепенно увеличивается от 1000 до 5000 *м*. Весь разрез ее сложен чередующимися тонкими миллиметровыми прослойками синих, белых, зеленоватых и розовых глинистых сланцев и серых алевролитов. Иногда в песчанистых породах удается наблюдать признаки косой слоистости и следы волноприбойной ряби. По мнению Д. Моусона (Mawson, 1942), Р. Спригга (Sprigg, 1946), Б. Кампана (Campana, 1958) и других геологов, они представляют собой, по-видимому, послеледниковые образования. Венчают разрез серии Стётиан оолитовые известняки Брайтон мощностью до 20 *м*. Общая суммарная мощность отложений серии Стётиан в хр. Маунт-Лофти изменяется от 1500 до 6000 *м*. Севернее, в хребтах Олари и Флиндерс, разрез серии Стётиан, в целом не меняется, но мощность его резко возрастает.

Д. Моусон, изучавший тиллиты Южной Австралии, считал, что в середине «эпохи Аделаида» в этой части Австралии существовал приблизительно такой же климат, как в настоящее время в Антарктиде. По его мнению, период оледенения этой территории продолжался около 10 млн. лет, причем льды далеко не продвигались на север. Сменило эту эпоху время послеледниковья, когда происходило формирование отложений серии Мериноан.

Образования серии Мериноан представлены литологически иным комплексом. Наиболее полно разрез этой серии обнажен в районе г. Аделаида, на западном склоне хр. Маунт-Лофти (рис. 18). Здесь согласно на известняках серии Стётиан залегают розовые и красновато-бурые глинистые сланцы и алевролиты. Выше они сменяются вначале маломощной пачкой аркозовых песчаников с карбонатным цементом, а затем зелеными и красноцветными глинистыми сланцами и массивными косослоистыми кварцитовидными песчаниками. Верхнюю половину этого разреза слагают красные и красновато-бурые тонкослоистые глинистые сланцы и алевролиты. Венчают разрез серые и зеленые песчаники, чередующиеся с глинистыми сланцами. Для всей толщи характерны признаки мелководности. Почти повсеместно в алевролитах и песчаниках удается наблюдать косую слоистость, следы волноприбойной ряби, а также трещины усыхания и дождевую рябь. Мощность серии Мериноан в этом разрезе достигает 1500—1800 *м*.

В верхней части разреза серии Мериноан прослеживается горизонт аркозовых песчаников с редкими прослоями известняков. Эта толща, мощностью около 1000 *м*, известна в литературе под названием кварцитов Эдиакра (Sprigg, 1949a). В ней первоначально Р. Спригом, а затем М. Глесснером и Б. Дейли (Glaessner, Daily, 1959) была собрана большая коллекция бесскелетных организмов докембрия, являющаяся уникальной для отложений верхнего докембрия не только Австралии, но и всего мира.

Суммарная мощность серии Мериноан достигает 4000—4300 *м*. Таким образом, отложения серии Мериноан, верхней серии системы Аделаида, представлены преимущественно пестроцветными и мелководными послеледниковыми ламинаритовыми образованиями. Д. Моусон и Р. Сейнит (Mawson, Segnit, 1949), изучавшие эти образования, пришли к выводу, что период ледниковья сменился резким потеплением, и красноцветные отложения формировались в условиях теплового аридного климата.

Общая мощность отложений системы Аделаида в хр. Маунт-Лофти достигает 12 000—14 000 *м*.

Эвгеосинклинали. Достоверно установленные докембрийские образования в эвгеосинклинали были описаны в пределах Лахланской складчатой области в западной части о. Тасмания, где амплитуда воздымания антиклинальных поднятий была наибольшей. Здесь, на самом юге и на западном побережье острова, широко распространены отложения докембрийского возраста.

Метаморфизованные докембрийские образования были подробно изучены А. Спраем (Spry, 1962, 1963b) в районе горы Фремиманс-Кап. Здесь основание разреза комплекса слагают слоистые зернистые кварциты и амфиболиты серии Джойс, видимая мощность которых более 1500 *м*. На них залегают массивные и рассланцованные кварциты свиты Мэри, среди которых имеются прослои филлитов. Общая мощность ее около 2600 *м*. Они перекрываются слюдистыми, гранатовыми и альбитовыми сланцами, чередующимися с прослоями кварцитов и амфиболитов, мощность которых более

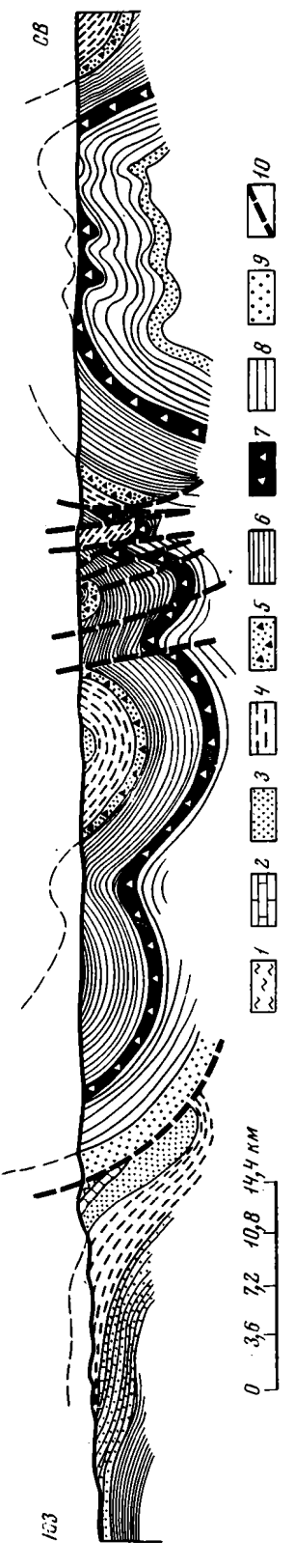


Рис. 18. Характер дислокаций в миогеосинклинали Аделаидской складчатой области, по Б. Кампана (Glaessner, Parkin, 1958)

Кембрий: 1 — красноцветные сланцы; 2 — археоциатовые известняки группы Аделаида. **Докембрий:** 3 — кварциты Эдиакра; 4 — красноцветные песчаники Мериноан; 5 — верхний тиллитовый горизонт Стерт; 6 — флювиогляциальные сланцы Стерт; 7 — нижний тиллитовый горизонт Стерт; 8 — песчано-глинистые сланцы Торренс; 9 — кварциты Торренс; 10 — разрывы

1600 *м*. Верхнюю часть разреза докембрия в центральной части о. Тасмания слагают массивные и рассланцованные кварциты и филлиты, а также кварциты и доломиты, суммарная мощность которых около 2000 *м*. Общая видимая мощность докембрийских метаморфизованных образований достигает 7500—8000 *м*.

По данным А. Спрая и Д. Циммермана (Spry, Zimmerman, 1959) и М. Соломона (Solomon, 1961), весьма сходный разрез докембрийских пород прослеживается далее на юг и юго-запад, в центральной части о. Тасмания, погружаясь под более молодые породы палеозоя и мезозоя.

В крайней западной и северо-западной частях о. Тасмания и на о. Кинг степень метаморфизма докембрийских образований значительно ниже. Здесь только в самой нижней части разреза присутствуют кристаллические сланцы и амфиболиты. На западном побережье острова, в долине р. Пеймен у пос. Корина, по данным А. Спрая (Spry, 1962, 1964), основание разреза докембрийских образований слагают интенсивно метаморфизованные пелитовые сланцы, переслаивающиеся с послойными силлами основных пород и амфиболитами. Эта толща, известная под названием кристаллических сланцев Уайт, видимой мощностью свыше 1000 *м*, несогласно перекрывается менее метаморфизованными породами докембрия. В основании разреза этого комплекса залегают чередующиеся между собой темные и коричневые сланцы и кварциты мощностью свыше 1500 *м* (Spry, Ford, 1957). Они согласно перекрываются пачкой 600-метровой мощности грубообломочных пород (чередующихся прослоев конгломератов и грубозернистых песчаников). Верхи разреза докембрия западного побережья о. Тасмания слагают различного рода глинистые сланцы и алевролиты, среди которых встречаются прослои туфов и лав основных эффузивов и иногда доломитов. Общая мощность этой части разреза весьма изменчива и колеблется от 1000 до 2000 *м*. Таким образом, суммарная видимая мощность неметаморфизованных пород докембрия западной части о. Тасмания не менее 4000—5000 *м*.

Кембрий

Кембрийские образования в Восточной Австралии были впервые установлены в районе г. Аделаида и в дальнейшем описывались многими исследователями (Campana, 1954, Daily, 1956, 1963 и др.). Всеми геологами подчеркивалось наличие двух совершенно различных по фациям и мощностям обособленных типов разрезов — западного, преимущественно карбонатно-сланцевого, хорошо фаунистически охарактеризованного, и восточного, сложенного мощной толщей граувакк, не содержащих окаменелостей. Соотношения этих двух толщ и соответственно возраст последней остаются пока дискуссионными. Однако нет сомнения, что оба принадлежат к разным типам прогибов — первый к миогеосинклинальному, а второй — к эвгеосинклинальному.

Миогеосинклиналь. Западный из кембрийских разрезов прослеживается на северном побережьи о. Кенгуру и на западном склоне хр. Маунт-Лофти, на п-ове Флерио. В пределах северной части о. Кенгуру, по данным Р. Спригга (Sprigg, 1955) и Б. Дейли (Daily, 1956), основание разреза слагают пестроцветные — красные, зеленые, белые и серые — песчаники и сланцы, чередующиеся с подчиненными прослоями граувакк. Эти породы характеризуются косой слоистостью, а местами путаной слоистостью, являющейся результатом подводных оползней. В них были собраны трилобиты низов нижнего кембрия. Мощность этой пачки около 700 *м*. Выше по разрезу песчаники сменяются пестроцветными сланцами Смит-Бей с редкими прослоями красных аркозовых песчаников общей суммарной мощностью до 400 *м*.

Совершенно согласно сланцы сменяются конгломератами Вайж-Поинд мощностью 400 *м*. Конгломераты содержат гальку гранитов, кристаллических сланцев и археоциатовых известняков, характерных для низов более северных разрезов кембрия системы Аделаида. Цементом конгломератов служит аркозовый материал. Они чередуются с красными и зелеными песчано-глинистыми сланцами. Венчает разрез нижнего кембрия о. Кенгуру толща (мощностью до 1000 *м*) чередующихся между собой песчаников, обычно красных и косослоистых сланцев. Изредка среди пород встречаются прослои конгломератов. В этих отложениях была собрана обильная фауна верхов нижнего кембрия и, по мнению Б. Дейли, возможно, низов среднего кембрия. Общая мощность нижнего кембрия на севере острова около 2500 *м*.

На юго-западе п-ова Флерио, к северо-востоку от о. Кенгуру, в разрезе нижнего кембрия существенную роль играют карбонатные фации. По данным Б. Дейли (Daily, 1963), в районе холмов Селлик-Хилл основание разреза слагают песчаники и сланцы, которые сменяются вначале песчанистыми и глинистыми известняками, а далее — массивными археоциатовыми известняками. Верхи разреза здесь слагают темные сланцы с линзами фосфоритоносных известняков. Следует отметить, что в этих разрезах на темных сланцах залегают сланцы и зеленые граувакки, видимая мощность которых незначительна. Общая суммарная мощность нижнего кембрия на юго-западе полуострова около 1000 *м*. Повсеместно к востоку от этих районов разрез одновозрастных образований сложен породами эвгеосинклинального ряда.

Эвгеосинклиналь. Эвгеосинклинальные кембрийские отложения встречаются в небольших выходах на обширной площади от хр. Маунт-Лофти до восточного побережья штата Квинсленд. Они отличаются большим разнообразием фаций. Мощная толща кембрийских отложений обнажается на восточном склоне хр. Маунт-Лофти и на юге о. Кенгуру. Здесь она представлена терригенными образованиями, описанными в литературе под названием серии Канмантуу (Sprigg, Campana, 1953). По данным А. Клемана и Б. Скиннера (Kleeman, Skinner, 1959), на западном склоне хр. Маунт-Лофти, в основании серии Канмантуу залегают горизонты грубозернистых биотитовых песчаников, прослеживающиеся на значительное расстояние. Выше по разрезу они сменяются метаморфизионными, ритмично чередующимися тонкозернистыми, часто косослоистыми граувакками, алевролитами и кварц-полевошпат-слюдистыми сланцами. Эти породы в целом образуют мощную (до 3—5 *км*) толщу, весьма сходную с флишем. В ритмах серии наблюдается одна последовательность пород — от массивных прослоев граувакк до сланцев. Мощность ритмов обычно не превышает 1—2 *м*. Постепенно вверх по разрезу грауваккoвые песчаники начинают играть меньшую роль, сменяясь грауваккoвыми алевролитами.

Возраст серии Канмантуу остается не установленным. Большинство геологов, изучавших складчатую систему Аделаида, считают, что возраст серии Канмантуу — кембрийский (Glaessner, Parkin, 1958). Б. Дейли (Daily, 1963) определяет его более конкретно — как конец раннего кембрия, средний и поздний кембрий; А. Клемен и Б. Скиннер породы серии Канмантуу относят к концу докембрия.

По мнению автора, ознакомившегося с отложениями Канмантуу в нескольких разрезах и с характером соотношений этой толщи с подстилающими образованиями, более обоснованной является первая точка зрения, т. е. возраст серии Канмантуу, по-видимому, кембрийский.

Кембрийские отложения в пределах Лахланской системы распространены относительно мало. На территории штата Виктория они установлены лишь в антиклиналях Хиткот и Ленсфилд. Кроме того, условно к отложениям данного возраста относятся нижние части разреза района г. Кастертон на западе этого же штата (Thomas, Singleton, 1956).

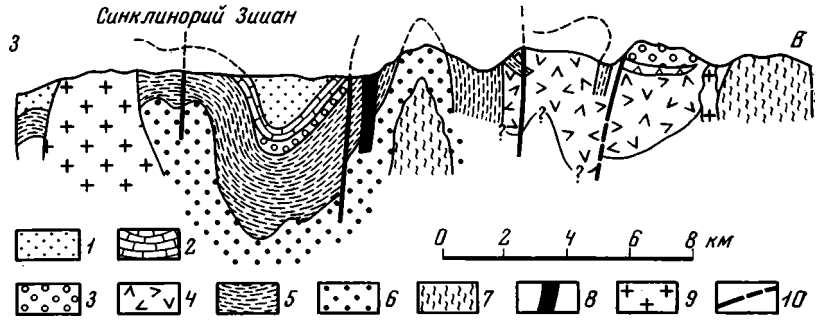


Рис. 19. Характер дислокаций востока о. Тасмания, по Б. Кампана

1 — силур; *2—4* — ордовик: *2* — известняки Гордон, *3* — конгломераты Оуэн, *4* — брекчии Жакес; *5* — кембрий; *6—7* — докембрий: *6* — верхние кварциты, *7* — нижние кварциты; *8* — серпентиниты; *9* — граниты; *10* — разрывы

По данным Д. Томаса (Thomas, 1939) и других исследователей, в районе Хиткот-Ленсфилд кембрийские образования обнажаются в виде узкой полосы, ширина которой не более 5—10 *км*, а длина превышает 80 *км*. Основание разреза здесь слагают зеленокаменные породы толщи Хиткот, которая представляет собой чередование метаморфизованных спилито-кератофиров и их туфов, включающих тонкие прослои и линзы кремнистых сланцев и радиоляриевых яшм. Толща прорвана дайками долеритов и андезитов, а также авгитовых и полевошпатовых порфиритов. Выше по разрезу вулканогенная толща сменяется чередованием глубоководных кремнистых и черных глинистых сланцев с тонкими прослоями пепловых туфов, а также линзами агломератов. Видимая мощность зеленокаменных пород и кремнистых сланцев выше 2000 *м*. Возраст ее на основании редких находок фауны определяется как раннесреднекембрийский. Отложения Хиткот согласно перекрываются сланцами Голди, фаунистически не охарактеризованы. Это — толща (мощностью до 700 *м*) черных сланцев и алевролитов, местами окремнелых, чередующихся с тонкими прослоями туфов. Сланцы, в свою очередь, согласно перекрываются нижнеордовикскими граптолитовыми сланцами, что позволяет определить их возраст как кембрийский. Общая видимая мощность кембрия в районе Хиткот-Ленсфилд около 3000 *м*.

В западной части штата Виктория, в районе г. Кастертон, нижнепалеозойские образования не содержат каких-либо палеонтологических остатков, и их возраст определяется лишь на основании сопоставлений литологического состава. По мнению Д. Томаса и О. Синглетона (Thomas, Singleton, 1956) к кембрию относятся амфиболитовые, серпентинитовые и тальк-хлоритовые метаморфические сланцы, видимая мощность которых около 150 *м*. Они подстилают метаморфизованные граувакки, по-видимому, ордовикского возраста.

В пределах западной части о. Тасмания отложения кембрия распространены более широко. По данным Б. Кампана и др. (Campana a. o., 1960; Campana, King, 1963) и М. Банкса (Banks, 1962a), они слагают значительную часть этой территории, прослеживаясь почти непрерывной полосой от юго-западного побережья о. Кинг до центрального плато.

Непосредственно на гипербазитах и габброидах залегают вулканогенные породы Маунт-Рид (рис. 19), которые представлены чередованием спилитов, кератофиров, полевошпатовых туфов, лавоагломератов, массивных пирокластических пород и кремнистых сланцев. Характерно, что эта толща, литологически существенно отличающаяся от всех других отложений палеозоя, прослеживается повсеместно в западной части ост-

рова, за исключением о. Кинг. Однако по данным Б. Скотта (Scott, 1952), и на западном побережье острова в разрезе кембрия преобладают спилиты с подчиненными прослоями туфогенных пород. Мощность эффузивов Маунт-Рид непостоянна и меняется от 2500 *м* в районе горы Росбери до 1000 *м* на о. Кинг. Хотя эти отложения и содержат окаменелости, возраст ее остается точно не определенным. По мнению М. Банкса, возраст эффузивов Маунт-Рид, скорее всего, соответствует первой половине среднего кембрия.

Наиболее широко в западной части о. Тасмания представлены образования верхнего и среднего кембрия — группы Дандас, подробно изученной Дж. Эллистоном (Elliston, 1954). По данным этого исследователя, породы группы с незначительным несогласием, видимо, имеющим чисто локальное значение, залегают на эффузивах Маунт-Рид. Основание разреза группы слагают аргиллиты, чередующиеся с алевролитами и песчаниками. Постепенно вверх по разрезу глинистые сланцы сменяются пестроцветными кремнистыми сланцами и туфами, среди которых часто присутствуют подчиненные прослои основных эффузивов. Верхняя часть разреза группы сложена зеленоцветными граувакками, переслаивающимися с прослоями конгломератов и сланцев. Мощность отложений группы изменяется от 3000 до 3500 *м*. В этих образованиях собраны трилобиты, датирующие их возраст от начала до середины среднего кембрия (Banks, 1956, 1962a). Таким образом, в общем виде разрез кембрия на западе о. Тасмания представлен в основном эффузивами типа спилитов и кератофиров, чередующихся с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Его мощность достигает 7000—7500 *м*.

На север и северо-восток в пределах континента кембрийские образования вновь обнажаются лишь в центре штата Виктория в окрестностях горы Веллингтон. Здесь, по данным Д. Томаса и О. Синглетона (Thomas, Singleton, 1956) и У. Харриса и Д. Томаса (Harris, Thomas, 1934), они слагают узкий тектонический блок, прослеживающийся на 16 *км* в долине р. Долодрук при ширине около 2 *км*. Здесь нижнюю видимую часть разреза кембрия слагают зеленокаменные породы Веллингтон, представленные метаморфизованными лавами, туфами и лавоагломератами основного состава. Часть лав, по предположению Е. Тейла (Teale, 1920), представляет собой серпентинизированные пироксенитовые и оливиновые базальты. Согласно на них залегают тонкослоистые пепловые туфы Гарвей-Галли, среди которых имеются линзы и тонкие прослои известняков. Мощность этих отложений достигает нескольких десятков метров. К северу от горы Веллингтон под нижнеордовикскими отложениями в нескольких отдельных выходах обнажаются зеленокаменные породы, литологически сходные с описанными выше, возраст которых условно принимается как позднекембрийский.

Далее по простиранию на север, в пределах штата Новый Южный Уэльс, по данным А. Опика (Öpik, 1956), кембрийские образования, не содержащие никаких палеонтологических остатков, обнажаются в ядрах нескольких антиклинальных структур. В районе г. Кобар, в центре штата, по данным К. Итена (Iten, 1952), нижнеордовикские отложения несогласно перекрывают глинистые, аспидные, филлитовые и мусковит-серицитовые сланцы, туфогенные образования и кремнистые сланцы. Всю эту толщу А. Опик условно относит к кембрию.

Другим районом выхода пород условно кембрийского возраста служат окрестности г. Канберры. Здесь, ниже по разрезу фаунистически датированных отложений раннего ордовика залегает мощная толща черных глинистых сланцев и алевритов, частично туфогенных, значительная часть которой, вероятно, является кембрийской по возрасту.

Учитывая, что наиболее древние отложения в пределах Нового Южного Уэльса представлены преимущественно сланцевыми породами, местами претерпевшими существенный региональный метаморфизм, можно

предположить, что еще в ряде антиклинальных складок будут впоследствии установлены породы кембрийского возраста, которые сейчас рассматриваются как ордовикские.

Ордовик

Образования ордовикского возраста в пределах Аделаидской складчатой области, представленные в платформенных карбонатных фациях, залегают горизонтально на интенсивно дислоцированных породах докембрия и кембрия. Они образуют нижний элемент платформенного чехла мощностью до 80 *м*.

Восточнее, в геосинклинальной зоне, отложения ордовикского возраста широко распространены в пределах геоантиклинальных структур. За исключением о. Тасмания, где преобладают карбонатные породы, они повсеместно представлены терригенными образованиями, повсюду фаунистически хорошо охарактеризованными, что позволяет выделять в них все три отдела данной системы. В отличие от геоантиклиналей, в пределах геосинклинальных прогибов породы ордовика обнажены лишь в узких зонах на их крыльях. Как правило, литологически они ничем не отличаются от согласно перекрывающих их образований силурийского возраста. Здесь установлены лишь верхи верхнего ордовика.

Миогеосинклиналь. На западе Лахланской складчатой области породы ордовика прослеживаются вкрест простирания с запада на восток в полосе шириной около 100 *км* и повсеместно представлены граптолитовыми сланцами. Несколько обособленным является крайне западный выход нижнепалеозойских отложений в районе г. Кастертон, на западе штата Виктория. Здесь, по данным Д. Томаса (Thomas, 1939, 1959) и Б. Уэллса (Wells, 1956), зеленокаменные породы условно кембрийского возраста перекрываются массивными кварц-полевошпатовыми песчаниками, чередующимися с граувакками, возраст которых, возможно, ордовикский. Эти отложения существенно метаморфизованы, и в них не было обнаружено фауны. Мощность проблематичного ордовика здесь достигает нескольких сотен метров. На них с резким угловым несогласием залегают красноцветы верхнего девона.

Несколько восточнее, в пределах всей западной половины штата, между зонами линейных поднятий Ставели и Хиткот (по Thomas, 1959) расположена полоса выходов ордовикских пород, ширина которой достигает 150 *км*.

В целом весь разрез ордовика здесь весьма однообразен. Он сложен черными темно-серыми, тонкослоистыми, иногда глинистыми сланцами, чередующимися с туфогенными сланцами и темноцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками. Среди песчаников имеются тонкие прослои гравелитов, а в отдельных местах для них характерна оползневая структура. Мощность этих образований значительна и достигает 2500—3000 *м*.

Крайний юго-западный разрез ордовика расположен на юго-западе о. Тасмания, в пределах Западного Прибрежного хребта, где он был довольно подробно изучен Б. Кампаной и Д. Кингом (Campana, King, 1963), М. Соломоном (Solomon, 1961), М. Банксом (Banks, 1962b) и др. По данным этих исследователей, здесь основание разреза ордовика слагает толща конгломератов, залегающая в отдельных местах с резким угловым, а в других — с азимутальным несогласием на кембрийских образованиях. Нижняя часть толщи сложена конгломератами, галька в которых представлена преимущественно вулканогенными образованиями, сцементированная граувакковым цементом. Мощность их около 300 *м*. Выше по разрезу они сменяются конгломератами, состоящими из хорошо окатанной гальки кварцитов и кембрийских сланцев, сцементированных аркозовым материалом. Часто конгломераты чередуются с гематитовыми и аркозовыми косослоистыми песчаниками, а в районе

т. Куинтауна — с меденосными и красноцветными песчаниками. Общая суммарная мощность верхнего горизонта конгломератов достигает 1200 *м*. Согласно толща конгломератов перекрывается хорошо отсортированными кварцевыми и глинисто-кварцевыми песчаниками с редкими тонкими прослоями гравелитов мощностью от 300 до 450 *м*. Венчает разрез ордовика западной части о. Тасмания мощная (до 1800 *м*) толща карбонатных пород.

На север в пределах материка известняково-сланцевые фации были установлены лишь на южном побережье штата Виктория. Здесь в 150 *км* от г. Мельбурна, на побережье залива Уарата, имеется обособленный выход известняков, содержащих трилобиты тремадока (Linder, 1953; Packham, 1960), видимой мощностью в несколько десятков метров.

По простиранию на север, по западной окраине Лахланской складчатой системы, ордовикские отложения обнажаются в центральной части штата Нового Южного Уэльса, к востоку от г. Кобара. Здесь, по данным К. Итена и Е. Катера (Iten, Cater, 1951), на отложениях условно кембрийского возраста залегает сланцевая толща ордовика. Нижняя часть этого разреза, известная под названием группы Канбелло, представлена метаморфизованными, интенсивно дислоцированными филлитовыми и кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами, чередующимися с кварцитовидными, местами гематизированными песчаниками и линзами мраморизованных известняков. Мощность группы не менее 1000 *м*.

Эвгеосинклиналь. К востоку от описанных выше разрезов, в центральной части Лахланской системы, ордовикские отложения представлены эвгеосинклинальными фациями. Наиболее подробно они были изучены А. Опиком (Öpik, 1954, 1958) в окрестностях г. Канберры. Здесь в основании разреза обнажается толща мелкозернистых кварцевых песчаников, переслаивающихся с многочисленными тонкими прослоями черных глинистых, кремнистых и туфогенных сланцев. Общая суммарная мощность ордовикских отложений в районе г. Канберры достигает 800—850 *м*, т. е. значительно меньше, чем в более западных разрезах.

Существенно меняется облик и одновременно увеличивается мощность ордовикских образований по направлению на восток и юго-восток. В восточной части штата Виктория, в долинах рек Митчелл и Уэнтуорт, по данным Дж. Талента (Talent, 1963), ордовикские образования представлены литологически однородной толщей чередующихся темно-серых среднезернистых кварцевых и глинистых песчаников, песчанистых алевролитов и синевато-черных сланцев. Грубозернистые образования встречаются здесь исключительно редко, а конгломераты совершенно отсутствуют. Иногда среди этих пород имеются тонкие прослои черных кремнистых сланцев. Дж. Таленту удалось обнаружить в сланцах следы подводных течений и оползней. Эти отложения содержат граптолиты нижнего и среднего ордовика и согласно перекрываются сланцами позднеордовикского возраста. Истинную мощность толщи установить трудно из-за ее монотонности и сложной мелкой складчатости; Д. Томаса (Thomas, 1947) оценивает ее более чем в 3000 *м*.

Севернее и северо-восточнее, в Австралийских Альпах, по данным А. Опика (Öpik, 1958), в основании разреза нижнего палеозоя залегает мощная (до 2500 *м*) толща граувакк серого и зеленовато-серого цвета, массивных и среднеслоистых, содержащих большое количество слюдистых минералов. Она перекрывается толщей, сложенной переслаивающимися черными, серыми и зеленовато-серыми кремнистыми и глинистыми сланцами, андезитовыми и диабазовыми лавами и их туфами суммарной мощностью до 3500 *м*. Венчают разрез ордовика черные граптолитовые сланцы. Общая мощность ордовика Австралийских Альп не менее 6000—7000 *м*. Севернее, прямо на простирании этого разреза в центральной части штата Новый Южный Уэльс, ордовикские образования были подробно изучены в районе городов Молонг и Ориндж. Нижнюю

часть их разреза в этом районе слагают андезиты, диабазы и их туфы, чередующиеся с черными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими граптолиты нижнего ордовика. Выше по разрезу в западной части района они сменяются известняками Бартон, как правило, массивными и перекристаллизованными. Они содержат одиночные кораллы среднего и верхнего ордовика. Максимальная мощность известняков достигает 800 *м*. К югу и юго-востоку на расстоянии нескольких километров разрез этой толщи заметно меняется. По данным Д. Уолкера и Г. Пакама, известняки быстро сокращаются в мощности и постепенно выклиниваются, замещаясь вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами — андезитами и их туфами, чередующимися с кварц-полевошпатовыми песчаниками, граувакками, глинистыми и кремнистыми сланцами. В последних были встречены граптолиты среднего ордовика. Мощность этой части разреза возрастает до 1500 *м*. Верхнеордовикские образования в районе Молонг — Ориндж повсеместно представлены вулканогенными породами. В основном это зеленые рассланцованные и массивные андезиты, которые переслаиваются с туфами и туфогенными брекчиями, граувакковыми песчаниками, глинистыми и кремнистыми радиоляриевыми сланцами. Мощность верхнего ордовика значительна и достигает 1500—2000 *м*. Общая мощность ордовика в этих разрезах не менее 3000—4000 *м*.

Далее по направлению на юго-восток, в пределах юго-восточного побережья Австралии, в Большом Водораздельном хребте и на его восточных склонах у г. Марруа, по данным И. Браун (I. Brown, 1928, 1933), породы ордовикского возраста слагают широкую антиклинальную складку. В основании разреза здесь обнажается толща тонкослоистых красных и желтых яшм, кремнистых сланцев, метаморфизованных тонкозернистых филлитовых сланцев и зеленоцветных хлорит-серицитовых сланцев. Мощность отдельных прослоев измеряется миллиметрами, и лишь в редких случаях превышает 5 *см*. Автору удалось наблюдать, что эти прослои не выдерживаются по простиранию и образуют выклинивающиеся на расстоянии нескольких метров линзы. Вся толща ленточных сланцев и яшм не содержит органических остатков, за исключением радиолярий, которые встречаются в яшмах. Сменяющие их выше по разрезу образования среднего и верхнего ордовика представлены однообразной толщей тонкослоистых черных и темно-серых глинистых сланцев, переслаивающихся с подчиненными прослоями темно-серых граувакковых обычно тонкозернистых и метаморфизованных песчаников. В сланцах содержатся граптолиты среднего и верхнего ордовика. Учитывая монотонность состава и интенсивную складчатость, трудно установить точную мощность этих образований. Приблизительно она равняется 2000—3000 *м*.

Таким образом, в пределах Лахланской складчатой системы породы ордовикского возраста существенно меняются по составу как по латерали — с юга на север, так и вкрест ее простирания — с запада на восток. Анализ имеющегося материала позволяет установить одну основную закономерность: по направлению на восток происходит смена миогеосинклинальных фаций более глубоководными эвгеосинклинальными. В этом же направлении увеличивается общая мощность ордовикских образований.

Нижний палеозой

К этому стратиграфическому комплексу относятся метаморфические образования в пределах юго-восточной части штата Квинсленд. Впервые они были описаны А. Денмидом (Denmead, 1928) как толща брисбенских кристаллических сланцев, объединяющая мощный разрез метаморфических сланцев и зеленокаменных пород. В последующие годы

в районе г. Брисбена этот разрез был детально изучен У. Брайном и О. Жонсом (Bryan, Jones, 1954), которые установили не только четкую стратиграфическую последовательность в метаморфических образованиях, но и зависимость степени метаморфизма пород от различной интенсивности тектонических дислокаций.

Основание разреза брисбенских кристаллических сланцев слагают зеленокаменные породы Роксберг. Они представлены рассланцованными спилитовыми лавами, местами по простиранию сменяющимися актинолитовыми, эпидотовыми и хлоритовыми сланцами. Среди зеленокаменных пород в виде отдельных прослоев иногда встречаются филлитовые и мусковитовые сланцы. Видимая мощность рассланцованных вулканогенных пород составляет около 2500 *м*. На юге и юго-востоке они перекрываются филлитовыми сланцами. Это тонкозернистые филлитовые сланцы с частыми прослоями слюдистых разностей. Иногда среди них встречаются также прослои графитовых сланцев. В зонах крупных разрывных нарушений и надвигов филлитовые сланцы сменяются существенно слюдистыми, серицитовыми, кварц-серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами.

Подобные метаморфические сланцы, а также более метаморфизованные породы — биотитовые, биотит-силлиманитовые и андалузитовые сланцы — были описаны вдоль восточного побережья штата Квинсленд. Стратиграфическое положение этой толщи остается неясным. Возможно, что часть из них относится по возрасту к началу палеозоя. Повсеместно метаморфический комплекс сменяется кремнисто-сланцевой толщей силура.

Силур

Породы силура и нижнего девона преобладают в пределах синклинальных структур в отличие от кембрийских и ордовикских отложений, слагающих антиклинальные зоны. Кроме того, они также выполняют широкие впадины и грабены. Благодаря этому для силурийских образований характерен значительно более пестрый фациальный состав и резкие смены одного типа осадков другим.

Наиболее распространены породы силура в пределах Мельбурнского прогиба (David, 1950), где они образуют комплекс миогеосинклинального типа.

Миогеосинклиналь. В пределах широкого прогиба, прослеживающегося от широты г. Мельбурна до района медных рудников Кобара в центральной части штата Новый Южный Уэльс, отложения силура представлены терригенным геосинклинальным комплексом. На юге прогиба, в центре штата Виктория, по данным Д. Томаса (Thomas, 1937, 1939, 1947) и Дж. Талента (Talent, 1965), в долине р. Голбори отложения силура согласно, с постепенным переходом сменяют алевролиты и сланцы верхнего ордовика. В отличие от последних в нижней части разреза силура преобладают зеленовато-серые и темно-зеленые мергели и алевролиты. Выше они сменяются черными сланцами нижнего силура. Сланцы этой толщи перекрываются песчаниками и алевролитами, в которых были обнаружены следы волновой ряби и остатки растений. Мощность толщи не менее 3000 *м*. Выше согласно залегают массивные тонкозернистые песчаники, служащие маркирующим горизонтом. Среди песчаников имеются тонкие прослои и линзы известняков, содержащих фауну верхов нижнего силура. Мощность этого горизонта около 350 *м*. Верхняя половина разреза силурийских отложений сложена в основании черными и темно-зелеными граптолитовыми сланцами, постепенно замещающимися вверх по разрезу вначале тонкозернистыми, а затем грубозернистыми граувакковыми и кварцевыми известковыми песчаниками с флорой. Мощность верхнего силура превышает 500 *м*. Общая суммарная

мощность силурийских отложений в пределах центральной части штата Виктория не менее 4000—5000 *м*.

В северном направлении породы силура погружаются под мезозойско-кайнозойские осадки впадины Марри и далее вновь выходят на дневную поверхность уже в центре штата Новый Южный Уэльс, в районе крупного медного месторождения Кобар. Здесь, в пределах хр. Барроу, в основании разреза без видимого углового несогласия на черных граптолитовых сланцах и алевролитах верхнего ордовика залегают конгломераты. Они представлены зелеными и зеленовато-серыми породами, в которых содержится мелкая окатанная галька кварцитов и алевролитов, а также вулканогенных пород. Конгломератовые прослои обычно имеют грубозернистый граувакковый цемент. Выше по разрезу прослои крупнообломочных терригенных пород чередуются с песчаниками и песчано-глинистыми сланцами. Они сменяются средне- и тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками и туфогенными граувакковыми породами, многократно фациально замещающими друг друга вкрест простирания. Венчают разрез глинистые, песчано-глинистые, филлитовые и туфогенные сланцы, переслаивающиеся с подчиненными прослоями алевролитов, мергелей, полимиктовых и глинистых песчаников и граувакк. Эта толща в зонах разломов имеет высокое (до 12%) содержание меди, а также титана и полиметаллов. Общая суммарная мощность нижнего силура не менее 3000—4500 *м*.

Верхнесилурийские образования в пределах гор Барроу и Канбелего представлены преимущественно вулканогенными и осадочными образованиями, фациально меняющимися по простиранию этой части Мельбурнского прогиба. На юге района в разрезе верхнего силура чередуются андезиты, песчано-глинистые и туфогенные сланцы, алевролиты, песчаники, кремнистые сланцы и яшмы. В северном направлении в разрезе начинают преобладать тонкообломочные терригенные образования, чередующиеся с кремнистыми сланцами и прослоями карбонатных пород. Мощность верхнесилурийских образований не менее 1000—1500 *м*. Таким образом, суммарная мощность силура в районе г. Кобар около 4000—6000 *м*.

По направлению на север породы миогеосинклинали погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения впадины Большого Артезианского бассейна. К востоку, в пределах центральной части Лахланской системы, силурийские образования представлены эвгеосинклинальными толщами, слагающими геосинклинальные прогибы. В ряде районов они были детально изучены.

Эвгеосинклиналь. На востоке эвгеосинклинали породы силура характеризуются пестрым фациальным составом. Повсеместно их разрез слагается либо мелководными морскими отложениями, либо вулканогенными толщами, отлагавшимися в прибрежно-морских условиях. Еще одной отличительной чертой этих разрезов является наличие углового несогласия в основании силура (Packham, 1960), что позволяет определить положение нижней границы системы без особых трудностей.

В пределах о. Тасмания, в долине р. Лоддон Западно-Прибрежного хребта, образования силурийского возраста представлены грубозернистыми песчаниками и кварцитами, чередующимися с отдельными прослоями гравелитов и алевролитов, общей мощностью до 500 *м*. Для всей этой толщи характерно обилие кварцевого обломочного материала и косая слоистость. В алевролитах низов разреза Е. Гиллом и М. Банксом были обнаружены граптолиты нижнего и среднего лландовери. Согласно залегающие на них сланцы представлены хорошо отсортированными тонкозернистыми осадками, чередующимися с тонкими прослоями органогенных известняков, а в верхней части — с прослоями белых кварцитов со следами волноприбойной ряби. Верхи разреза силура в долине р. Лоддон и районе рудника Зиан сложены маломощной (до 250 *м*) пачкой

чередующихся серых зеленовато-черных тонкозернистых песчаников, алевролитов и темно-серых тонкослоистых сланцев. По мнению М. Банкса (Banks, 1962d), это мелководные образования. Возраст их определяется как позднесилурский (лудлоу). Общая мощность силура в Западном Прибрежном хребте о. Тасмания достигает 1100 *м*.

На северо-востоке острова силурийские отложения слагают нижнюю половину палеозойского разреза, несогласно залегающего на докембрийских образованиях. По данным М. Банкса, в нижней половине толщи преобладают песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, среди которых имеются прослои гравелитов и туфогенных образований, преимущественно игнимбритов, в которых содержатся растительные остатки. В связи с тем, что толща палеонтологически охарактеризована чрезвычайно плохо, силурийский возраст ее определяется условно. Мощность ее не менее 1000 *м*.

Севернее по простиранию структур, к западу от г. Канберры, в районе г. Ясса, породы силура слагают Ясскую синклиналь, стратиграфический разрез которой был подробно изучен вначале И. Браун (I. Brown, 1954), а вслед за ней — Д. Брауном (D. Brown, 1964) и другими исследователями.

Основание разреза здесь слагает мощная толща (до 2000 *м*) кварцевых порфиров и грубозернистых песчаников, чередующихся с темноцветными сланцами и линзами известняков. Покровы кварцевых порфиров и их туфы, а также туфогенные песчаники и сланцы образуют больше половины разреза. Как вулканогенно-осадочные, так и терригенные породы имеют следы мелководных условий осадконакопления, таких как следы волноприбойной ряби и дождевых капель, косая слоистость и др. Прослои карбонатных пород обычно переполнены шельфовой фауной и многочисленными одиночными и колониальными кораллами.

Выше по разрезу по всей толще устанавливается чередование мелководных терригенных и карбонатных отложений с вулканогенно-осадочными. Так, например, пачка чередования сланцев, песчаников и известняков мощностью 250 *м* перекрывается 300-метровым горизонтом порфиритовых лав и их туфов, а венчается разрез переслаиванием черных глинистых и зеленовато-серых туфогенно-глинистых сланцев и органогенных известняков (мощность 250 *м*). По всей толще были собраны кораллы, брахиоподы, строматопоры, трилобиты и граптолиты, датирующие возраст толщи от среднего лландовери до позднего лудлоу. Общая ее мощность составляет около 2800—3000 *м*.

В 40 *км* к востоку от этого района в окрестностях г. Канберры между отложениями ордовика и силура выявляется перерыв в осадконакоплении и угловое несогласие (Öpik, 1954, 1958; Noakes, 1954). Вероятно, период перерыва в осадконакоплении был весьма кратковременным и охватывал лишь ранний и, возможно, средний лландовери. Основание разреза нижнего силура в пределах г. Канберры слагают мелководные среднезернистые песчаники, содержащие кораллы, брахиоподы и трилобиты. Выше они сменяются песчанистыми и глинистыми граптолитовыми сланцами, ритмично чередующимися с тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Мощность всех этих пород не более 80 *м*.

Согласно залегающая на сланцах толща осадочных пород характеризуется наличием прослоев карбонатных образований. В низах ее находится слой (до 70 *м* мощностью) мергелей с тонкими прослоями тонкозернистых песчаников и алевролитов и значительно реже — туфов. Мергели перекрываются комплексом тонко чередующихся пород — известковистых сланцев и мергелей, тонкослоистых и мелкозернистых песчаников, туфогенных отложений и кислых лав (риолитов) общей мощностью до 200 *м*. И, наконец, венчают разрез черные известковистые сланцы и известняки, содержащие кораллы. Возраст этого горизонта определяется как позднелландоверийский, а мощность — около 350—400 *м*.

В отличие от пород лландовери отложения венлока в районе г. Канберры слагают в значительной части вулканогенные образования. Залегающая в его основании пачка представлена переслаиванием туфогенных алевролитов, песчаников, порфиритов, их туфов и сланцев, среди которых имеются линзы известняков. Эта пачка 100-метровой мощности сменяется кислыми лавами — дацитами, риолитами и фельзитами, которые перекрываются вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами (порфиритами и их туфами, лавоагломератами, туфогенными песчаниками), чередующимися с преимущественно грубозернистыми отложениями — известковистыми и кварцевыми песчаниками и граувакками, среди которых встречаются отдельные прослои и линзы известняков. Мощность верхней части разреза около 250 *м*.

В разрезе верхнего силура количество прослоев вулканогенных пород еще более увеличивается. Залегающая в основании его толща представлена в нижней ее части риолитами и их туфами, чередующимися с яшмами и красными туфогенными песчаниками и серыми сланцами. Выше постепенно происходит замещение лав осадочными породами, и здесь туфы и туфогенные образования переслаиваются с известняками, известковистыми песчаниками и сланцами. Мощность всей толщи около 250 *м*. Верхи разреза силура слагаются уже исключительно эффузивами. Это темно-зеленые массивные кварцевые порфиры мощностью около 250 *м*, а в отдельных районах, можно, и больше. Таким образом, общая мощность силурийских отложений в районе г. Канберры около 1500—1600 *м*.

Подобный или весьма сходный разрез силура был описан многими исследователями (Pacham, 1962) к северо-западу и к востоку от этого района. Характерно, что по направлению к западу в разрезе увеличивается роль осадочных пород, в том числе и известняков, а к востоку — вулканогенных образований: лав и лавоагломератов (рис. 20). Л. Ноакс (Noakes, 1954), описавший силурийские отложения в пределах грабена Сант-Джорж, в 80 *км* к востоку от г. Канберры, подчеркивал, что, несмотря на небольшие мощности, их фациальный состав мало отличается от состава силура округа Оринджа.

В пределах округов Оринджа и Молонг работами сотрудников Сиднейского университета (Packham, Stevens, 1955; Packham 1958, 1959, 1962; Walker, 1959, и др.) была подробно изучена стратиграфия силурийских отложений в трех крупных структурах: в прогибах Коура и Хилл-Энд и поднятии Молонг, разделяющем эти прогибы. Так как разрезы прогибов весьма сходны, то мы рассмотрим один из них — разрез Хилл-Энда и в сравнении с ним — разрез поднятия Молонг.

В пределах прогиба Хилл-Энд, непосредственно к востоку от г. Веллингтона на верхнеордовикской вулканогенной толще согласно залегает горизонт крупнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов, вверх по разрезу сменяющийся вначале коралловыми известняками, а затем зелеными, серыми и черными глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников. Мощность нижней толщи не менее 400 *м*. Они перекрываются вулканогенной толщей фиолетовых лав риолитов и их туфов общей мощностью 500 *м*. Верхним горизонтом нижнего силура в пределах этого района является толща граувакк и массивных глинистых сланцев мощностью до 1500 *м*.

Верхнесилурийские отложения в пределах прогиба представлены в основном осадочными и вулканогенно-осадочными породами — чередованием туфогенно-глинистых сланцев, туфов, алевролитов и граувакк. Общая суммарная мощность силурийских пород в пределах прогиба достигает 4000 *м*.

В отличие от прогиба Хилл-Энд, в пределах поднятия Молонг преобладают вулканогенные и карбонатные образования. Здесь с перерывом на туфогенных сланцах верхнего ордовика залегают конгломераты,

сменяющиеся выше известковистыми и глинистыми сланцами, алевролитами и туфами кислого состава. Венчают разрез покровы риолитов, переслаивающиеся с туфами, туфогенными песчаниками и сланцами. Общая мощность силура на поднятии не более 500—800 *м*.

Эти структуры, имея простирания, близкие к меридиональному, прослеживаются на север и в районе 32° ю. ш. погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения Большого Артезианского бассейна. Далее они выходят на дневную поверхность в 1000 *км* севернее, приблизительно на 20° ю. ш. в пределах восточной части штата Квинсленд. Здесь они выполняют прогиб, с востока обрамляющий Австралийскую платформу.

На восточном склоне Большого водораздельного хребта, в долине р. Будекин, в 100 *км* восточнее порта Таунсвилл, по данным Д. Уайта и Д. Уатта (White, Wyatt, 1960), силурийские отложения слагают западное крыло прогиба широтного простирания. В крайней западной части его, непосредственно в контакте с выступом докембрийских образований щита Георгтаун Австралийской платформы, отложения силурийского возраста представлены мелководными фациями мелкозернистых и тонкозернистых кварцевых алевролитов, чередующихся с прослоями косослоистых песчаников. В верхней половине толщи имеются прослои биогенных и оолитовых известняков, граувакковых песчаников и алевролитов и вулканогенных брекчий. Венчают ее разрез альбитизированные андезиты, базальты и лавоагломераты, переслаивающиеся с туфами и туфогенными граувакками. Мощность этих пород около 2500—3000 *м*.

К востоку, в пределах этой же полосы выходов силурийских отложений, их разрез резко меняется, увеличиваясь в мощности. Здесь большую часть разреза слагают мощные (до 8000—10 000 *м*) кварцевые алевролиты, песчаники, сланцы и граувакки. По направлению на восток породы становятся более тонкозернистыми и тонкослоистыми. На них согласно залегают известковистые песчаники, переслаивающиеся с известняками, содержащими фауну верхов венлока — верхнего лудлоу. Мощность карбонатных пород около 1000 *м*.

Севернее в разрезе сохраняются вулканогенные образования, однако количество их в каждом отдельном месте меняется. Возможно, эти породы продолжаются и дальше на север, вплоть до мыса Мелвилл, где, по данным Дж. Брукса (Brooks, 1960), обнажены регионально- и контактовометаморфизованные филлиты, слюдистые сланцы и кварциты, чередующиеся с кремнистыми сланцами, альбитизированными туфами и кристаллическими известняками, возраст которых условно определяется как силурийский.

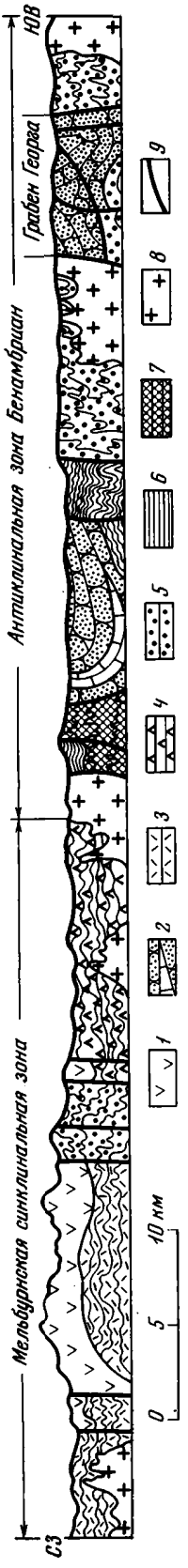


Рис. 20. Геологический разрез центральной части Большого Водораздельного хребта

1 — среднедевонские риолиты; *2—4* — силур: *2* — песчаники и туфы, *3* — основные лавы, *4* — кислые лавы; *5—7* — ордовик: *5* — песчаники, *6* — глинистые и кремнистые сланцы, *7* — кремнистые сланцы и кварциты; *8* — среднедевонские граниты; *9* — разломы

В пределах складчатой области Новой Англии эвгеосинклинальные образования силурийского возраста пользуются широким распространением. Впервые эти породы были установлены У. Бенсоном (Benson, 1912) в центральной части Новой Англии, где они пространственно ассоциируются с серпентинитовым меланжем, перекрывая его и залегая в основании разреза. Эта часть разреза представлена чередованием спилитов и их туфов, кремнистых сланцев, яшм, филитовых сланцев и граувакк. Видимая мощность толщи более 1500 *м*.

На юго-востоке штата Квинсленд силурийские образования распространены в тех же районах, что и метаморфические сланцы верхов докембрия (?) и нижнего палеозоя. Они прорваны крупными массивами гранитоидов и чаще всего слагают ядра антиклинальных структур.

По данным У. Брайна и О. Жонса (Bryan, Jones, 1954), в районе г. Брисбена на филлитовых сланцах Бунья залегают породы группы Ниренлей-Фенвайл. Они представлены глубоководными глинистыми сланцами, переслаивающимися с граувакками, массивными и тонкослоистыми кремнистыми сланцами и яшмами, с которыми ассоциируются фосфориты.

Севернее г. Брисбена, в районе Моретон и вдоль побережья, У. Брайном и О. Жонсом (Bryan, Jones, 1954) к силуру относится толща спилитов, сланцев и граувакк, среди которых встречаются линзы и прослои грубозернистых песчаников и конгломератов, а также яшм и кварцитов. Видимая мощность силура здесь не менее 1000 *м*. Повсеместно они совершенно согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными породами нижнего девона.

Нижний и средний девон

В пределах крупных синклинальных структур образования нижнего и среднего девона тесно связаны с подстилающими породами не только постепенными переходами, но и сходством литологического состава. Во всей Лахланской складчатой системе между средним и верхним девоном наблюдается крупное угловое несогласие. Верхний девон представлен красноцветной молассой, выполняющей наложенные впадины, что позволяет его рассматривать отдельно от более древних девонских образований.

На территории складчатой области Новой Англии не прослеживается среднедевонское угловое несогласие, хотя литологически имеется существенное отличие между средним и верхним девоном. Наиболее полно миогеосинклинальные девонские образования представлены в Мельбурнском прогибе, а эвгеосинклинальные — на западе складчатой системы Новой Англии.

Миогеосинклиналь. Область Мельбурнского прогиба представляет собой самую западную полосу распространения нижне- и среднедевонских отложений в пределах описываемого региона. Как правило, породы данного возраста выполняют ядра синклинальных складок и залегают согласно на силурийских. В связи с тем, что толщи характеризуются удивительным однообразием состава и содержат очень бедную фауну, изучение их стратиграфии и корреляция с другими разрезами проведены лишь в общих чертах, а в ряде мест — и просто схематично. В связи с этим остановимся лишь на двух разрезах — юга и севера прогиба.

На юге Мельбурнского прогиба, в центральной части штата Виктория, нижне- и среднедевонские образования были изучены Д. Томасом (Thomas, 1947) в южных отрогах Австралийских Альп, в районе г. Элдон. Здесь эти отложения без видимого несогласия перекрывают песчаники силура. В основании их разреза залегают грубозернистые песчаники с прослоями мелкогалечных внутриформационных конгломератов. В верхней его половине имеются прослои песчано-глинистых сланцев

и алевролитов. Общая мощность разреза приблизительно равняется 3000 *м*. Подобный разрез наблюдается и на севере Мельбурнского прогиба.

К северу от мезозойско-кайнозойской впадины Марри, в районе г. Кобара, породы этого возраста в основании сложены тонкозернистыми кварцитами и алевролитами. Выше они сменяются тонкослоистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися по всей толще с тонкозернистыми алевролитами, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами и редкими прослоями песчанистых мергелей. По всему разрезу встречаются остатки пелеципод и брахиопод нижнего и среднего девона. Мощность этих отложений на севере не превышает 1500 *м*, а на юге, возможно,— не более чем 2000 *м*. Следует лишь подчеркнуть, что этот разрез является крайне восточным в пределах миогеосинклинали, и по направлению к востоку, в эвгеосинклинальной зоне, одновозрастные комплексы становятся более разнообразными по своему составу.

Эвгеосинклиналь. Разрезы нижне- и среднедевонских отложений эвгеосинклинали очень различны по фациальному составу. Причина этого кроется в разных типах синклинальных структур, которые выполняются этими отложениями. Чтобы всесторонне отразить характер нижне- и среднедевонских образований, нет необходимости касаться абсолютно всех изученных разрезов. Остановимся лишь на основных, наиболее подробно описанных разрезах и будем рассматривать их так же, как и разрезы подстилающих отложений, с юго-запада на северо-восток, т. е. вкрест простирания структуры. Самым юго-западным разрезом пород этого возраста является разрез района залива Сперо на западном побережье о. Тасмания. Здесь отложения нижнего и среднего девона с базальными конгломератами (мощностью около 7 *м*) несогласно залегают на докембрийских и кембрийских образованиях. Выше они перекрываются косослоистыми песчаниками и алевролитами, которые, в свою очередь, сменяются известняками. Последние представлены окремнелыми и доломитизированными разностями, содержащими обильные одиночные и колониальные кораллы — страмотопоры, фавозиты, сирингопоры, а также брахиоподы и мшанки, возраст которых определяется как конец раннего девона или средний девон. Венчают разрез косослоистые тонкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты, в ряде мест красноцветные. Общая мощность этой ярко выраженной мелководной толщи не более 700 *м*.

Несколько западнее, в Прибрежном хребте, нижний девон согласно перекрывает породы верхнего силура и представлен фаунистически охарактеризованными известково-глинистыми сланцами и алевролитами, постепенно сменяющимися вверх по разрезу окремнелыми песчаниками с остатками нижнедевонской флоры. Здесь суммарная мощность нижнего девона составляет около 1000 *м*. Таким образом, на о. Тасмания удается наблюдать постепенную смену прибрежно-морских фаций континентальными.

Северо-восточнее в пределах южной части материка, отложения нижнего и среднего девона были подробно описаны в двух районах — в долинах рек Митчел и Уэнтворт и в долинах рек Бухан и Маррамбиджи.

По данным Дж. Талента (Talent, 1963), образования нижнего и среднего девона в долине р. Митчел выполняют узкий меридиональный грабен, с угловым несогласием перекрывая сланцы верхнего ордовика. В основании разреза залегают базальные конгломераты, валуны в которых, достигающие в поперечнике 10—20 *см*, хорошо окатаны и представлены гранитами и различными породами ордовика. Конгломераты вначале чередуются, а затем замещаются грубозернистыми, преимущественно кварцевыми песчаниками с рассеянной галькой гранитов. В верхней части разреза песчаники обычно среднезернистые. Мощность нижне-среднедевонских отложений около 200—250 *м*.

В окраинных частях грабена песчаники перекрываются, а в центральных его частях фациально замещаются толщей чередования песчаников, желтых глинистых, известково-глинистых алевролитов, мергелей и глинистых известняков, содержащих фауну нижнего девона. Выше по разрезу известковистые сланцы и алевролиты чередуются с тонко- и среднезернистыми песчаниками. Карбонатные породы включают обильные окаменелости нижнего девона. Разрез толщи венчают темно-синие известковистые аргиллиты и алевролиты, среди которых встречаются линзы известняков и значительно реже — доломитов. Эта часть разреза содержит отдельные тонкие прослои туфов. Суммарная мощность нижнего и среднего девона в долине р. Митчел достигает 1700 *м*.

Вкрест простирания структур, в 70 *км* восточнее, в долинах рек Муриндейл и Бухан нижне- и среднедевонские отложения выполняют сходную по форме грабен-синклиналь. Однако их разрез несколько меняется. В верховьях р. Бухан, по данным С. Тейхерта и Дж. Талента (Teichert, Talent, 1959), разрез в основании сложен эффузивами, трансгрессивно перекрывающими все более древние палеозойские образования. Данная толща мощностью от 600 до 800 *м* представлена лавами и туфами порфиритов, лавоагломератами и пепловыми туфами, которые, возможно, переслаиваются с мелководно-морскими песчаниками. При детальном изучении вулканогенных пород Х. Кохран и Г. Самсон (Cochrane, Samson, 1950) установили, что в виде тонких прослоев среди туфов присутствуют и покровы дацитов, кератофиров и андезитов. Согласно залегающие выше по разрезу породы представлены преимущественно карбонатными образованиями, среди которых имеются лишь тонкие подчиненные прослои терригенных отложений. В низах этой части разреза залегают темно-серые органогенные известняки, переслаивающиеся с туфами и туфогенными песчаниками. Выше они сменяются светлыми органогенными и коралловыми известняками, иногда с прослоями пестроцветных мергелей и сланцев. Мощность карбонатных пород около 900 *м*. Содержащаяся в них фауна характерна для среднего девона. Суммарная мощность нижнего и среднего девона в данном районе достигает 1500—1700 *м*.

По простиранию на север, в 50 *км* к востоку от г. Канберры, в долине р. Мурримбриджи, нижне- и среднедевонские отложения прекрасно обнажены и слагают брахисинклиналь, осложненную мелкой складчатостью. Здесь, вероятно, несогласно на породах силурийского возраста залегают предположительно нижнедевонские вулканогенные породы, мощность которых достигает 800 *м*. Они представлены массивными риолитами зеленовато-серого цвета, переслаивающимися с толстослоистыми грубозернистыми кристаллокластическими туфами, постепенно вверх по разрезу сменяющимися более тонкозернистыми разностями. Среди кристаллопластических туфов имеются прослои пепловых тонкозернистых разностей. Согласно на вулканогенных породах залегают тонкослоистые глинистые и органогенные известняки с ругозами, табулятами и бахиоподами. Эта часть разреза венчается красноцветными сланцами, алевролитами и песчаниками, отдельные прослои которых имеют косую слоистость и следы волноприбойной ряби. Мощность известняков и красноцветов около 250 *м*. Возраст их определяется как начало среднего девона. Верхнюю часть разреза среднего девона образуют исключительно органогенные и глинистые известняки и переполненные фауной мергели. Следует отметить, что в самой кровле разреза вновь залегают тонкозернистые туфы кислого состава. Общая мощность горизонта известняков и туфов 900 *м*. Суммарная мощность нижнего и среднего девона в долине р. Мурримбриджи около 2000 *м*.

В более восточных разрезах эвгеосинклинали карбонатные толщи среднего девона отсутствуют. В этом отношении весьма показателен характер девонских отложений окрестностей г. Канберры. Они несогласно

перекрывают образования силурийского возраста и сложно дислоцированы. Основание разреза в этом районе слагает комплекс вулканогенных пород — раскристаллизованных кварцевых порфиров с неясной слоистостью, чередующихся с грубозернистыми туфами и лавоагломератами, которые в самых верхах разреза сменяются тонкозернистыми и тонкослоистыми пепловыми туфами и песчаниками. Мощность всей толщи не превышает 250—300 *м*. По мнению А. Опика (Öpik, 1954, 1958), возраст этих пород раннедевонский.

В центральной части эвгеосинклинали от района г. Ориндж до севера штата Квинсленд отложения нижнего и среднего девона выполняют центральные части синклинальных прогибов, характеризуясь значительными мощностями. Наиболее детальное изучение их стратиграфии и состава было проведено в центральной части штата Новый Южный Уэльс.

Здесь в районе Молонг-Ориндж, по данным Г. Пакама (Packham, 1958, 1960, 1962), Д. Уолкера (Walker, 1959), Г. Жоплин и А. Кулей (Joplin, Culey, 1938) и других, породы этого возраста распространены широко. В разрезах синклинали Хилл-Энд-Софала основание нижнего девона слагают массивные грубообломочные туфы кислого состава, в средней части которых встречаются прослои дацитов и туфогенных брекчий. Среди туфов, в виде подчиненных прослоев и линз распространены глинистые сланцы, алевролиты и тонкозернистые полосчатые пепловые туфы. Мощность всей толщи около 700 *м*. Залегающая выше толща представлена тонко- и среднеслоистыми темными, часто пиритизированными, глинистыми сланцами, чередующимися с отдельными прослоями среднезернистых песчаников и алевролитов. В средней части разреза толщи среди сланцев имеется прослой известняков мощностью до 30 *м*, переполненный ругозами и табулятами. В песчаниках встречаются отпечатки флоры. Общая мощность сланцев достигает 800 *м*. И, наконец, венчают разрез девона вновь вулканогенно-осадочные породы, представленные преимущественно массивными туфами кислого состава, переслаивающимися с тонкозернистыми эпидотизированными разностями и с подчиненными прослоями дацитов и кварцевых порфиров. Их мощность не превышает 750 *м*.

Общая суммарная мощность нижнего и среднего девона в пределах синклинальной структуры Хилл-Энд-Софала 2250—2900 *м*.

В центральной части штата Квинсленд, к северу от Большого Артезианского Бассейна, изучение разрезов в значительной мере затруднено обилием гранитных тел, прорывающих отложения нижнего и среднего девона и изменяющих их в зонах контактового метаморфизма.

В пределах хр. Друммонд, в центре юго-восточной части штата Квинсленд, по данным Дж. Твидейла (Tweedale, 1960), образования верхов нижнего и низов среднего девона слагают крылья антиклинальных складок. Они представлены кремнистыми сланцами, красноватыми и коричневыми пепловыми туфами и окремненными песчаниками, переслаивающимися со сланцами и внутриформационными конгломератами. Часто среди этих пород наблюдаются эффузивы среднего и кислого состава — андезиты и риолиты, а также туфогенные брекчии и агломераты. Общая их мощность, по-видимому, не менее 2000 *м*.

По простиранию северо-восточнее, в округе Хербертон, К. Левингстоном (Levingston, 1960) описаны нижне- и средне девонские образования вновь совершенно иного состава. Здесь низы и верхи разреза сложены тонкослоистыми песчаниками, граувакками и метаморфизованными глинистыми сланцами, содержащими прослои известняков и мелкогалечных конгломератов. В средней части разреза, разделяющей осадочные отложения, находится толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Она сложена лавами преимущественно кислого и частично среднего состава (риолиты, андезиты и порфириты), переслаиваю-

щимися с кристаллокластическими туфами и кремнистыми сланцами. Общая мощность этого разреза около 2000—3500 *м*.

В пределах штата Квинсленд, как видно из этого краткого описания, вариации состава разреза нижней половины девона весьма значительны. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что по направлению к платформе вулканогенные породы выклиниваются и замещаются карбонатными отложениями.

На крайнем востоке Австралии девонские образования широко распространены в пределах складчатой системы Новой Англии. Наиболее полно изучены они были во внешней зоне, где породы этого возраста содержат многочисленную фауну. Здесь в разрезе девона выделен ряд серий и свит, прослеживающихся на значительные расстояния. В отличие от внешней зоны во внутренней зоне образования девона литологически мало отличаются от подстилающих пород силура и выделяются во многих районах условно.

По данным К. Крука (Crook, 1961), видимое основание разреза серии слагает толща пород раннедевонского возраста, представленная чередованием черных пиритизированных сланцев и граувакк с редкими прослоями массивных кварцитовидных граувакковых песчаников. Выше по разрезу среди данных образований встречаются линзы и прослои органогенных известняков. Вверх по разрезу сланцы сменяются зелеными и зеленовато-серыми кварцевыми кератофирами, мощность которых достигает до 300—350 *м*. Венчает разрез нижнего девона пачка брекчиевидных песчаников и сланцев красноватого цвета, среди которых имеются линзы и прослои алевролитов и известняков. В верхах этой пачки зеленые и зеленовато-серые аргиллиты и граувакки включают прослои осадочных брекчий, состоящих из обломков афанитовых кератофиров и зерен полевых шпатов. Цемент брекчий существенно эпидотизирован. Общая видимая мощность пород нижнего девона составляет около 3500 *м*.

Среднедевонские образования в основании представлены конгломератами с обильной галькой эффузивов, гранитоидов и известняков, а также грубозернистыми песчаниками и граувакками. Они чередуются с прослоями сланцев, песчаников и тонкослоистых брекчиевидных и органогенных известняков. Выше конгломератов залегают пестроцветные тонкослоистые кремнистые сланцы и окремненные алевролиты и известняки. Среди кремнистых пород встречаются туфогенные песчаники и обломочные туфы, обычно образующие прослои мощностью не более 10 *см*. Верхи разреза этой толщи слагают массивные и слоистые коралловые известняки и массивные граувакковые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами. Мощность среднедевонских отложений достигает 1800—2000 *м*.

На севере рассматриваемой складчатой системы, в пределах штата Квинсленд, нижне- и среднедевонские отложения наиболее детально были изучены К. Лукасом (Lucas, 1960) на крайнем юге, у самой границы штата. Здесь разрез пород этого возраста в основании сложен чередующимися лавами и туфами андезитов и внутриформационных брекчий, среди которых встречаются линзы органогенных известняков. Выше по разрезу вулканогенные породы сменяются мощной толщей переслаивания зеленовато-серых тонкослоистых глинистых сланцев, мергелей, радиоляриевых кремнистых сланцев, яшм и тонкозернистых туфов. Общая мощность нижне-среднедевонской толщи достигает 5000—5500 *м*.

В восточных районах складчатой системы Новой Англии к нижнему и среднему девону условно относят толщу, в которой были обнаружены редкие окаменелости девона. Такая слабая геологическая изученность в первую очередь объясняется тем, что здесь породы девона, литологически однотипные с подстилающими и перекрывающими отложениями, существенно регионально метаморфизованы. На региональный метамор-

физм пород накладывается интенсивный контактовый метаморфизм в зонах распространения крупных батолитов гранитов позднепалеозойского возраста. Однако появляющиеся в последнее время в литературе сообщения о находках верхнепалеозойской фауны в этой литологически единой кремнисто-сланцевой толще свидетельствуют о том, что, по-видимому, образования девонского возраста составляют существенную часть от ее общего объема.

Верхний девон — карбон

Характер фаций верхнедевонских и каменноугольных отложений и условия их залегания принципиально отличны от более древних палеозойских образований. В пределах всей территории штата Виктория и большей части штата Новый Южный Уэльс они представлены орогенными формациями — пресноводными и континентальными молассами и вулканогенно-осадочными породами, на значительных площадях залегающими почти горизонтально и резко несогласно перекрывающими более древние образования. Сходный тип залегания имеют отложения этого возраста в пределах северо-восточной части штата Квинсленд, но фациальный их состав несколько иной: здесь преобладают мелководные морские образования. В пределах Новой Англии породы этого возраста представлены геосинклинальными фациями.

Орогенные впадины. Рассмотрим три разных типа разрезов пород верхнего девона и нижнего карбона орогенных впадин в той же последовательности, т. е. с запада на восток, по направлению от Австралийской платформы к более молодой складчатой системе.

На востоке штата Новый Южный Уэльс, между городами Кобар и Брокен-Хилл, верхнедевонские и, возможно, нижнекаменноугольные отложения слагают крупнейшую в пределах восточной Австралии наложенную впадину, в значительной части перекрытую мезозойско-кайнозойскими образованиями. Породы верхнего девона образуют разрозненные небольшие возвышенности в пределах этой территории полупустыни и повсеместно представлены пресноводными красноцветными песчаниками, литологически и стратиграфически идентичными песчаникам, обнажающимся восточнее рудника Кобар.

Е. Рейнер приводит такую последовательность залегания пород этой толщи. В основании ее находятся красные и красновато-бурые базальные конгломераты, галька в которых представлена гранитами, а также различными породами нижнего и среднего палеозоя. Выше конгломераты сменяются красноцветными грубо- и среднезернистыми аркозовыми песчаниками с редкими линзами сланцев, содержащих остатки рыб позднедевонского возраста. Эти песчаники, в свою очередь, перекрываются пестроцветными тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, обычно косослоистыми, со следами волноприбойной ряби и дождевых капель, временных потоков и трещин усыхания. Вся эта толща имеет признаки мелководных, а для ряда прослоев и пресноводных условий осадконакопления. Очень редко среди этих пород встречаются линзы морских мелководных сланцев. Общая мощность толщи составляет не более 1500—1700 *м*.

Южнее и юго-восточнее верхнедевонские и каменноугольные породы слагают впадины меньших размеров, обычно находящиеся в непосредственной близости с крупными разрывными нарушениями. Такая цепь впадин прослеживается в штате Виктория (рис. 21). Основание разреза верхнего девона в долине р. Гольбёрн слагают крупновалунные (до 30 *см* в диаметре) и среднегалечные базальные конгломераты, с резким угловым несогласием перекрывающие отложения силура и нижнего девона. Мощность конгломератов невелика и составляет всего 6—8 *м*. Они согласно перекрываются нижней толщей кислых эффузивов, представ-

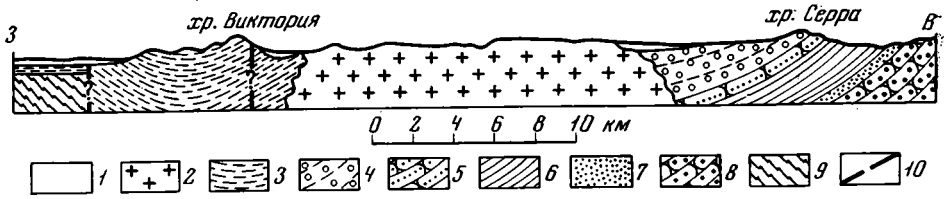


Рис. 21. Геологический разрез посторогенной впадины Уартук, юго-восточная Австралия, по Д. Спенсеру-Джонсу (Spencer-Jones, 1965)

1 — четвертичные отложения; *2* — позднепалеозойские гранитоиды; *3—8* — нижний карбон: *3* — тонкослоистые песчаники, *4* — кварцитовидные песчаники, *5* — среднезернистые глинистые песчаники, *6* — пестроцветные кварциты, *7* — грубозернистые песчаники, *8* — косослоистые песчаники и конгломераты; *9* — ордовикские сланцы; *10* — разломы

ленной чередованием риолитов, дацитов и их туфов, мощностью около 350 *м*. Следующая по разрезу толща основных эффузивов представлена туфогенными песчаниками и сланцами, переслаивающимися с пепловыми туфами и конгломератами, а в верхах—с базальтами, андезито-базальтами, среди которых в виде подчиненных прослоев присутствуют пепловые и кристаллокластические туфы. Общая мощность толщи достигает 180 *м*. Верхняя половина разреза верхнего девона сложена более чем 1000-метровой толщей чередующихся континентальных покровов кислых эффузивов (риолитов, дацитов и тосканитов), их туфов и косослоистых песчаников. Суммарная мощность пород этого возраста в долине р. Голбёрн достигает 1500—1600 *м*.

В 150 *км* к юго-востоку, в районе классического несогласия между почти горизонтально залегающими верхнедевонско-нижнекаменноугольными породами и сложно смятыми более древними палеозойскими образованиями — у пос. Табераббера,—детальное изучение стратиграфии верхнего девона было проведено Дж. Эстоном (Easton, 1938), а затем Дж. Талентом (Talent, 1963). По данным этих исследователей, здесь устанавливаются многочисленные фациальные изменения и взаимозамещение вкрест простирания мульды осадочных образований этого возраста кислыми и средними эффузивами (риолитами и порфиритами). Среди осадочных пород преобладают красноцветные алевролиты и песчаники, переслаивающиеся с тонкими (от 1 до 3 *м*) прослоями игнимбритов, пепловых туфов и брекчий. Вся эта толща венчается среднегалечными конгломератами. Видимая мощность ее резко меняется в зависимости от рельефа, достигая максимально 700—800 *м*.

Несколько восточнее, уже в пределах синклинальной зоны Хилл-Энд-Будекин, верхнедевонские и каменноугольные отложения хотя и выполняют сходные по типу структурные формы, но разрезы их существенно меняются. Здесь наряду с впадинами, выполненными красноцветными континентальными толщами, имеются структуры, в которых преобладают морские и вулканогенные образования. Это хорошо видно на примере той части зоны, которая прослеживается в пределах центральной части штата Квинсленд.

На юге этой зоны, на широте тропика Козерога, в хр. Друммонд, по данным Дж. Твидейла (Tweedale, 1960), образования верхнего девона несогласно с базальными конгломератами в основании перекрывают среднедевонские отложения. Эта толща, мощностью до 1300 *м*, сложена в нижней половине косослоистыми пресноводными песчаниками красного и зеленого цвета, туфогенными песчаниками, средне- и мелкогалечными конгломератами. Они перекрываются пестроцветными песчаниками и глинистыми сланцами, чередующимися с тонкими прослоями и линзами серых оолитовых и водорослевых известняков и силлами поле-

вошпатовых порфиров. Их мощность около 1000 *м*. Возраст пород на основании редких находок фауны и флоры датируется как позднедевонский. На них с незначительным угловым несогласием залегают отложения нижнего карбона, разрез которых по составу и характеру совершенно идентичен верхнедевонскому. В их основании также находится горизонт грубообломочных пород, который сменяется морскими мелководными песчаниками, сланцами и мергелями. В отличие от верхнего девона в разрезе нижнего карбона значительно большую роль играют туфы риолитов, а в районе горы Бьюфорт — и лавы кислых эффузивов. Мощность нижнекаменноугольных отложений свыше 1500 *м*. Общая мощность верхнедевонских — каменноугольных отложений хр. Друмонт достигает 2500 *м*.

На породах верхнего девона трансгрессивно, а в ряде мест с небольшим угловым несогласием залегает толща пестроцветных песчаников и конгломератов, чередующихся с известковистыми разностями песчаников и редкими прослоями ленточных известняков, содержащих фауну и флору нижнего карбона. Мощность этих отложений изменяется от 1500 до 2000 *м*. Общая мощность верхнедевонских и нижнекаменноугольных пород в бассейне р. Будкин не менее 3500 *м*.

Миогеосинклиналь. В отличие от более западных районов в пределах складчатой системы Новой Англии породы верхнего девона и карбона представлены геосинклинальными образованиями.

Отложения верхнего девона в пределах миогеосинклинали в ряде мест отделены от подстилающих пород незначительным перерывом и угловым несогласием. Однако обычно они встречаются в тех же районах,

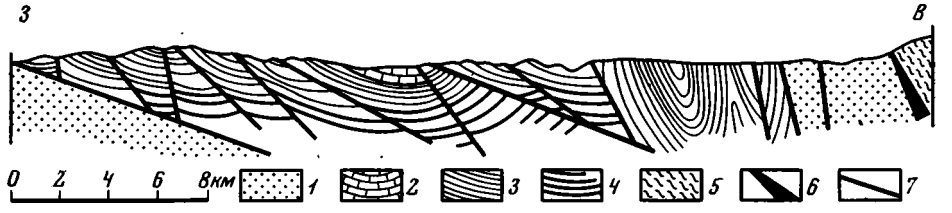


Рис. 22. Геологический разрез Манильской зоны, система Новая Англия, Австралия, по А. Войзи (Voisey, 1957c)

1 — песчаники и сланцы нижнего карбона; *2* — мергели верхнего девона; *3* — сланцы среднего девона; *4* — кремнисто-сланцевая толща нижнего девона; *5* — метаморфизованная кремнисто-вулканогенная толща силура; *6* — серпентиниты; *7* — разломы

что и породы среднего девона, и в структурном отношении тесно связаны с последними (рис. 22). На территории Новой Англии верхнедевонские образования зоны одноименной складчатой системы были выделены К. Круком (Crook, 1961). Они представлены тонкослоистыми аргиллитами, алевролитами, туфогенными граувакками и брекчиями, чередующимися с окремненными тонкополосчатыми мергелями и конгломератами, галька которых представлена кремнистыми породами и андезитами. В верхах этого горизонта вместе с морской мелководной фауной были встречены остатки флоры. На этих породах с угловым несогласием залегают конгломераты, содержащие хорошо окатанную гальку гранитов, порфиров, андезитов и кремнистых пород, сцементированную полимиктовым песчанистым цементом. Вверх по разрезу конгломераты сменяются косослоистыми полимиктовыми песчаниками, окрашенными в серые и серовато-зеленые и красноватые цвета. Эти песчаники также включают растительные остатки. Далее по разрезу они сменяются толщей темно-серых, серо-зеленых и зеленых мергелей, переслаивающихся с зелеными кварц-полевошпатовыми туфами. В верхней части разреза толщи преобладают тонкослоистые мергелистые сланцы,

среди которых в виде редких прослоев встречаются конгломераты и известняки. Общая мощность пород толщи около 6000—6200 *м*.

Суммарная мощность девонских отложений в районе Тамуорта на западе Новой Англии достигает 11 000—12 000 *м*.

На территории штата Квинсленд средне- и верхнедевонские отложения наиболее распространены в районе г. Яролл. Здесь нижнюю видимую часть разреза девона, контактирующую с подстилающими породами по региональному разрывному нарушению, слагают андезиты и их туфы с прослоями лавоагломератов и линзами известняков. Выше по разрезу они сменяются брекчиями и конгломератами, обломки в которых представлены в основном вулканогенными образованиями — лавами и туфами андезитов, а цементом их служит граувакковый материал. Реже среди грубообломочных образований встречаются прослои туфов и туфогенных сланцев. Венчают разрез верхнего девона туфы андезитов и туфогенные мергели и сланцы. Общая видимая мощность вулканогенных пород верхов среднего и нижнего девона достигает 1500—2000 *м*.

Следует отметить, что в большинстве районов Новой Англии породы девона сменяются каменноугольными отложениями без существенных перерывов в осадконакоплении между ними.

Основание разреза каменноугольных отложений в центральной части миогеосинклинали в районе г. Тамуорт слагают конгломераты с полимиктовым цементом, которые с угловым несогласием перекрывают породы верхнего девона. Выше по разрезу они постепенно сменяются полимиктовыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми алевролитами и мергелистыми сланцами. В виде редких прослоев среди них присутствуют органогенные известняки, в основном состоящие из обломков брахиопод и кораллов. Пачка грубозернистых терригенных пород основания каменноугольного разреза согласно сменяется зеленовато-серыми и серыми мергелями Намои, обычно хорошо слоистыми, с подчиненными прослоями темных аргиллитов и туфогенных песчаников. Кое-где в песчаниках наблюдается косая слоистость. Эти породы чрезвычайно бедны фауной. Отдельные находки ее свидетельствуют о том, что толща Намои относится к турнейскому ярусу (Campbell, Engel, 1963). Общая их мощность колеблется от 2800 до 3500 *м*.

Эти отложения вверх по разрезу сменяются толщей грубообломочных пород, в основании которой залегает горизонт валунных конгломератов. Галька в них представлена в основном эффузивами среднего и основного состава. Среди конгломератов встречаются прослои пироксеновых андезитов (Carey, 1937). Выше конгломераты перекрываются туфами андезитов, переслаивающихся с внутриформационными конгломератами, грубозернистыми песчаниками и гравелитами, а также редкими прослоями черных глинистых и туфогенных сланцев с флорой среднего и верхнего карбона. Мощность данных отложений в районе Тамуорт достигает 3000—3200 *м*. Они сменяются грубообломочной молассой, слагающей основание разреза Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба.

На крайнем юге Новой Англии, в районе г. Ньюкасла, по данным Б. Энгела (Engel, 1962) и Ж. Робертса (Roberts, 1961, 1965), в разрезе каменноугольных отложений преобладают тонкообломочные морские образования. Здесь распространены преимущественно темно-серые глинистые сланцы, чередующиеся с полимиктовыми песчаниками. В виде редких прослоев в них встречаются наряду с органогенными известняками внутриформационные конгломераты, андезиты и их туфы. Характерно, что внутри этой толщи отсутствуют перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия. Общая мощность каменноугольных отложений в районе г. Ньюкасла не менее 6000 *м*.

Эвгеосинклиналь. Фаунистически датированные разрезы карбона в эвгеосинклинали до настоящего времени насчитываются единицами.

Впервые они были установлены Л. Боллом еще в начале этого века на крайнем юге штата Квинсленд. Им в толще темных глинистых сланцев, переслаивающихся с зелеными, темно-красными и белыми кремнистыми сланцами и яшмами, зелеными граувакковыми песчаниками, амигдалоидными лавами среднего состава и афанитовыми риолитами, были обнаружены кораллы нижнего карбона. Приблизительная мощность пород этого возраста достигает не менее чем 2000 *м*. Возможно также, что каменноугольными являются и нижние горизонты кремнисто-сланцевой толщи мощностью около 6000 *м*, отнесенной на геологических картах этого района к нерасчлененному верхнему палеозою.

Восточнее, у самого побережья Тасманова моря, в окрестностях горы Барней, П. Стефенсон (Stephenson, 1959) собрал коллекцию фауны среднего карбона в известняках, переслаивающихся с граукакковыми и полевошпатовыми песчаниками, лавами кислых эффузивов, их туфами и кремнистыми алевролитами, общая мощность которых более 3000 *м*.

Южнее, в пределах штата Нового Южного Уэльса, аналогичные по составу толщи нижнего и среднего карбона по редким находкам ископаемых остатков выделяются в нескольких районах. К ним относится район г. Амидейл, где фауна карбона была собрана в черных филлитовых сланцах, чередующихся с радиоляриевыми кремнистыми сланцами и граувакками. Однако, как уже указывалось, нигде в этом обширном регионе не известны перерывы в осадконакоплении и несогласия в мощной (до 18 *км*) сланцевой толще, в нижней части которой встречаются брахиоподы девона, а в верхней — пелециподы нижней перми. Это дает все основания предполагать, что отложения каменноугольного возраста составляют существенную часть ее разреза.

Пермь

Отложения пермского возраста, являясь элементом платформенного чехла, в пределах Аделаидской, Лахланской складчатых систем и Австралийской докембрийской платформы фациально мало меняются и однотипны на обширной территории востока Австралийского континента. Перекрываются пермские отложения триасовыми и мезозойско-кайнозойскими образованиями, которые уже в пределах всего Австралийского континента слагают платформенный чехол.

Отложения перми в пределах разных частей складчатой системы Новой Англии резко отличны по своим фациям и мощностям. Во внутренних зонах складчатой системы нижнепермские породы участвуют в строении геосинклинального комплекса, а на крайнем западе ее представлены молассовой формацией Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба. Породы верхней перми на западе этого региона слагают нижние горизонты платформенного чехла, а на востоке его сложены грубообломочными породами, выполняющими межгорные впадины. Принимая во внимание такое многообразие в структурном положении пород данного возраста, мы будем рассматривать отдельно разрезы отложений нижнего и верхнего отделов пермской системы.

Нижняя пермь

Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб. В юго-восточной части краевого прогиба разрезы нижней грубой молассы позднекаменноугольного — раннепермского возраста были детально описаны в районе г. Тамуэрт. Здесь без заметного углового несогласия на подстилающих породах карбона залегают валунные конгломераты Карабабула. Валуны, размеры которых в поперечнике достигают до 1 *м*, и гальки этих конгломератов представлены гранитами, андезитами, порфиритами и другими изверженными и эффузивными породами. Реже среди обломков

встречаются кварциты, граувакковые песчаники и яшмы. Состав грубообломочного материала свидетельствует о том, что снос в прогиб на ранних этапах его образования шел с территории соседней, Лахланской, складчатой системы. Обломочный материал плохо отсортирован и сцементирован преимущественно грубыми песчаниками. В отдельных зонах данные конгломераты чередуются с ленточными глинами и туфами. Это позволило многим исследователям предполагать их ледниковое происхождение. По мнению автора, познакомившегося с разрезом конгломератов Карабабула в ряде мест, к отложениям флювиогляциального типа можно отнести лишь отдельные горизонты в верхах толщи, а большая ее часть представляет собой обычные грубообломочные образования, возникшие в результате размыва горных цепей, располагавшихся западнее прогиба. Выше по разрезу конгломераты чередуются с вулканогенными породами — с прослоями туфов риолитов, кислых лав и игнимбритов. Венчает разрез этой толщи, мощность которой местами достигает до 2500 *м*, угленосный горизонт. Он представлен переслаиванием каменных углей, песчаников и темных глинистых сланцев. Местами угленосные толщи перекрываются платобазальтами Уарри, прослеживающимися вдоль восточного борта прогиба и максимально достигающими более 1000 *м* мощности. Эти покровы эффузивов выклиниваются по направлению на север и на юг.

На западном борту прогиба, в районе г. Катумба, основание разреза нижней перми слагают крупногалечные конгломераты и слоистые брекчии, чередующиеся с прослоями песчаников, алевролитов и сланцев. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль тонкообломочных пород. Мощность этой толщи, по данным К. Мак-Элроя (McElroy, 1962a), достигает 600—800 *м*. Выше по разрезу на них согласно залегает пачка переслаивающихся морских и континентальных отложений, представленных косослоистыми песчаниками и сланцами с прослоями каменных углей промышленной мощности. Мощность этой части разреза около 900 *м*. Общая мощность нижней перми в западном борту Сиднейско-Боуэнского прогиба на широте г. Сиднея не менее 1500 *м*.

Эвгеосинклиналь. Нижнепермские отложения собственно эвгеосинклинали по формационному составу резко отличаются от одновозрастных образований краевого прогиба. На севере складчатой системы в районе г. Яролл, штат Квинсленд, по данным У. Максвелла (Maxwell, 1960) и Ж. Деа, они представлены граувакками, алевролитами, аргиллитами и туфами риолитов, в которых встречается флора *Glossopteris*. Выше граувакковые песчаники и туфы сменяются вначале известковистыми сланцами, а затем — спиллитами, андезитами, туфами андезитов и вулканическими брекчиями. Мощность вулканогенной пермской толщи синклинория Яролл достигает почти 4000 *м*. Эта толща прослеживается вдоль западного борта геосинклинали на многие километры вплоть до г. Рокгемптона на севере.

Мощность пород перми еще более возрастает по направлению на восток, в долине р. Брисбен. Здесь К. Кемпбеллом (Campbell, 1952) была описана толща, сложенная песчаниками, граувакками, конгломератами и сланцами, переслаивающаяся с туфами и лавами андезитового и диабазового состава. Существенную роль в этом разрезе играют также вулканические брекчии и конгломераты. Суммарная мощность толщи не менее 6000 *м*. Подобные породы аналогичного возраста были установлены во многих районах восточной части штата Квинсленд, причем повсюду в них преобладают вулканогенные образования среднего и основного состава и граувакковые песчаники, содержащие морскую фауну.

В южной части складчатой системы, в Новой Англии, геосинклинальные образования перми представлены главным образом сланцевыми фациями. Здесь в районе г. Армидейла их разрез сложен черными тон-

кослоистыми аргиллитами и алевролитами, местами ритмично чередующимися и сходными по общему облику с флишем. В верхней части разреза алевролитовые прослои сменяются грауваккковыми песчаниками. Среди этих пород встречаются многочисленные прослои пепловых и тонкообломочных туфов среднего и основного состава. Однако в отличие от районов штата Квинсленд здесь не распространены эффузивы. Мощность нижней перми во внутренней части складчатой системы Новой Англии не менее 5000 *м*. Эти образования венчают разрезы геосинклинальных прогибов крайнего востока Австралии.

Верхняя пермь

Верхнепермские отложения, представленные преимущественно континентальными фациями, представляют собой нижние горизонты платформенного чехла на западе позднепалеозойской складчатой системы. На востоке последней они известны лишь в межгорной впадине Марибара.

Наиболее широко в западной части описываемой складчатой системы породы верхней перми распространены по окраинам синеклизы Сурат, где они широким шлейфом перекрывают нижнепермские молассы Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба. В южной части этого района, в окрестностях Сиднея, их разрез, по данным К. Мак-Элроя (McElroy, 1962а), сложен косослоистыми грубо- и среднезернистыми песчаниками, чередующимися с мелкогалечниковыми и с линзами более крупнообломочных конгломератов, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями каменных углей. Максимальная мощность прослоев последних местами достигает до 7 *м*. В песчаниках и сланцах были обнаружены многочисленные растительные остатки. Общая мощность верхней перми не более 150—200 *м*.

Более мощная толща пород этого возраста была установлена на севере, во впадине Боуэн. Здесь, по данным С. Роу (Rowe, 1960), нижнюю часть разреза верхней перми слагают желтые и белые среднезернистые тонкослоистые полевошпатовые песчаники с косой слоистостью, с редкими линзами глинистых сланцев и органогенных известняков. Мощность песчаников обычно не превышает 500—700 *м*. Выше они сменяются зеленовато-желтыми глинистыми полевошпатовыми песчаниками и глинами, содержащими угленосные пачки. Мощность отдельных угольных прослоев достигает до 5 *м*. Общая мощность этих угленосных отложений весьма изменчива. На периферии впадины Боуэн она не превышает первых сотен метров и резко возрастает в пригеосинклинальной ее части, достигая 3000 *м*. Таким образом, суммарная мощность верхнепермских отложений во впадине Боуэн изменяется от 1000 до 3500 *м*.

Единственным районом во внутренних частях складчатой системы Новой Англии, где известны отложения верхней перми, является район г. Гимпи (Denmead, Tweedale, 1960) в западном борту межгорной впадины Марибара. Здесь их разрез сложен в основании конгломератами, которые выше сменяются песчаниками и сланцами, суммарной мощностью приблизительно до 100 *м*.

Породы перми в межгорных впадинах и в составе эпиплатформенного чехла согласно, а местами с региональными перерывами перекрываются горизонтально залегающими триасовыми и юрскими отложениями. Здесь мы не будем специально рассматривать стратиграфию этих отложений, так как это не является предметом настоящего исследования. Укажем только, что в межгорных впадинах мощность мезозойских, домеловых, пород достигает 2000 *м*, тогда как в платформенном чехле она не превышает первых сотен метров. По формационному составу это в основном континентальные или мелководные отложения, седиментация которых проходила в условиях относительного тектонического покоя.

* * *

С севера, востока и юго-востока Австралийский континент обрамляется обширной кайнозойской геосинклинальной областью, простирающейся на западе от линии гравитационных аномалий Ф. Венинг-Мейница, разделяющей острова Новая Гвинея и Сулавеси, до океанического желоба Тонга-Кермадек на востоке. Эта область известна в геологической литературе под несколькими названиями. Впервые Г. Штилле (Stille, 1945), а вслед за ним Р. Файрбридж (Fairbridge, 1950) выделили ее как Нео-Австралию. Почти одновременно с ними М. Глесснер (Glaessner, 1950), используя терминологию У. Кейри, подразделял Нео-Австралию, или острова Меланезии, на две части — западную — Внутреннюю Меланезийскую дугу и восточную — Внешнюю Меланезийскую дугу, граница между которыми им проводилась по оси Западно-Меланезийского океанического желоба. Рядом австралийских и французских геологов та же область именуется Папуаской геосинклиналью (Avias, 1953; и др.). И, наконец, Ю. М. Пущаровским, Л. К. Затонским и Р. А. Афремовой (1964) она же была описана как Новогвинейско-Новозеландский сектор Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

В данной работе не рассматривается тектоническая история островов Меланезии в мезозое и кайнозое, поэтому употребляется термин, предложенный У. Кейри и М. Глесснером, имеющий больше географическое содержание, нежели тектоническое. Собранные в настоящее время обширные сведения по геологии островов Меланезии свидетельствуют о том, что палеозойские отложения распространены лишь на островах Внутренней Меланезийской дуги. Восточнее Западно-Меланезийского океанического желоба самыми древними образованиями являются, по-видимому, породы верхнего мела и палеогена.

В пределах Внутренней Меланезийской дуги отложения палеозоя были установлены на трех крупнейших островах этой дуги — на Новой Гвинее, Новой Каледонии и Новой Зеландии. Кроме того, они были описаны на островах архипелагов Д'Антрикасто, Луизиады и Бисмарка, примыкающих с востока к о. Новая Гвинея. Повсеместно они представлены образованиями эвгеосинклинального типа.

ПАЛЕОЗОЙ В СТРУКТУРАХ НОВОЙ ГВИНЕИ

Остров Новая Гвинея, второй по величине в мире после о. Гренландия, является единственным из островов Внутренней дуги Меланезии, расположенным в пределах широкого мелководного шельфа Арафурского моря, который соединяет его с Австралийским континентом. Глубина Арафурского моря и Торресова пролива, разделяющих Австралию и Новую Гвинею, нигде не превышает 200 *м*, а строение земной коры в их пределах такое же, как и на континенте. Поэтому нам кажется правильным рассматривать в тектоническом отношении остров вслед за Р. ван Беммеленом (1957) и М. Глесснером (Glaessner, 1950) как северное геосинклинальное обрамление Австралийской платформы. Учитывая такое тектоническое положение Новой Гвинеи, естественно можно отнести разрезы палеозойских образований в ее пределах к промежуточным между разрезами палеозойских складчатых систем Австралии и одновозрастными толщами основания кайнозойских и мезозойских структур других крупных островов Океании — Новой Каледонии и Новой Зеландии, которые уже отделяет от континента глубоководная впадина Тасманова моря.

Сведения по стратиграфии и характеру строения палеозойских образований Новой Гвинеи увеличиваются с каждым годом. В крупной свод-

ной работе У. Виссера и Дж. Хермеса (Visser, Hermes, 1962), посвященной геологическому строению западной части острова, приведены материалы по стратиграфии всех палеозойских комплексов. Однако имеется еще сравнительно мало сведений о наиболее древних породах его восточной половины.

Впервые сводка всех материалов о палеозойском этапе развития Новой Гвинеи была сделана Г. Штилле (Stille, 1945). Он высказал мысль об интенсивном геосинклинальном развитии этой территории в палеозойской эре, завершившемся складчатостью в конце перми. В отличие от него К. Тейхерт (Teichert, 1928) и Т. Кломпе (Klompé, 1957) считали, что только в южной половине Новой Гвинеи, в районе впадины Папуа, геосинклинальное развитие закончилось складчатостью в среднем палеозое, после чего эта территория причленилась к Австралийской платформе. В последующем здесь происходило формирование мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. По их мнению, в северной части острова, в отличие от южной, в позднем палеозое не происходило складчатых движений, и она характеризуется сквозным геосинклинальным развитием вплоть до кайнозоя. У. Виссер и Дж. Хермес, рассматривая в основном нефтегазоносность запада острова, подтвердили предположения Т. Кломпе о наличии на юге данной территории среднепалеозойского (а частично и докембрийского) складчатого фундамента платформы уже на основании материалов по глубинному бурению и геофизических данных. Что касается северной части острова, то они, вслед за К. Тейхертом и Т. Кломпе, относят ее к районам непрерывного геосинклинального развития, начавшегося по крайней мере в палеозое и продолжающегося до настоящего времени.

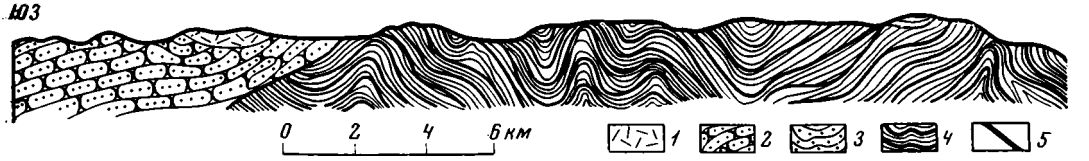
Стратиграфический разрез палеозойских образований западной части о. Новая Гвинея можно разделить на три части: нижний палеозой, включающий отложения серий Эувитаго, Кейрим и Кемоем, средний палеозой и верхний палеозой. К последнему относят образования каменноугольно-пермского возраста. В восточной части острова выделяется комплекс метаморфических толщ, возможно, соответствующих нижнему и среднему палеозою, и верхний палеозой (рис. 23). Кроме того, уже в пределах всего острова распространены нерасчлененные верхнепалеозойские — мезозойские толщи.

ПАЛЕОЗОЙ В СТРУКТУРАХ НОВОЙ КАЛЕДОНИИ

Остров Новая Каледония — один из крупнейших в Меланезии. Он расположен почти посередине обширной кайнозойской геосинклинальной области, простирающейся от о. Новая Гвинея до Новой Зеландии. С о. Новая Гвинея Новую Каледонию связывает вулканическая дуга Ренелья, а с Новой Зеландией — подводный хребет Норфолк. Изучением геологического, в том числе тектонического, строения этой территории занимались французские геологи со времени окончания первой мировой войны. Однако наиболее полные сведения были опубликованы лишь 10—15 лет назад Ж. Авиасом (Avias, 1953), П. Рутье (Reuthier, 1953), Н. Кохом (Koch, 1958), Р. Лили и Р. Бразерсом (Lillie, Brothers, 1971), которые в основном были использованы в данной работе. К сожалению, в нашем распоряжении имелось относительно мало сведений по геологии палеозойского фундамента этого острова, поэтому данный раздел будет весьма лаконичным.

Впервые палеонтологически датированные палеозойские образования на о. Новая Каледония были установлены М. Пирутье (Piroutet, 1917), который в граувакковых песчаниках обнаружил пермскую фауну. Позднее пермские окаменелости были собраны в ряде мест Западного хребта (Routhier, 1953) и Центральных гор (Avias, 1953).

Наиболее древние палеозойские образования были описаны Ж. Авиа-



сом на западном побережье острова. Здесь основание разреза слагают лавы и туфы риолитов и дацитов, которые, по его мнению, можно сопоставлять с верхнедевонскими и нижнекаменноугольными эффузивными породами Восточной Австралии. Выше они сменяются толщей «пестроцветных туфов», которая представлена чередованием пачек туфогенных пород красного, зеленого и синего цветов. Красные пачки сложены ожелезненными туфами риолитов, зеленые образовались за счет широкого развития по основной массе минералов группы хлорита, синие или темно-серые — по грауваккковым песчаникам и туфам андезитов. Д. Вотерхаус (Waterhouse, 1955) сопоставляет эту толщу с отложениями средней части разреза «системы» Те-Ану каменноугольного — нижнепермского возраста, которые распространены в западной части Южного острова Новой Зеландии. Венчают разрез на западном побережье о. Новая Каледония известковистые грауваккковые песчаники, в которых были встречены мшанки, типичные для артинских отложений Австралии и Новой Зеландии. Видимая мощность данного комплекса достигает нескольких тысяч метров. Непосредственно на них, видимо, с угловым несогласием залегают органогенные известняки и мергели нижнего триаса.

На востоке о. Новая Каледония широко распространена единая мощная грауваккковая формация, возраст которой определяется П. Рутье (Routhier, 1953) как пермский — триасовый — юрский. Она представлена зеленовато-серыми грауваккками, образовавшимися за счет размыва эффузивных пород основного состава, чередующихся с черными аргиллитовыми сланцами. Нижняя часть разреза этой толщи метаморфизована и превращена в полевошпат-хлоритовые сланцы (Lillie, 1970). П. Рутье относил метаморфические сланцы и часть разреза грауваккковой толщи к перми на том основании, что в этих районах М. Пирутье (Piroutet, 1917) была обнаружена *Aphaniciea gigantea*, характерная для образований пермского возраста. Предполагаемая мощность граувакк верхнего палеозоя достигает 2—4 *км*.

На этом исчерпываются все сведения о стратиграфии палеозойских образований о. Новая Каледония. Никаких данных о проявлении магматической деятельности в палеозое в пределах острова неизвестно.

Общее простирание палеозойских структур по всему острову северо-западное и совпадает с направлением осей мезозойских и кайнозойских складок. В южном направлении на простирании структур острова расположен подводный хребет Норфолк, который соединяет Новую Каледонию с Северным островом Новой Зеландии.

ПАЛЕОЗОЙ В СТРУКТУРАХ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

В современной структуре кайнозойской геосинклинальной области юго-запада Тихоокеанского кольца Северный и Южный острова Новой Зеландии, как уже указывалось, связаны на севере подводным хребтом Норфолк с о. Новая Каледония, а на западе — отделены от Австралийского континента глубоководной впадиной Тасманова моря. Для палеотектонического анализа ранних этапов развития юго-запада. Тихоокеанского кольца Новая Зеландия представляет особый интерес, так как здесь были установлены наиболее древние образования, вообще извест-

Рис. 23. Геологический разрез хр. Бисмарка, восточная часть Новой Гвинеи, по Н. Макмилану и Е. Малоне (McMillan, Malone, 1960).

1 — андезиты плиоцена; *2* — песчаники и сланцы миоцена; *3* — верхнепалеозойская формация Горока; *4* — палеозойская формация Бен-Бена; *5* — разломы

ные в пределах островов юго-западной части Тихого океана, лежащих вне материкового шельфа.

Изучение палеозойских отложений в пределах островов Северного и Южного было начато еще в прошлом веке Ф. Хохштеттером, Д. Гектором, А. Маккоем и др. Благодаря работе большой группы новозеландских геологов, палеозойский разрез на островах изучен сравнительно подробно. Сводные работы по геологии Новой Зеландии были опубликованы Б. Вудом, Д. Гриндли и Х. Харингтоном (1963), а также Д. Брауном, Д. Кемпбеллом и К. Круком (1970). В советской литературе в сводных и обобщающих работах по геологии и тектонике Тихоокеанского кольца строение этих островов кратко рассматривалось А. Д. Архангельским (1941), В. В. Белоусовым (1968), Ю. М. Пущаровским, Л. К. Затонским и Р. А. Афремовой (1964), автором (Богданов, 1967) и рядом других исследователей.

Проведенные в 1960—1968 гг. геологосъемочные работы с целью составления геологической карты Новой Зеландии в масштабе 1 : 250 000 дали новый ценный материал по региональной геологии этой страны. Имеющиеся при картах краткие объяснительные записки включают обширные систематизированные новые сведения по стратиграфии и тектонике палеозойских толщ. Кроме того, трехнедельные полевые экскурсии в 1964 и 1971 гг. по местам распространения палеозойских толщ, в которых довелось участвовать автору благодаря любезному приглашению директора Геологической службы Новой Зеландии Д. Уиллета, позволили на месте познакомиться с характером палеозойского разреза Северного и Южного островов. В этом автору оказали большую помощь сопровождавшие его во время поездки по стране сотрудники Геологической службы В. Вуд, А. Бекк, Д. Гриндли и И. Хили.

В пределах Новой Зеландии образования палеозойского возраста широко распространены на Южном острове. На территории Северного острова они были описаны только в одном месте — в северо-восточной части Оклендского полуострова. В верхнем палеозое, как и в мезозое, выделяются два комплекса пород, резко различных по литологическому составу. Первый из них представлен разнообразными вулканогенными и осадочными породами. Он известен под названием фаций Хоканое и распространен на западе Южного острова; второй, сложенный однообразной толщей граувакк — альпийские фации, обнажается на его востоке. В зоне распространения фации Хоканое кроме верхнего палеозоя были также установлены образования кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского возраста. Подробно строение этих разрезов было описано автором ранее (Богданов, 1967). Не повторяя этого материала, остановимся только на истории тектонического развития в палеозое всего региона в целом, включая Восточную Австралию и отделяющих ее от океана островов Внутренней Меланезийской дуги.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В ПАЛЕОЗОЕ СТРУКТУР АВСТРАЛИИ И ВНУТРЕННЕЙ МЕЛАНЕЗИИ

Сейчас уже имеются обширные данные по геологическому строению Восточной Австралии и Внутренней Меланезийской дуги, которые можно использовать для детального анализа палеозойской тектонической

истории этой огромной территории. Мы остановимся главным образом на проблеме формирования «метаморфического» слоя, по которой есть наиболее интересный фактический материал.

Средний докембрий

Отложения среднего протерозоя наиболее широко развиты в восточной половине Австралийского континента и совсем неизвестны на островах Внутренней Меланезийской дуги. Общий обзор сведений об их распространении на данном континенте даст возможность подойти к вопросу о характере складчатого основания, на котором формировалась позднепротерозойская геосинклинальная область Аделаиды.

Образования среднепротерозойского возраста слагают всю северо-восточную часть Австралийской платформы. Кристаллические сланцы и гнейсы образуют меридионально ориентированные структуры в пределах щита Георгтаун, в районе рудника Маунт-Айза, на западе штата Квинсленд. Кроме того, породы этого возраста слагают ядра антиклинориев в пределах складчатой области Аделаиды, а также срединный массив Брокен-Хилл. Повсеместно эти метаморфические образования прорваны гранитоидами, местами гнейсированными, возраст которых по данным абсолютной геохронологии датируется в 1700—1500 млн. лет (McDougall a. o., 1965). Восточнее Аделаидской складчатой области, в пределах палеозойской складчатой области Тасман, выходы среднепротерозойских метаморфических образований неизвестны, поэтому остается неясным, как далеко на восток они простирались. Однако можно предполагать, что среднепротерозойские складчатые структуры простираются вдоль всего восточного края платформы, имея в целом меридиональные простирания и как бы обрамляя ядро архейской консолидации. Таким образом, на востоке Австралии, по направлению к Тихому океану, архейские складчатые структуры, обнажающиеся в пределах щитов Масгрейв и Гоуцилер, отделены поясом среднепротерозойских складчатых структур и нигде непосредственно не сопрягались с палеозойскими геосинклинальными прогибами.

Поздний докембрий

Позднепротерозойская Аделаидская геосинклиналь на юге Австралии заложилась на среднепротерозойском складчатом фундаменте, отделяясь от него резким угловым несогласием. Здесь геосинклинальные образования этого возраста образуют широкую полосу от о. Тасмания до о. Кенгуру, прослеживаясь по простиранию в меридиональном направлении на север вплоть до 25° ю. ш., до южной границы Большого Артезианского бассейна. По данным Р. Спригга (Sprigg, 1961), под Большим Артезианским бассейном Аделаидская геосинклиналь, видимо, постепенно сужается, огибая выступ платформы, и далее на север погружается под геосинклинальные толщи нижнего и среднего палеозоя северо-восточной части штата Квинсленд, продолжаясь под ними вплоть до северного окончания п-ова Кейп-Йорк. Следовательно, позднепротерозойская геосинклиналь, по мнению этого исследователя, образовывала единый пояс на востоке континента от о. Тасмания до п-ова Кейп-Йорк. В его пределах по характеру осадочных формаций и магматизму можно выделить две зоны — внешнюю и внутреннюю. Внешняя зона, примыкающая к платформе, заложилась на среднепротерозойском складчатом фундаменте и по своему строению идентична миогеосинклиналям в понимании М. Кэя (1955) и Г. Штилле (Stille, 1941). Р. Спригг (Sprigg, 1952), давая детальный палеотектонический анализ осадконакопления в пределах данной миогеосинклинали, подчеркивал, что с запада на восток в ее пределах происходит постепенная смена мелководных осад-

ков прибрежного шельфа и континентального склона относительно более глубоководными образованиями. При этом область распространения глубоководных осадков данной геосинклинали, по его мнению, располагалась в пределах современной впадины Марри. Скорее всего, зона распространения глубоководных отложений не представляла собой части открытого океанического бассейна. Западнее ее, в пределах о. Тасмания, верхнепротерозойские образования представлены вновь относительно мелководными песчано-сланцевыми отложениями, прорванными небольшими по размерам массивами гранитов и гранито-гнейсов. Следовательно, область морского шельфа, в пределах которой глубоководные троги чередовались с валами, распространялась на восток в позднем докембрии по крайней мере до восточного побережья о. Тасмания, достигая в ширину почти 2000 *км*. Единственным районом, где, возможно, обнажаются верхнепротерозойские образования на крайнем востоке Австралии, является район г. Брисбена. У. Брайн и О. Жонес (Bryan, Jones, 1954) относят к отложениям этого возраста низы кремнисто-сланцевой толщи так называемых «брисбенских метаморфид». Если эти образования являются синхронными с отложениями системы Аделаида, то они несомненно представляют собой наиболее глубоководные отложения позднего докембрия в этом обширном регионе. В их составе преобладают аспидные и кремнистые сланцы и граувакковые песчаники.

Таким образом, в позднем докембрии формирование геосинклинальных толщ системы Аделаида на западе происходило на кристаллическом фундаменте среднепротерозойской складчатой области. Завершилось развитие этой части геосинклинали в начале кембрийского периода интенсивной складчатостью, сопровождавшейся внедрением гранитоидов и образованием метаморфического комплекса. Совершенно иной характер имеют предположительно позднедокембрийские образования восточных районов. Они не отделены от вышележащего нижнего палеозоя угловым несогласием и дислоцированы совершенно согласно с ним. Эти породы не претерпели процессов интенсивного метаморфизма и гранитизации, а наиболее древние граниты в данном регионе датируются как силурийские. Это позволяет предположить, что они отлагались непосредственно на океаническом ложе, а более древние осадочные образования в этих районах либо были маломощны, либо вообще отсутствовали. Таким образом, если западная часть позднедокембрийской геосинклинали в раннем кембрии после воздымания и складчатости полностью консолидировалась, то в восточной ее части геосинклинальное развитие началось и в палеозойскую эру.

Ранний палеозой

В течение всего раннего палеозоя геосинклинальное развитие устанавливается как в пределах Австралии, так и на прилегающих островах Внутренней Меланезийской дуги. В последнем из этих регионов мы не имеем сведений о характере тектонической истории в допалеозое, но в то же время о. Южный (Новая Зеландия), так же как и западные части геосинклинали Тасман, характеризуется интенсивным вулканизмом уже в средне- и позднекембрийское время.

На западе штата Виктория и в западной части о. Тасмания кембрийские образования представлены спилитовыми лавами и туфами основных эффузивов. Извержение этих лав происходило в подводных условиях и локализовалось в узкой зоне геосинклинального трога, отделявшей, вероятно, пологий континентальный шельф от относительно глубоководных областей открытого моря. На западе мелководное море шельфа, в пределах которого происходила седиментация в основном карбонатных и тонкообломочных платформенных отложений, в виде заливов прони-

кало далеко в пределы континента. Наиболее мощные толщи осадков накапливались здесь в авлакогене Амедеус, заложение которого произошло в позднем докембрии — раннем кембрии. Мощность кембрийских отложений здесь превышает 1000 *м* (Peгry, 1962). Восточнее полосы распространения вулканогенных толщ кембрия отсутствуют фаунистически датированные отложения этого возраста.

Другой областью распространения вулканогенных пород кембрия — подушечных спилитовых лав и ультрабазитов — служит о. Южный (Новая Зеландия) (рис. 24). В пределах этого района неизвестны более

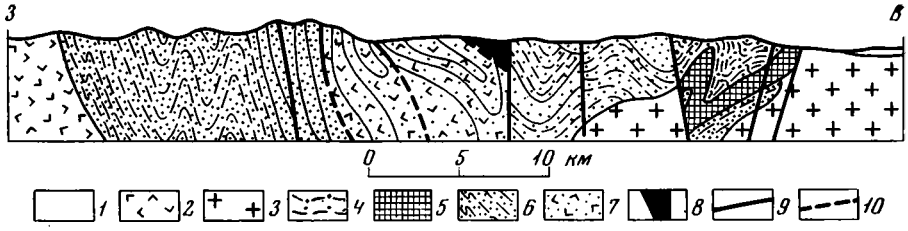


Рис. 24. Разрез нижнепалеозойских отложений Южного острова (Новая Зеландия)

1 — третичные отложения; *2* — позднемеловые граниты Карамея; *3* — позднемеловые граниты Сепарейшен-Пойнт; *4* — метаэффузивы силура; *5—6* — ордовик: *5* — граптолитовые сланцы, *6* — песчаники и сланцы; *7* — эффузивы кембрия; *8* — гипербазиты Кобб; *9* — разломы; *10* — надвиги

древние образования, кроме того, к востоку и западу от острова располагаются огромные пространства, имеющие кору океанического типа. С другой стороны, встречающиеся среди кембрийских вулканогенных пород прослои карбонатных отложений содержат трилобиты, аналогичные кембрийским трилобитам Австралийского континента. Если предположить, что в кембрии в пределах о. Южного находилась структура, аналогичная современным островным дугам, то столь же правомерно предположение, что эта дуга была связана со структурами континента мелководным морем, в котором происходила миграция шельфовой донной фауны. Районом такого мелкого моря, по-видимому, могла служить акватория современного Кораллового моря и восточная часть о. Новая Каледония, а далее — зона современного подводного хребта Норфолк, связывающая в настоящее время о. Новая Каледония с Новой Зеландией.

Формирование вулканогенных пород кембрия Новой Зеландии, достигающих по мощности нескольких километров, возможно, представляет собой первый этап в образовании островных дуг, заложившихся на симатической коре. В связи с этим весьма показателен и другой факт. Встречающиеся в лавах и лавоагломератах нижних горизонтов кембрия обломки, которые выносились с глубин при извержениях, представлены лишь основными и ультраосновными породами, тогда как в заключительные этапы кембрийского вулканизма этого региона происходил выброс глыб пироксеновых и кордиеритовых гнейсов. Следовательно, лишь в кембрии в пределах Новой Зеландии началось образование метаморфического слоя, в котором происходили процессы дифференциации.

В отличие от кембрия ордовикский период характеризуется слабым развитием вулканической деятельности. В эту эпоху происходило накопление мощных осадочных толщ в пределах всей геосинклинали Тасман. В крайней западной области формировались мелководные песчано-сланцевые толщи, содержащие большое количество граптолитов. Судя по типу осадков и по однообразной фауне, здесь располагался типичный компенсированный прогиб, общая амплитуда прогибания которого в ордовикский период составила около 5000 *м*. Восточнее его, в пределах западной части о. Тасмания и, возможно, в Мельбурнском прогибе, в

ордовике отлагались карбонатные осадки. Вероятно, полоса седиментации карбонатных толщ была локально приурочена только к югу геосинклинали и не прослеживалась далеко на север. Так, уже в районе г. Кобара в разрезе ордовика преобладают песчано-сланцевые толщи, мало отличающиеся от крайне западных разрезов геосинклинали. Таким образом, в западной части геосинклинальной области Тасман накапливались исключительно мелководные отложения.

Восточнее, в пределах Лахланской геосинклинальной системы, ордовикский период характеризовался интенсивной седиментацией вулканогенно-осадочных и граувакковых образований, чередующихся с большим количеством кремнистых осадков. Вероятно, такого же типа отложения накапливались и в пределах геосинклинали Новой Англии. За исключением последнего из этих районов, по-видимому самой восточной части Лахланской геосинклинали, формирование ордовикских геосинклинальных толщ происходило в условиях континентального шельфа, который испытывал интенсивные дифференцированные тектонические движения. Характерно, что в разрезах ордовика присутствуют лишь редкие прослои лав среднего и основного состава, но шире распространены обломочные и кристаллокластические пепловые туфы и кремнистые осадки. Мощность ордовикских толщ непостоянна и сильно меняется вкрест простирания геосинклинали, причем области поднятий, для которых типичны разрезы мощностью не свыше 2 *км*, подобных району г. Канберры, характеризуются аккумуляцией грубозернистых граувакковых и туфогенных осадков, тогда как в прогибах накапливались преимущественно кремнисто-сланцевые отложения мощностью свыше 5—6 *км*. Поднятия, кроме того, обладают еще одной важной особенностью — здесь расположены зоны распространения гранитизированных пород. Образование зон гранитизации в районе г. Омего произошло в конце ордовикского периода или в самом начале силурийского.

На восточном побережье Австралии и в пределах геосинклинали Новой Англии, по мнению А. Войзи (Voisey, 1959), накопление ордовикских кремнисто-сланцевых отложений происходило на океаническом ложе. С этим предположением можно согласиться, но, по-видимому, осадконакопление в ряде мест началось еще раньше. Так, например, в районе г. Брисбена нижние горизонты разреза, как уже указывалось выше, относятся к верхнему докембрию — низам нижнего палеозоя. Исходя из этого, ордовикские сланцевые толщи перекрывали скорее всего, базальты второго слоя, океанической коры, которые по простиранию замещались кремнисто-вулканогенными образованиями. Однако весьма вероятно, что метаморфический слой здесь начал формироваться много позже, только в последевонское время, после накопления достаточной для этого по мощности толщи осадочных пород.

Возможно также, что ордовикские породы распространены на ряде островов Внутренней Меланезийской дуги. Однако достоверно они установлены лишь на о. Южном (Новая Зеландия). Здесь, в западной части острова, т. е. в районе активной вулканической деятельности в течение кембрия, в ордовике, так же как и на континенте Австралии, накапливались отложения, представленные преимущественно мелководными известково-сланцевыми фациями. Сейчас еще в палеогеографии ордовика для этой территории остается много неясного, но весьма вероятно, что в целом для нее характерна следующая особенность: в тех местах, где в кембрийский период располагались вулканические центры, в ордовике происходило накопление карбонатных пород. Среди них встречаются биогермы и рифогенные образования. К западу и востоку известковые толщи фациально замещаются глубоководными сланцевыми и песчано-сланцевыми осадками, содержащими большое число граптолитов. Мощность как карбонатных, так и сланцевых отложений велика и достигает 3000—4000 *м*, что свидетельствует об интенсивных нисходящих движе-

ниях в это время. Однако однородность состава разрезов, вероятно, может говорить в пользу того, что процессы седиментации почти полностью компенсировали общее прогибание земной коры.

Для ордовикского периода в зоне островов Внутренней Меланезийской дуги не характерна вулканическая деятельность. Лишь изредка среди сланцевых толщ встречаются тонкие прослои туфов. Отсутствуют здесь и интрузивные магматические проявления ордовика.

Таким образом, в целом во всем геосинклинальном поясе обширного региона юго-западной части Тихоокеанского кольца в ордовикский период накапливались главным образом мощные песчано-сланцевые отложения. В сторону впадин Тасманова моря и Тихого океана сланцы начинают часто переслаиваться с кремнистыми породами и уменьшается роль грубообломочных пород. Все это заметно отличает раннепалеозойский этап развития от среднепалеозойского, вначале которого произошла структурная перестройка в пределах геосинклинали востока Австралии.

Средний палеозой

Начало среднего палеозоя характеризуется общим поднятием западной части геосинклинальной области Тасман в пределах Австралийского континента. С начала силурийского периода в пределах Лахланской системы выделяются геоантиклинали и геосинклинали. В зоне западной геоантиклинали в силуре практически прекратилось накопление осадков, в то время как в соседнем с ней с востока Мельбурнском троге происходило интенсивное погружение, компенсировавшееся формированием мощной (до 9000 *м*) толщи мелководных терригенных отложений. Повсеместно в пределах этого прогиба силурийские песчаники и сланцы согласно сменяют ордовикские породы. На юге зоны в разрезе силура и нижнего девона отсутствуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, в то время как в северной его части в районе г. Кобара они играют заметную роль. По составу среди вулканогенных пород преобладают туфы и редкие прослои кислых лав. Этот узкий геосиклинальный прогиб, видимо, с востока непосредственно примыкал к зоне размыва и сноса которой были как геоантиклиналь, так и складчатые сооружения позднепротерозойской Аделаидской области. Весьма вероятно, что основной обломочный материал в Мельбурнский прогиб поступал с запада. Возможно также, что часть терригенного материала приносилась и с территории платформы.

Геоантиклинальная зона центра Лахланской системы в силурийское время и первую половину девонского времени характеризовалась резко дифференцированными тектоническими движениями. Здесь одновременно с зонами активных опусканий и эффузивной деятельности существовали и районы, испытывающие слабые нисходящие движения. На их территории происходило накопление маломощных известково-сланцевых и органогенных осадков. Почти всюду в пределах этой зоны в основании силура прослеживается перерыв, приведший местами к небольшому угловому несогласию. Как правило, наиболее четко несогласие устанавливается в периферических частях синклиналей, а в их центральных частях оно не наблюдается.

В пределах антиклинориев этой зоны амплитуды тектонических движений, судя по мощностям накопившихся здесь осадков, составляли 1—2 *км*. Вероятно, они характеризовались резким тектоническим рельефом, обусловленным чередованием участков опускания с местными относительными поднятиями. В первых из них часто встречаются терригенные толщи, образовавшиеся за счет размыва местных антиклинальных структур, сложенных ордовикскими породами. В синклинориях, например в Ясском, в силуре и раннем девоне осадконакопление сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью. По-видимому, эти син-

клинории представляли собой геосинклинальные троги, ограниченные разрывными нарушениями, с которыми и были связаны трещинные подводные излияния. Среди вулканических пород преобладают лавы и туфы риолитов и дацитов. Значительно реже среди них встречаются спилиты. Мощность вулканогенных и осадочных пород в этих прогибах достигает 3000—4000 *м*.

Восточная часть Лахланской системы по своей истории развития в силурийское и раннедевонское время заметно отличается от более внутренних зон этой системы. Здесь преобладают в разрезе вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и продукты их разрушения — грауваккковые песчаники. Значительную роль в разрезах силура и нижней половины девона играют кремнистые породы — радиоляриевые яшмы и сланцы. Г. Пакам (Packham, 1960) установил в южной половине данного геосинклинального трога сложную поперечную зональность в распределении различных геосинклинальных толщ, свидетельствующую о расчлененном тектоническом рельефе. Как уже говорилось выше, им были выделены геоантиклинали, в пределах которых прослеживается сокращенный по мощности разрез силурийских и девонских пород (до 200 *м*). На геоантиклиналях преобладают мелководные карбонатные и терригенные образования. В то же время в сопредельных прогибах отлагались вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, мощность которых местами достигает 10 000 *м*.

В северной части синклинальной зоны, в пределах штата Квинсленд не наблюдается подобной закономерности. Вероятно, это в основном объясняется тем, что здесь геосинклинальный прогиб непосредственно обрамлял Георгтаунский щит Австралийской платформы сложенный кристаллическими сланцами среднего протерозоя. У самого края платформы, вдоль ее восточной границы в пределах рассматриваемой зоны в силуре и раннем девоне (более древние отложения здесь не установлены) происходила седиментация мелководных, часто рифогенных, карбонатных отложений, которые к востоку фациально замещаются более глубоководными геосинклинальными формациями. Среди последних преобладают сланцевые и кремнисто-сланцевые образования, чередующиеся с подчиненными прослоями кислых и основных лав и их туфов. Можно предполагать, что эта часть прогиба в данное время испытывала интенсивные опускания, так как мощность отложений в нем достигает 8 *км*. Нисходящие движения в конце раннего девона, вероятно, постепенно прекратились, и прогиб полностью компенсировался вначале относительно глубоководными, а затем мелководными, часто карбонатными толщами. Одновременно в пределах штата Квинсленд четко устанавливается миграция зон активного вулканизма и резких дифференцированных тектонических движений на восток по направлению к геосинклинали Новой Англии, где они продолжались уже в течение всего девона.

В пределах всей Лахланской геосинклинальной системы интенсивные опускания, сопровождавшиеся накоплением мощных вулканических и терригенных толщ, прекратились к концу раннего, а местами к середине среднего девона. Они сменились общим воздыманием территории и складчатостью, одновременно с которой внедрились крупные магматические тела. Эта эпоха, получившая в Австралии название орогенеза Табберрабера, по времени совпадает с периодом замыкания поздних каледонид Евразии. Однако если на территории Евразии в результате складчатых движений этого времени были образованы ядра консолидации, обрамленные варисцидами, то в Австралии после этой эпохи складчатости обширная область причленилась к платформе, нарастив с востока Австралийский палеоконтинент.

Среднепалеозойская складчатость началась в пределах Лахланской геосинклинальной системы в раннем девоне и закончилась, по-видимому, в середине живетского века. В это геологическое время геосинклиналь-

ные отложения системы были смяты в сложные линейные, а местами (особенно в восточной ее части) и изоклинальные складки. Анализ общего характера складчатых структур, образовавшихся в период среднепалеозойских орогенических движений, свидетельствует о том, что напряженность тектонических дислокаций постепенно нарастает с запада на восток, т. е. по направлению от Австралийской платформы к Тихому океану. Развитие складчатости сопровождалось крупными перемещениями вдоль региональных разрывных нарушений, с которыми уже в позднедевонскую эпоху было связано заложение наложенных впадин и мульд орогенного периода развития.

Среднепалеозойский этап для Лахланской геосинклинальной системы является временем становления крупных батолитовых тел гранитоидов. Первая фаза магматической деятельности, падающая на середину силура, выразилась во внедрении небольших тел гранодиоритов и местами диоритов. Пространственно они приурочены к геоантиклинальным зонам, в пределах которых либо не происходило накопления осадков, либо последние образовали маломощный чехол.

Среднедевонский магматизм на территории Лахланской геосинклинальной системы свидетельствует о том, что гранитно-метаморфический слой в ее основании к этому времени достигал заметной мощности. Огромные массивы гранитоидов, сложенные гранодиоритами, полевошпатовыми гранит-порфирами, аляскитами, афанитами и другими, сливаясь, образуют целые пояса, прослеживающиеся главным образом в меридиональном и северо-северо-западном направлениях. Основная масса их распложена в предоелах геоантиклинальной зоны, с запада обрамляющей Мельбурнский прогиб. В геосинклинальных зоных синорогенные интрузии встречаются не столь часто и не имеют столь строгой меридиональной ориентировки. Кроме того, здесь часто встречаются и позднедевонские граниты, практически отсутствующие в пределах геоантиклиналей.

Таким образом, можно констатировать, что к моменту формирования орогенных впадин, т. е. к среднему девону, Лахланская складчатая система по строению земной коры, видимо, мало чем отличалась от континентального блока платформы. Однако еще восточнее, в пределах геосинклинальной системы Новой Англии, в среднем палеозое эти различия были существенными. Здесь в течение всего силура в раннем и среднем девоне повсеместно отлагались формации эвгеосинклинального ряда. Наиболее распространенными были кремнистая и кремнисто-сланцевая формации, содержащие продукты многочисленных излияний основных лав и их пирокластический материал. В течение этого времени наблюдались различия в условиях геосинклинального режима между внешними прогибами системы, примыкающими с востока к лахланидам, и внутренним прогибом, расположенным уже рядом с глубоководной впадиной Тасманова моря. В пределах последнего глубоководные осадки были маломощны и, видимо, непосредственно залегали на базальтовом слое океанической коры. Отличия в развитии данных двух прогибов становятся еще более заметными в среднедевонскую эпоху орогенеза Табберрабера, когда воздымание во внешнем прогибе системы привело к образованию углового несогласия между эйфельскими и живетскими отложениями и резкой смене эвгеосинклинальных вулканогенных и кремнисто-сланцевых осадков эффузивно-карбонатными и флишоидными отложениями. Однако после орогенеза Табберрабера во внешних прогибах Новой Англии седиментация геосинклинальных толщ продолжалась в девоне и далее, в течение почти всего каменноугольного периода. Во внутренней геосинклинали Новой Англии орогенез Табберрабера никак не повлиял на режим развития, и кремнисто-сланцевые и вулканогенно-кремнистые образования здесь продолжали формироваться вплоть до раннепермской эпохи. Любопытен и другой факт — нигде в

этой зоне, как и в других частях системы Новой Англии, не установлены гранитоиды среднедевонского возраста, которые столь широко распространены в Лахланской складчатой системе. А. Войзи (Voisey, 1959) объяснял это тем, что в основании геосинклинальной системы Новой Англии к этому геологическому времени еще не был образован достаточно мощный гранитно-метаморфический слой земной коры, который мог бы служить источником образования гранитной магмы. Эта точка зрения, на наш взгляд, заслуживает внимания.

Перейдем теперь к анализу тектонической истории Меланезии. Среднепалеозойская эпоха развития, правда, в очень схематической форме может быть разобрана уже не только на примере Новой Зеландии, но и на геологических материалах островов Новая Гвинея и Новая Каледония.

На ближайшем к Австралии о. Новая Гвинея, в западной его части силурийские отложения представлены толщей черных сланцев с подчиненными прослоями песчаников, видимая мощность которой достигает нескольких километров. В восточной части острова, куда, вероятно, породы этого возраста прослеживаются по простиранию, сланцевые толщи, по-видимому, фациально замещаются грубообломочными толщами преимущественно полимиктового состава. Трудно по современному состоянию изученности оказать что-либо более определенное о характере развития в среднем палеозое этих районов, тем более, что девонские толщи в коренных выходах здесь неизвестны. Можно только предположить, что они мало отличаются от геосинклинальных толщ западной части Лахланской системы. Обращают на себя внимание два факта: во-первых, преобладание мелководных отложений в прогибах, с севера обрамлявших Австралийский континент, а во-вторых, слабое развитие на данной территории среднепалеозойских вулканических пород. Обильная коралловая фауна нижнего девона, обнаруженная в гальках на о. Новая Гвинея, вероятно, также свидетельствует о преобладании прибрежных мелководных условий осадконакопления в течение раннего и среднего девона, сменившихся в позднем девоне образованием красноцветных песчаников. К сожалению, последние также были встречены только в речном аллювии, поэтому было бы чрезвычайно смело их сопоставлять с красноцветным девоном Лахланской системы. Однако они также свидетельствуют о том, что верхнепалеозойский разрез этого острова был сходен с разрезами, примыкающими к платформенным консолидированным областям Австралии, и в то же время существенно отличался от разрезов Новой Англии.

С мелководными пестроцветными отложениями Австралии французскими специалистами сопоставляются девонские образования о. Новая Каледония, представленные кислыми лавами и их туфами. Они пока изучены далеко не достаточно и фаунистически не охарактеризованы. Все это делает весьма условным их использование для геолого-исторического анализа.

В Новой Зеландии, на западе Южного острова, силурийские и девонские породы известны лишь в пределах зоны фаций Хоканое. Это преимущественно мелководные терригенные и карбонатные породы, местами богатые окаменелостями. Между силуром и девоном здесь не наблюдается никаких перерывов в осадконакоплении и резких изменений в их литологическом составе. Устанавливается лишь постепенная смена вверх по разрезу сланцевых толщ грубообломочными терригенными и карбонатными осадками, залегающими в виде линз. Характерно, что общая суммарная мощность среднего палеозоя здесь не превышает 3000 *м*, а верхнедевонские породы вообще отсутствуют. Это позволило И. Кингма (Kingma, 1959) предположить наличие позднедевонского перерыва в осадконакоплении подобного тому, который устанавливается в лахланидах Австралии.

Таким образом, на островах Внутренней Меланезийской дуги породы среднего палеозоя там, где они точно установлены, представлены в целом мелководными фациями, характеризующими эпоху общего ослабления положительных тектонических движений. В это геологическое время почти полностью прекратилась и вулканическая деятельность. За исключением нескольких даек габбро и габбро-диоритов в Новой Зеландии неизвестны и интрузивные магматические породы, сопровождавшие формирование зон относительных поднятий. Все это позволяет считать средний палеозой эпохой относительного тектонического покоя, особенно в сравнении с позднепалеозойским временем, когда на той же территории произошли резкая тектоническая дифференциация и внедрение крупных интрузивных магматических тел.

Поздний палеозой

В позднепалеозойское время в пределах Австралии происходила дальнейшая миграция активных геосинклинальных зон по направлению с запада на восток. В обширных областях Лахланской среднепалеозойской системы полностью прекратились процессы геосинклинального развития и закончилось ее формирование как складчатой страны. Практически на этой территории, как, впрочем, и в пределах восточной половины Австралийской платформы, в эпоху среднего палеозоя не происходило накопления морских осадков. Лишь, кое-где, например в окрестностях г. Аделаиды или в центральной части штата Виктория, в виде маломощного платформенного чехла встречаются ледниковые и флювиогляциальные образования позднекаменноугольного — пермского возраста. Только в самой восточной части Лахланской складчатой страны в позднекаменноугольное и пермское время существовали мелководные морские заливы, в которых накапливались морские осадки, известные в этих районах. Пермские органогенные известняки и мергели мощностью в первые сотни метров слагают горизонтально залегающий платформенный чехол на востоке о. Тасмания. Несколько большей мощности подобные отложения достигают в пределах орогенных впадин штата Квинсленд, однако и здесь она не превышает 300 *м*. На всей же остальной территории востока Лахланской складчатой системы в позднем палеозое, по-видимому, существовало устойчивое поднятие, служившее континентальным обрамлением геосинклинали Новой Англии.

На этой территории, занимающей крайне восточную часть континента вплоть до конца раннепермской эпохи, продолжалось активное геосинклинальное развитие. В западной части геосинклинальной системы, непосредственно сопрягавшейся с Лахланским консолидированным поднятием, интенсивное опускание компенсировалось накоплением мощных терригенных и карбонатно-терригенных толщ. Судя по составу терригенного материала, среди которого преобладают аркозовые и полимиктовые песчаники, снос его шел с запада. Мощность нижне- и среднекаменноугольных отложений здесь превышает 5000 *м*, причем все породы несут следы мелководности и содержат многочисленные остатки фауны. Одновременно с накоплением терригенных толщ в этих западных прогибах геосинклинальной системы накапливался и вулканический материал, главным образом туфы, в меньшей степени — лавы кислого и среднего состава. Вероятно, 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. Таким образом, учитывая мелководный характер геосинклинальных отложений, накопившихся в западной части геосинклинали Новой Англии, можно предположить для нее существование нескольких узких прогибов и поднятий, конфигурация которых неоднократно менялась, причем миграция

наиболее прогнутых зон происходила одновременно как на восток, так и на запад. На востоке, в узком поясе вдоль границы с Лахланской складчатой системой, накопление осадков продолжалось вплоть до середины позднекаменноугольной эпохи, после чего отложения геосинклинального типа сменились орогенной грубообломочной молассой. Вероятно, это был узкий прогиб, протягивающийся вдоль разломов глубинного заложения, на месте которых в самом конце карбона образовался краевой шов в понимании Н. С. Шатского. Положение западного прогиба внешней зоны геосинклинальной системы Новой Англии в карбоне также контролировалось зоной разломов. Однако этот прогиб в целом представлял собой, видимо, не единый геосинклинальный трог, а цепочку прогибов, разделенных между собой поперечными поднятиями. Отмирание процессов опускания и, следовательно, прекращение накопления геосинклинальных толщ здесь произошло в середине каменноугольного периода, и вся территория прогиба служила областью поднятий относительно более внутренних зон геосинклинальной системы, где геосинклинальный режим развития сохранялся вплоть до конца раннепермской эпохи.

В пределах Брисбенской зоны трудно выделить отдельные местные геоантиклинали и геосинклинали, так как повсеместно отложения представлены весьма однообразной глубоководной кремнисто-сланцевой формацией, мощность которой превышает 5000 *м*. Однако уже сам факт широкого развития толщ подобного типа свидетельствует о том, что, вероятно, большая часть Брисбенской внутренней зоны характеризовалась морским, сравнительно глубоководным режимом седиментации. По-видимому, относительные поднятия не выступали над уровнем моря и не являлись источниками сноса грубообломочного материала. Можно также предположить, что регрессия в морском бассейне шла с запада на восток, и в западных частях зоны отмирание геосинклинального режима произошло раньше, чем в восточных. Однако этот вывод основан не на палеофациальном анализе зоны, а базируется на том, что в западных ее частях, как правило, обнажены наиболее нижние части разреза — породы силурийского возраста.

В конце ранней перми повсеместно во внутренней зоне системы Новой Англии произошли воздымания, сопровождавшиеся процессами складкообразования. Несколько раньше, еще в самом конце каменноугольного периода, вдоль краевого шва между Лахланскими складчатыми структурами и Новоанглийской системой заложился широкий Сиднейско-Боуэнский прогиб, который рассматривается нами как краевой. В его пределах уже в это время начали накапливаться мощные моласовые образования. Первоначально, в позднем карбоне, снос обломочного материала шел в него в основном с запада, за счет среднепалеозойских складчатых структур. Однако уже в ранней перми, в эпоху формирования грубой сероцветной молассы и мощных угленосных комплексов, основным источником обломочного материала служили районы, расположенные к востоку от прогиба. Несомненно, что основную часть терригенного материала поставляли поднятия, образовавшиеся во внешней зоне Хантер. Но уже среди обломочных фракций встречаются различные по своим размерам обломки кремнистых сланцев, которые, вероятно, были принесены с более внутренних частей поднятий геосинклинальной системы. Складчатые процессы, которые начались, вероятно, в конце каменноугольного периода и закончились в конце ранней перми, привели к образованию сложных изоклинальных и линейных складок, осложненных многочисленными надвигами. В пределах складчатой системы Новой Англии известны крупные тектонические покровы, подобные шарьяжам альпийского пояса Европы и Тетиса. Особенно характерны они для западной части территории, где встречаются серии чешуйчатых структур. А. Войзи (Voisey, 1958) и другими исследователями отмеча-

лось, что большинство покровов перемещалось с востока на запад. Ими было высказано предположение о преобладании тангенциального сжатия этого же направления. Несомненно также и то, что первоначально происходило образование узкой зоны поднятий вдоль современного восточного побережья Австралии, служившей барьером между геосинклиналью и открытым морем, после чего произошло запрокидывание структур этого поднятия на запад.

Одновременно (либо несколько позже) с эпохой образования складчатой структуры системы Новой Англии происходило внедрение интрузивных массивов. Выше уже указывалось, что гипербазитовые пояса этой области представляют собой, по-видимому, протрузии, которые внедрялись вдоль линий крупных надвигов. К этому же времени относится становление огромных по своим размерам интрузий гранитоидов. Интересен тот факт, что становление гранитов происходило в течение относительно короткого промежутка времени, и ему не предшествовали процессы гранитизации. Вероятно, граниты образовались после того, как закончилось формирование мощного метаморфического слоя земной коры в основании данной геосинклинали. По крайней мере к поздней перми мощность осадочных и вулканогенных пород в пределах геосинклинали Новой Англии уже была не менее 15—20 *км*.

После эпохи складчатости и мощного гранитного магматизма в пределах Новоанглийской системы закончились интенсивные тектонические движения и наступил период относительного покоя. Повсеместно породы верхней перми залегают субгоризонтально и представлены платформенными фациями, литологически весьма сходными с пермскими отложениями в пределах докембрийской Австралийской платформы.

Наиболее дифференцированные тектонические движения в позднем палеозое были характерны для островов Внутренней Меланезийской дуги. При этом разрезы и характер развития территорий отдельных островов не только отличались друг от друга, но и были совершенно иными по сравнению с областью позднепалеозойской складчатости Австралии.

Верхнепалеозойские отложения юга о. Новая Гвинея, залегающие с резким угловым несогласием на породах нижнего палеозоя, представлены мелководными и континентальными терригенными образованиями. Среди них отсутствуют вулканогенные образования, и отложения этого возраста не испытывают существенных фациальных изменений вкрест простирания оси основного прогиба. Подобная же картина, по данным Р. ван Беммелена (1957), типична для позднего палеозоя западных островов Индонезии. Шельф, в пределах которого накапливались верхнепалеозойские отложения, обрамлял глубоководную впадину, разделявшую в позднем палеозое материки Австралии и Евразии.

Совершенно иным типом тектонического развития характеризовались в позднем палеозое территории о. Новая Каледония и Новой Зеландии. Здесь, несомненно, существовали две структурно-фациальные зоны, резко различные по своему характеру. Западная (прослеживалась от западной половины о. Новая Каледония, по-видимому, через подводный хр. Норфолк вплоть до северо-западного побережья о. Южного) отличается весьма характерным набором тектонических формаций. Здесь глубоководные терригенные и карбонатные отложения, достигающие огромных мощностей (свыше 5000—6000 *м*), залегают на толще спилитовых лав. Последние, в свою очередь, перекрывают габбро-перидотитовый комплекс, представляющий собой, видимо, породы третьего слоя океанической коры. Вверх по разрезу спилиты постепенно сменяются спилито-граувакковой формацией. Вероятно, интенсивная вулканическая деятельность пространственно была приурочена к узкой зоне глубоководного рва (рис. 25). Характерно, что тектонический режим для этой зоны на огромном протяжении (в пределах только Южного острова более чем на 1000 *км*) был весьма однообразным. Лишь этим можно

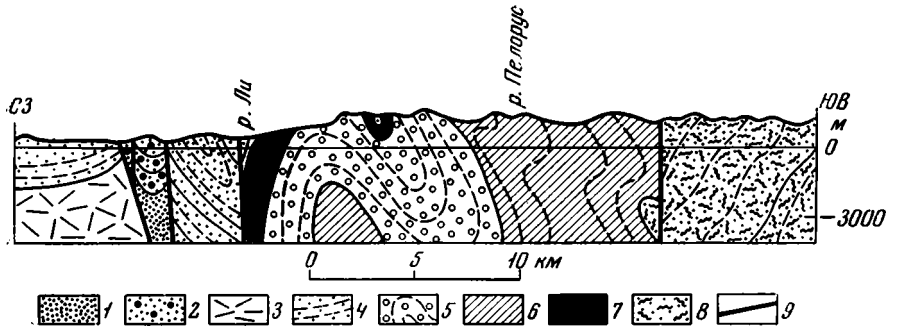


Рис. 25. Геологический разрез южнее г. Нельсона (Новая Зеландия)

1 — палеоген-неогеновые породы; *2* — триас; *3—7* — пермь: *3* — эффузивы Брук-Стрит, *4* — группа Майтай, *5* — формация Рей, *6* — группа Пелорас, *7* — формация Дан-Маунтин; *8* — кристаллические сланцы Марлборо; *9* — разломы

объяснить тот факт, что лавы повсеместно имеют один и тот же геологический возраст. Западнее этих районов, в области островной дуги, интенсивная вулканическая деятельность и активные тектонические движения в позднем палеозое сопровождались внедрением огромной массы интрузивных тел. Появлению крупных гранитных интрузий, местами щелочного состава, предшествовало образование обширного пояса гранитизированных пород. Процессы гранитизации в начале каменноугольного периода привели к образованию гнейсов и гранито-гнейсов, мало отличающихся по своему химическому составу от первичных осадочных отложений, накопившихся в этой зоне в течение раннего и среднего палеозоя. Впоследствии этот процесс сменился образованием уже интрузивных тел, вначале близких по составу к зонам гранитизации, а затем обогащенных щелочными компонентами. Вероятно, к концу позднего палеозоя в этой части островов уже существовал мощный метаморфический слой, и строение земной коры здесь было почти такое же, как и в пределах континентов.

В отличие от западной и северо-западной частей о. Новая Каледония и Новой Зеландии в восточной половине этих регионов в позднем палеозое существовал совершенно иной тектонический режим. Здесь накапливалась однообразная по составу толща грауваккових песчаников, чередовавшихся с прослоями кремнистых, глинистых сланцев и яшм. По мнению новозеландских геологов, эти породы отлагались в условиях глубокого моря или впадины, амплитуда опускания которой компенсировалась накоплением глубоководных осадков. В них очень редка донная фауна, и литологически они ничем не отличаются от более молодых мезозойских образований. Несомненно, что интенсивные тектонические процессы, протекавшие в эту эпоху на островах вулканической дуги, обрамлявших с северо-запада глубоководную впадину или, возможно, океанический желоб, не привели к сколько-нибудь заметным изменениям в характере осадконакопления. Здесь в конце палеозоя не произошло внедрения магматических тел (как, впрочем, и в мезозойскую эру) и процессов складкообразования. Все тектонические структуры в этой зоне образовались значительно позднее, скорее всего в конце раннего мела. Вероятно, палеозойские породы здесь накапливались непосредственно на симатическом основании, и процессы образования метаморфического слоя протекали уже в конце мезозоя или в кайнозое.

ГЛАВА IV

КОРДИЛЬЕРСКИЙ ПОЯС СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Тектоническое строение запада Северной Америки постоянно привлекало к себе внимание геологов. На базе геологических материалов по строению Кордильер возникло учение о мио- и эвгеосинклинальных поясах (Stille, 1940; Кэй, 1955). Анализируя характер структур и формаций окраинных частей этого материка, Р. Дитц (Diets, 1963) впервые пришел к выводу о том, что часть этой геосинклинальной области в мезозое заложилась на океанической коре. Позднее эти геосинклинали были описаны автором как талассогеосинклинали (Богданов, 1966, 1969). И в том и в другом случае рассмотрение строения Кордильер служило основой для типизации геосинклинальных процессов.

Северо-Американские Кордильеры представляют собой огромную горную страну. Системы их хребтов протягиваются на 9500 *км* вдоль западного побережья Северной Америки от Аляски до южной Мексики, а ширина пояса изменяется от 650 до 1600 *км*. История геологического развития и складкообразовательных движений Кордильер была необычайно насыщена событиями, охватывая время от позднего докембрия до наших дней.

Кордильеры в поперечном разрезе в целом имеют симметричное строение и обладают устойчивыми характерными чертами по простиранию с севера на юг. Эти особенности их структуры позволяли Ч. Шухерту (Schuchert, 1923) выделить единую «Кордильерскую геосинклиналь». Однако, по мнению Ч. Шухерта, геосинклинальный пояс Кордильер не протягивался вдоль края континента, а разделял два отдельных материка: Северную Америку на востоке и Каскадию — на западе. Последняя представляла собой бордерленд, который занимал положение современных Береговых хребтов и простирался на запад на некоторое расстояние за пределы современной береговой линии.

В последующие годы А. Д. Архангельским (1941) и Г. Штилле (Schille, 1941) была показана несостоятельность теории бордерлендов. Г. Штилле в своей работе подчеркнул, что в краевых частях современного континента располагались плиомагматический «тихоокеанский» пояс и амагматический пояс «Скалистых гор», названные им соответственно эвгеосинклиналью и миогеосинклиналью. Надо отметить, что еще до выхода в свет работы Г. Штилле, к подобному выводу пришел в своих работах Г. Хесс (Hess, 1939, 1940), который предложил понятие краевых островных дуг. Согласно его работам, на окраинных частях современного континента располагались палеозойские вулканические геосинклинали, в пределах которых распределение ультраосновных и основных интрузий сходно с положением последних в современных островных дугах.

В широко известных работах М. Кэя (Кау, 1945, 1947; Кэй, 1955) теория краевых вулканических геосинклиналей получила свое дальнейшее развитие. Он выделил на тихоокеанской окраине Северо-Американ-

ского континента миогеосинклинальный пояс Миллард и эвгеосинклинальный пояс Фрэзер, которые в Кордильерской геосинклинальной области имеют четкие границы. Во всех аспектах тектонического развития, по мнению М. Кэя, между этими геосинклиналями имеется сходство с современными окраинными морями и островными дугами. В дальнейшем эта же точка зрения была поддержана А. Ирдли (Eardly, 1947; Ирдли, 1954) на основании анализа палеозойских толщ Кордильер, а также Ф. Кингом (1961, 1969) и многими другими американскими геологами.

Ф. Кинг (1969) в связи с его работой над тектонической картой Северной Америки (King, 1969a, b) пришел к заключению, что, помимо продольных мио- и эвгеосинклинальных поясов, Кордильеры подразделяются четырьмя поперечными зонами на пять сегментов: Аляскинско-Канадский, Оргоно-Монтанский, Калифорнийско-Колорадский, Мексиканский и Центрально-Американский. В пределах каждого из этих сегментов строение геосинклинальной области претерпевает существенные изменения, а переходные зоны между ними, возможно, представляют собой как бы продолжение в пределах континента огромных трещин широтного простирания, которые были ранее установлены Г. Менардом (1966) и Р. Дитцем на дне Тихого океана. Разделение Кордильер на сегменты в исследованиях Ф. Кинга базируется главным образом на анализе мезозойских и кайнозойских комплексов этой складчатой области. Провести подобное расчленение, основываясь на характере палеозойских образований, пока, к сожалению, невозможно из-за недостатка сведений об их строении.

Итак, в целом Кордильерская складчатая область Северной Америки не только подробно изучена на всем своем протяжении, но и неоднократно подвергалась детальному тектоническому анализу. Все перечисленные выше специальные теоретические и региональные исследования позволяют рассматривать этот огромный складчатый пояс как наиболее изученную часть Тихоокеанского складчатого обрамления.

В этой части работы будут рассмотрены только ранние этапы развития Кордильер. В ее основу положены обширные материалы исследований американских геологов и данные, собранные автором во время полевых наблюдений, которые он проводил в Мексике, Калифорнии, Канаде и на Аляске в течение 1967—1970 гг. Основой полевых исследований служили маршрутные пересечения. В Мексике автором было сделано пересечение гор Сьерра-Мадре по маршруту г. Мехико — г. Акапулько; в Калифорнии — на юге вкрест Береговых хребтов и южных отрогов Сьерра-Невады до Долины Смерти и гор Оркопи и Шоколадных и маршрут на севере через Береговые хребты и хр. Сьерра-Невада; в Канаде — был проведен маршрут от г. Калгари через Кордильеры Канады до г. Ванкувера, а на Аляске—в пределах Юконского плоскогорья, Арктической прибрежной равнины, Аляскинского хребта и хр. Чугач.

Все эти маршруты проводились под руководством местных геологов, прекрасно знающих геологию данных горных сооружений.

На протяжении пребывания автора в университете Калифорнии (г. Лос-Анджелес), а также во время посещения других научных учреждений и полевых экскурсий существенную помощь советами и консультациями ему оказали З. де Черна (Мексиканский Национальный университет), М. Кэй (Колумбийский университет), К. Нельсон, Д. Кроувелл, Д. Христи (Калифорнийский университет), Ф. Кинг, Э. Бейли, К. Блейк, А. Грантс, М. Чуркин, К. Кларк, Д. Локвуд, Д. Талиеро, Д. Грич (Геологическая служба США). Автор приносит этим ученым свою искреннюю благодарность и глубокую признательность за помощь при сборе материалов для монографии.

Горный пояс Кордильер включает в себя много отдельных горных хребтов и цепей. Крупнейшие из них протягиваются на сотни километ-

ров: Аляскинский хребет, горы Чугач и Матануска — на Аляске; горы Маккензи, Скалистые горы и Береговые хребты — в Канаде; Скалистые и Каскадные горы, горы Кламат, Сьерра-Невада — в США; Полуостровной хребет, Западная Сьерра-Мадре и Южная Сьерра-Мадре — в Мексике. На всем протяжении горный пояс образован двумя отдельными цепями хребтов. Один прослеживается на границе с докембрийской Северо-Американской платформой, а другой — вдоль побережья Тихого океана. Первый сложен докембрийскими, палеозойскими и мезозойскими породами миогеосинклинального ряда, второй — эвгеосинклинальными образованиями, причем в его пределах докембрийские толщи неизвестны, а палеозойские образования слагают лишь ядра наиболее крупных антиклинальных структур или чешуи надвигов, перекрывающих более молодые отложения.

ГРАНИЦЫ МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ И ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ КОРДИЛЬЕРСКОГО ПОЯСА

В публикациях последнего десятилетия выделение эв- и миогеосинклинальных поясов в пределах почти всей Кордильерской области проводится более или менее одинаково, исключая Аляску и Мексику.

На территории Канады, к югу от 60-й параллели внешняя граница миогеосинклинали для палеозойского и мезозойского этапов развития проводится вдоль фронта Скалистых гор. Здесь в предгорных холмах мощность пород этого возраста заметно увеличивается, хотя фациальный состав разреза не претерпевает существенных изменений.

Южнее Канады, в пределах США, эта граница делает плавный изгиб вдоль восточных предгорий гор Айдахо и далее на юг проходит западнее плато Колорадо, отделяя последнее от провинции Бассейнов и Хребтов. В центральной части штата Аризона внешняя граница миогеосинклинали огибает с юга плато Колорадо и далее прослеживается опять приблизительно в меридиональном направлении, погружаясь под покровы четвертичных эффузивов, слагающих возвышенное плато Западная Сьерра-Мадре Мексики. Практически полный разрез миогеосинклинали, включающий палеозойские и мезозойские образования, за пределами мексиканского штата Сонора (северо-западная Мексика), неизвестен. По мнению Ж. Гузмана и З. де Черны (Guzman, de Cserna, 1963), в центральной и южной Мексике миогеосинклиналь Кордильер с востока повсеместно граничит с Мексиканским массивом и далее уходит в южную Гватемалу. К востоку и северу от миогеосинклинали Кордильер в Гватемале расположены разрезы Аппалачской складчатой области, выходящие на поверхность из-под мезозойско-кайнозойского чехла п-ова Юкатан.

Такое структурное районирование Центральной Америки многими исследователями ставится под сомнение. Так, например, Ф. Кинг (King, 1969) полагает, что Кордильерский пояс прослеживается через центральную Гватемалу и Гондурас до желоба Кайман. В связи с тем, что вопрос о южном продолжении Кордильер тесно связан с другой проблемой — с характером сочленения Кордильерского и Андийского поясов, мы вернемся к нему позже, когда перейдем к анализу строения палеозойских образований узкой полосы суши Центральной Америки.

Как указывалось выше, спорным до последнего времени было проведение границ мио- и эвгеосинклинальных поясов севернее 60° с. ш., в пределах территории Юкон (Канада) и на Аляске. В работах М. Кэя (1955) и А. Ирдли (1951) внешняя граница Кордильерской области здесь проводилась по восточному склону гор Маккензи и далее на Аляске — по северным предгорьям Аляскинского хребта.

В книге автора, посвященной истории тектонического развития восточной Арктики (Богданов, 1963), граница Кордильер на Аляске проводилась так же, как и М. Кэем. В этой книге палеозойские структуры гор Ричардсон рассматривались как авлакоген в окраинной части Северо-Американской платформы, который отделяет от нее докембрийский Юконский срединный массив, а складчатые сооружения хр. Брукс относились к палеозойской складчатой области Франклин. Последняя прослеживалась вплоть до северного края шельфа Чукотского моря. Ф. Кинг (1969; King, 1969a; Tectonic map of North America, 1969) вслед за Дж. Грейтсом и Дж. Гриком (1967) и Л. Мартином (1967) дает совершенно иную трактовку границ Кордильерского пояса на севере Северной Америки. Им граница Кордильер проводится по фронту хр. Ричардсон и гор. Бритим-Маунтис вплоть до побережья Северного Ледовитого океана; таким образом, вся территория Аляски включается в Кордильерскую складчатую область. В пределах самой Аляски область хр. Брукс и Арктической прибрежной равнины им относилась к миогеосинклинали, а вся территория южнее хр. Брукс, ширина которой свыше 1000 *км* — к эвгеосинклинали.

Геологические исследования (Tailleum, Brosgé, 1970), а также многочисленные буровые работы (Gric, 1970), проведенные в последние годы в пределах Арктической прибрежной равнины Аляски, показали, что структура хр. Брукс и гор Бритиш-Маунтис сформировалась в результате среднепалеозойской (среднедевонской?) складчатости, т. е. одновременно со складчатыми деформациями складчатого пояса Франклин Канадского Арктического архипелага. Иными словами, все новые данные свидетельствуют о принадлежности обширного района хр. Брукс и областей, лежащих к северу от него, к палеозойскому складчатому поясу Франклин, протягивающемуся вдоль северного побережья о. Гренландия и Северной Америки. Так как в пределах обширной равнины р. Юкон, т. е. на территории Юконского срединного массива, породы мезозоя и палеозоя деформированы слабо и по своему формационному составу не являются геосинклинальными, то граница

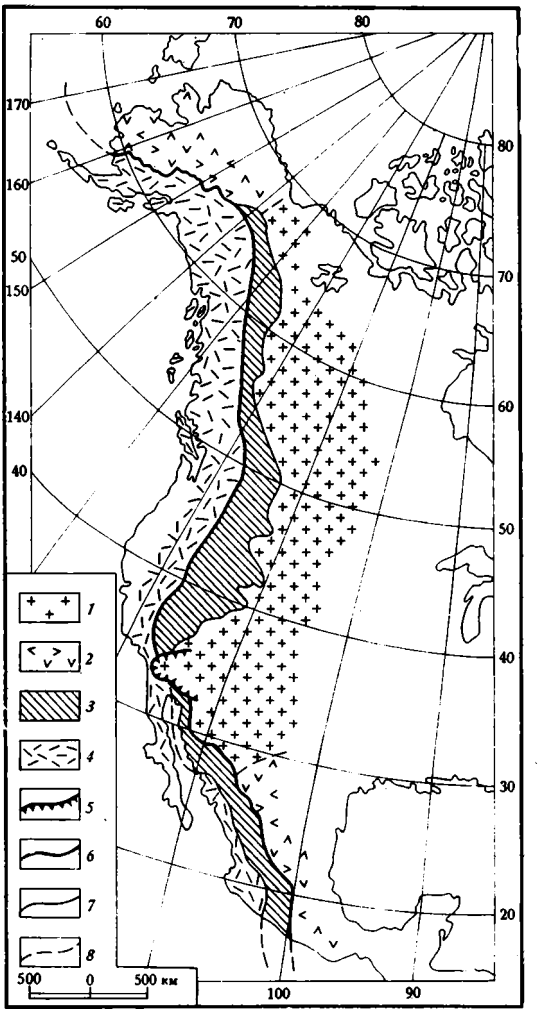


Рис. 26. Палеозойские мио- и эвгеосинклинали Кордильер Северной Америки

Фундамент: *1* — платформы с возрастом древнее 1 млрд. 600 млн. лет, *2* — Мексиканского и Юконского массивов с возрастом древнее 800 млн. лет; *3* — миогеосинклиналь Кордильер; *4* — эвгеосинклиналь Кордильер; *5* — тектонический надвиг; *6* — внешняя граница Кордильерского пояса; *7* — граница между мио- и эвгеосинклиналями; *8* — предполагаемые границы

Кордильерской геосинклинальной области, видимо, проходила южнее, вдоль глубинного разлома Тинтина (на границе между Канадой и Аляской) и далее, на запад вдоль края высокогорной дуги Аляскинского хребта и по разлому Идитарод до Кускоквимского залива Берингова моря.

Перейдем теперь к границе между мио- и эвгеосинклинальными зонами Кордильер. Повсеместно она представляет собой полосу, ширина которой обычно достигает 10—20 *км*, и только в некоторых местах, например в провинции Бассейнов в Хребтов,— до 50 *км*. В пределах этой полосы наблюдается резкое фациальное замещение осадочных пород вулканогенными и вулканогенно-осадочными. Палеозойские образования переходных фаций наиболее подробно были описаны Дж. Лоувеллом (1963), М. Кэем и К. Крауфордом (Kay, Crauford, 1964) в центральной части Кордильерской складчатой области.

На севере, в пределах Аляски, эвгеосинклинальная зона Кордильер граничит непосредственно с Юконским срединным массивом (рис. 26). Миогеосинклинальные прогибы срезаются под острым углом у 66° с. ш. (в месте крутого изменения простирания структур Кордильерского пояса с меридиональных на широтные и юго-западные) разломом Тинтина.

Начиная с северных отрогов гор Маккензи и далее вплоть до штата Оахака в Мексике миогеосинклинальная зона прослеживается повсеместно во внешней части Кордильерского пояса. Западной границей миогеосинклинали в горах Маккензи и на севере Скалистых гор является разлом Тинтина. Южнее, от 60° с. ш. и вплоть до верховьев р. Атабаска, приблизительно 53° с. ш., эв- и миогеосинклинали Кордильер разделяют тектонический шов Скалистых гор. На юге Канады эта граница прослеживается вдоль восточного края выступа метаморфических пород Чусуап и далее на юг вдоль долины р. Колумбии. В пределах штата Вашингтон она погружается под покровы Колумбийского вулканического плато. В южной части Скалистых гор граница миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной зон Кордильер прослеживается восточнее батолита Айдахо, а в пределах территории штатов Юта и Невада — в центральной части провинции Бассейнов и Хребтов. На юге Калифорнии, по данным Ф. Кинга (King, 1969), эта граница идет вдоль долины р. Колорадо и далее погружается под воды Калифорнийского залива. В Мексике эвгеосинклиналь протягивается узкой полосой вдоль самого побережья в горах Южная Сьерра-Мадре, приблизительно до 16° с. ш., и южнее срезается под острым углом северным бортом Центрально-Американского желоба. Ее восточная граница с миогеосинклинальной зоной с некоторой долей условности проводится нами по восточным отрогам гор Южная Сьерра-Мадре.

Таким образом, мио- и эвгеосинклинальные зоны выделяются в пределах почти всего Кордильерского пояса, причем разрез допалеозойских и палеозойских образований испытывает заметные изменения по фациальному составу и по мощностям вкрест его простирания. Менее заметны фациальные изменения этих пород по простиранию пояса. При описании автор вслед за Ф. Кингом (King, 1969) будет отдельно анализировать разрезы Северных Кордильер, которые включат Кордильерский пояс Канады и Аляски, Центральных Кордильер — Кордильеры на территории США и Южных Кордильер, объединяющих западные хребты гор Сьерра-Мадре.

Для удобства изложения обширного материала по позднедокембрийской и палеозойской истории геологического развития Кордильер отдельно рассмотрим в хронологическом порядке геологический разрез для мио- и эвгеосинклинали, описывая его последовательно с севера на юг, от Аляски до Мексики.

ВРЕМЯ ЗАЛОЖЕНИЯ КОРДИЛЬЕРСКОГО ПОЯСА

Определение геологической эпохи, в которую произошло заложение геосинклинальных трогов, издавна привлекало к себе внимание исследователей, занимавшихся теорией геосинклинальных процессов. Со времени появления теории бордерлендов считалось, что древнейшие докембрийские толщи, слагающие Канадский щит, простираются далее на запад и являются основанием для Кордильерской геосинклинальной области. Г. Хесс, предлагая идею обрамления древнего Северо-Американского кратона палеозойскими островными дугами и вулканическими архипелагами, к сожалению, совсем не касается докембрийской предыстории этой области, и в работах М. Кэя и Д. Ирдли описание геосинклинального развития Кордильер начинается лишь с палеозоя.

Однако с момента появления в свет работ Ф. Кинга (1961) к проблеме основания этой геосинклинальной области обращаются многие исследователи в Канаде и США. На многочисленных схемах, опубликованных К. Стоквеллом (Stockwell, 1964), Р. Барвашем и др. (Burwash a. o., 1964), в монографии «Геологическая история Западной Канады» (Geological history..., 1964) и на последних тектонических картах Северной Америки (Tectonic map of North America, 1969) и Канады (Tectonic map of Canada, 1968) хорошо видно, что простирания кенорских и гудзонских складчатых структур, возраст которых радиометрическими методами датируется соответственно в 2480 и 1735 млн. лет, секутся под углом почти в 45° складчатыми элементами Кордильер (рис. 27).

На кенорских и гудзонских гнейсах и кристаллических сланцах с резким угловым несогласием залегают морские песчано-сланцевые толщи и конгломераты серии Белт, или Парселл. Эта толща имеет удивительно однообразный характер и одинаковое строение на огромных пространствах от территории Юкон, где она была вскрыта разведочными скважинами, до северо-западных районов штата Монтана (Yates a. o., 1966). Она слагает довольно широкую полосу, которая на территории Канады протягивается в целом параллельно структурам Кордильер, а мощность отложений в этой зоне постепенно увеличивается с востока на запад до 15 000 *м*.

Не вызывает сомнения, что все осадочные породы серии Белт накопились в условиях очень мелкого моря или отдельных усыхающих бассейнов, причем обломочный материал в седиментационные ванны переносился аллювиальными и пролювиальными потоками (Harrison, Campbell, 1963; Campbell, Good, 1963). Возраст отложений серии Белт, определенный радиометрическими методами, равен от 1500 до 900 млн. лет (Obradovich, Peterman, 1967). Таким образом, образование стабильной Северо-Американской платформы на западе континента произошло около 1500 млн. лет назад. Без сомнения, осадки серии Белт, или Парселл, накапливались вдоль окраинной части жесткого кратона. Однако являлась ли эта мощная осадочная толща первым циклом геосинклинального осадконакопления в Кордильерах, остается пока неясным.

По мнению Ф. Кинга (1969, стр. 77), «геосинклинальный прогиб, в котором происходило накопление отложений среднего докембрия (серия Белт, или Парселл.—Н. Б.), отличался, видимо, от более поздних геосинклиналей Кордильер, хотя и имел с ними сходные простирания».

Действительно, наблюдаются заметные отличия в типах этих прогибов. Выше уже подчеркивалось однообразие разрезов серии Белт вкрест простирания структур и их выдержанность на многие сотни километров с юга на север. Наблюдается также очень медленное возрастание мощности этой толщи по направлению с востока на запад и весьма своеобразная структура, которую слагают сланцы и песчаники серии Белт,— широкая моноклиналь, наклоненная на запад. По всем своим структурным особенностям область осадконакопления серии Белт, или

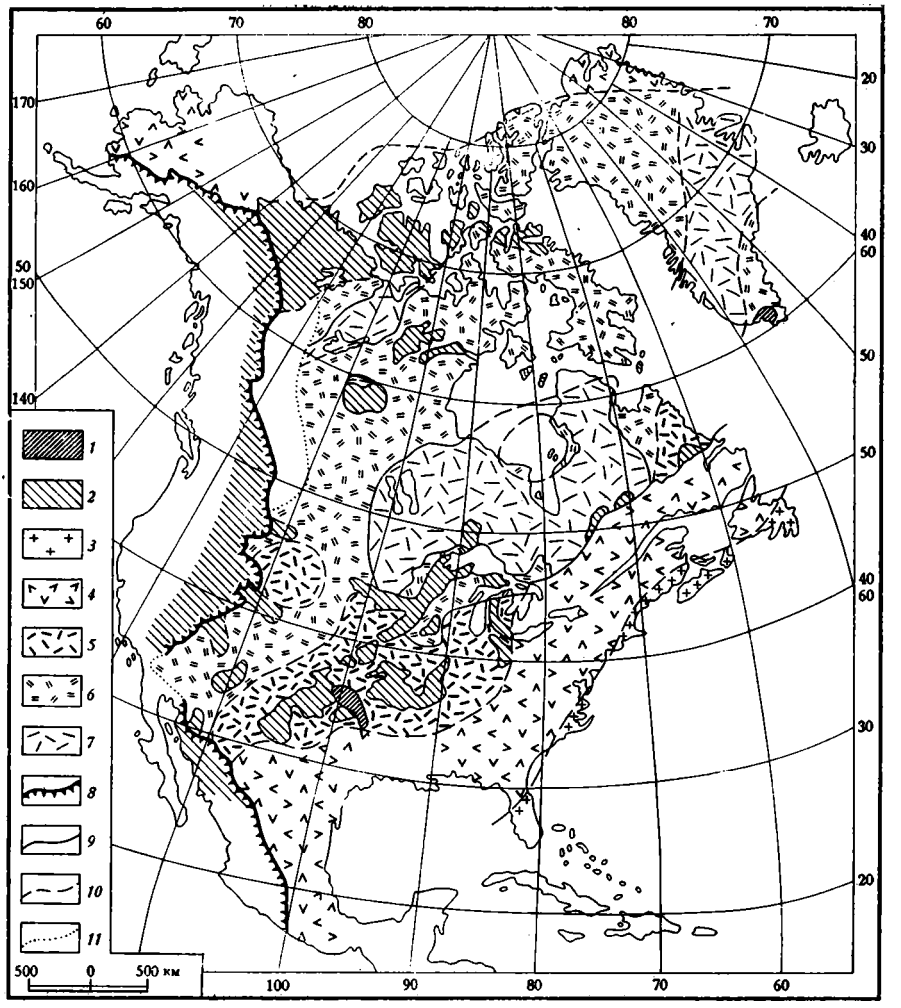


Рис. 27. Карта выходящих на поверхность и погребенных провинций докембрийских пород Северной Америки, по Ф. Кингу (King, 1969b)

1—2 — осадочные и вулканические породы: *1* — поздний докембрий — ранний кембрий (около 500 млн. лет), *2* — в основном средний протерозой (примерно 800—1300 млн. лет); *3—7* — метаморфические и интрузивные породы складчатых комплексов: *3* — породы авалонского складчатого комплекса (550—650 млн. лет), *4* — породы гренвильского складчатого комплекса (800—1000 млн. лет), *5* — породы гудзонского складчатого комплекса и переработанные элсонской складчатостью (1280—1460 млн. лет), *6* — породы гудзонского складчатого комплекса (1640—1860 млн. лет), *7* — породы кеноранского складчатого комплекса (2400—2600 млн. лет); *8—11* — границы: *8* — Кордильерского пояса, *9* — установленные между докембрийскими комплексами, *10* — предполагаемые между докембрийскими комплексами, *11* — докембрийских комплексов в аллохтоне на более молодых породах

Парселл, в позднем докембрии была сходна с платформенными структурами типа перикратонных опусканий, описанных Е. В. Павловским (1959) на примере Сибирской платформы.

Это особенно четко видно на севере и на юге Кордильерского пояса — в Аляске и Мексике, т. е. там, где геосинклинальная область не граничит с громадной жесткой глыбой Канадского щита.

В центральной Аляске докембрийские образования слагают складчатый фундамент Юконского массива (Богданов, 1963), разделяющего Кордильерскую складчатую область и палеозойскую складчатую систему Франклин, которая прослеживается к северу от этого массива. Породы докембрия образуют обширные антиклинальные своды в разных

районах центральной Аляски (на междуречье Юкона и Поркьюпайна, п-ова Сьюард и ряда других), но особенно широко они представлены на водоразделе между реками Юкон и Танана (юкон-тананский метаморфический комплекс (Tectonic map of North America, 1969).

Основание разреза здесь сложено толщей метаморфических пород, выделяемых под названием «кристаллических сланцев Брич-Крик». Она представлена слоистыми кварцитами, кварц-биотитами и слюдистыми сланцами, переходящими в верхней части разреза в полевошпат-серицитовые и хлоритовые сланцы с прослоями мраморов. В зонах контактов с интрузиями кристаллические сланцы сменяются ставролитовыми и гранатовыми гнейсами. Мощность сланцев Брич-Крик, по данным Дж. Мерти (Mertie, 1937), достигает нескольких тысяч метров. Стратиграфическими аналогами этой толщи, по мнению Дж. Мерти (Mertie, 1937), Ф. Кинга (King, 1959) и других, являются отложения группы Юкон, распространенные в северо-западной Канаде. Последние, в свою очередь сопоставляются (Geological history..., 1964) с породами серии Белт. Т. Пейн также считал отложения серии Белт и сланцы Брич-Крик одновозрастными.

Большинство радиометрических определений, сделанных по биотиту сланцев Брич-Крик, дают возраст последних процессов метаморфизма в 1500 млн. лет или менее (King, 1969а). Однако отдельные изотопные определения, сделанные по породам этой толщи, соответствуют 1250 и 980 млн. лет (устное сообщение Д. Стона). Эти данные, полученные в последние годы, подтверждают правильность выводов об одновозрастности сланцев Брич-Крик и пород серии Белт.

Мы специально подробно остановились на строении и возрасте наиболее древнего метаморфического комплекса центральной Аляски потому, что складчатые формы, образованные им, пересекаются структурными элементами Кордильерского пояса почти под прямым углом. В целом простирание пород Брич-Крик и их дислокации параллельны простираниям докембрия, образованным в эпоху гудзонской складчатости в области Большого Медвежьего озера на севере Канады. По-видимому, в первую половину позднедокембрийского времени наращивание Северо-Американского континента проходило по несколько иному структурному плану по сравнению с тем, который был характерен для начальных этапов развития Кордильерской геосинклинали.

Весьма сходная картина структурного соотношения Кордильерского пояса с докембрийским массивом наблюдается и на юге Северной Америки, в центральной и западной Мексике.

По данным Р. Байлея и У. Мюхлбергера (Bayley, Muchlberger, 1968), пояс гренвильской складчатости (абсолютный возраст пород 880—1000 млн. лет) прослеживается вдоль восточного края Северной Америки от п-ова Лабрадор до юго-западной Мексики. Севернее его, слагая складчатый фундамент Северо-Американской плиты, простирается область распространения элсонской складчатости (абсолютный возраст 1280—1480 млн. лет), которая, в свою очередь, в пределах штатов Невада, Колорадо и Юта сменяется областью гудзонской складчатости (абсолютный возраст 1640—1860 млн. лет). Все три пояса докембрийских складчатостей, возраст которых омоложается по направлению с северо-запада на юго-восток, под углом пересекаются складчатыми структурами Кордильер.

В пределах гор Восточная Сьерра-Мадре и Южная Сьерра-Мадре породы докембрийского Мексиканского массива на значительной площади перекрыты чехлом палеозойских и мезозойских отложений. Они выходят на поверхность только в центральных частях антиклинальных сводов на востоке мексиканских штатов Идальго (в центральной Мексике) и Оахака, на юге страны. В горах Сьера-де-Тамаулипас (восточная часть штата Идальго) докембрийские образования представлены

различными по составу кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами, а на северо-западе штата Оахака распространены биотитовые и двуслюдяные сланцы и пегматиты, переслаивающиеся с мраморами и амфиболитами (Guzman, de Cserna, 1963).

Весь этот метаморфический комплекс, гетерогенный по своему составу, по-видимому, имеет разный возраст. Наиболее древние образования его в штате Идальго определениями абсолютного возраста датируются в 1210 млн. лет, а наименее метаморфизованные разности — в 710—900 млн. лет, в пределах штата Оахака — от 780 до 1100 млн. лет (Fries e. a., 1962; Fries, Rincon-Orta, 1965; Pentoja-Alor, Roberson, 1967). Следовательно, глубокометаморфизованные образования Мексиканского массива в целом одновозрастны с отложениями серии Белт центральной части Скалистых гор.

Итак, в течение позднедокембрийксого времени в пределах Кордильерского складчатого пояса, скорее всего, отсутствовала единая система геосинклинальных прогибов. Те прогибы, которые уже существовали, имели совершенно иную структурную ориентировку — они обрамляли сформировавшееся к этому времени древнее ядро континента и в результате элсонской и гренвильской складчатостей на значительных площадях полностью консолидировались. В последующей геологической истории они вместе с архейским и непротерозойским ядрами образовали складчатый фундамент Северо-Американской платформы. Только в пределах центральной части Скалистых гор не происходили складкообразовательные процессы этого времени, и здесь между отложениями серии Белт и перекрывающими их виндермерскими (позднедокембрийскими) толщами прослеживается незначительное угловое несогласие. Можно предположить, что в этих районах породы платформенного чехла или перикратонных опусканий, какими, возможно, и являются здесь породы серии Белт, были вовлечены в складчатость совместно с перекрывающими их геосинклинальными толщами. Весьма правомерна также и идея, высказанная Ф. Кингом, что геосинклинали, выполненные образованиями серии Белт, или Парселл, отличались от геосинклиналей Кордильер.

Начиная с эпохи позднего докембрия или с эпохи накопления, виндермерской серии и ее аналогов, нижняя граница которых датируется методами абсолютного возраста в 800—900 млн. лет, развитие геосинклинальных прогибов Кордильер повсеместно проходило по одному плану на протяжении почти всего неогея. Эта эпоха в пределах континента Северной Америки, по нашему мнению, может рассматриваться как начальная в геосинклинальной стадии развития Кордильерского пояса.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ

Геологическая колонка Кордильерского складчатого пояса включает полный разрез позднедокембрийских и палеозойских образований. За исключением докембрийских пород, выходы которых в эвгеосинклинальной зоне не установлены, все более молодые образования известны как в мио-, так и в эвгеосинклинальных фациях. В пределах миогеосинклинали отложения, как правило, слабо метаморфизованы и дислоцированы совместно с мезозойским геосинклинальным комплексом. В эвгеосинклинали породы палеозоя подверглись значительному региональному и термальному метаморфизму, поэтому их расчленение значительно менее детально, чем одновозрастного миогеосинклинального комплекса.

Верхний докембрий

Породы верхов докембрия, абсолютный возраст которых моложе 820—900 млн. лет, слагают основание разреза миогеосинклинали в пределах всего Кордильерского пояса. В обширном регионе, где миогеосинклиналь граничит с древней Северо-Американской платформой, породы этого возраста залегают на отложениях серии Белт с угловым несогласием. Эта эпоха поднятий и слабых тектонических дислокаций в Канаде получила название орогенеза Кутеней (White, 1959) и одновозрастна с эпохой гренвильской складчатости на востоке Северной Америки.

Хотя орогенез Кутеней не привел к заметной перестройке структурного плана и выражен не столь четко, как гренвильская эпоха тектонических движений на востоке континента, тем не менее комплекс осадков, накопившихся после нее, отличается от монотонной толщи серии Белт и испытывает существенные фациальные изменения по простиранию Кордильерского пояса.

Наиболее полно породы позднего докембрия представлены в западной части миогеосинклинали северных Кордильер.

Северные Кордильеры. В пределах северных Кордильер, на Аляске и в Скалистых горах Канады, породы этого возраста слагают ядра крупных антиклинориев, прослеживающихся вдоль границы между мио- и эвгеосинклиналью. На юге этой территории, в верховьях р. Колумбии, они слагают ряд тектонических чешуй, переместившихся с запада на восток (см. рис. 29).

В центральной Аляске толща пород позднего докембрия была впервые описана Д. Кейрнесом (Cairnes, 1914) как группа Тиндер. Наиболее широко породы этой группы распространены в пределах Юконского срединного массива, где они с резким угловым несогласием перекрывают кристаллические сланцы Брич-Крик. По направлению на юг, в бассейне р. Танана, на границе между Аляской и Канадой, мелководные карбонатные породы группы фациально замещаются терригенными, преимущественно песчано-сланцевыми образованиями, среди которых имеются прослои хлоритовых и эпидотовых сланцев, образовавшихся в результате метаморфизма туфов основных эффузивов. Видимая мощность их, по мнению Е. Брабба (Brabb, 1967), достигает 2000—3000 *м*.

Восточнее, в пределах территории Юкон, одновозрастные образования слагают широкий антиклинальный свод, расположенный к северо-востоку от разлома Танана. В верховье р. Стьюарт породы позднего докембрия (Green, 1968) с резким угловым несогласием залегают на кристаллических сланцах группы Юкон. Они представлены толщей осадочных пород — филлитовыми сланцами, чередующимися с кварцитами и известняками, общей мощностью около 2500 *м*.

Юго-восточнее, в верховьях р. Лиард и горах Нахани, в районе резкой смены почти меридиональных простираний Кордильер на близкие к широтным, состав разреза позднедокембрийских образований, по данным Г. Габриелса (Gabrielse, 1968), несколько меняются. В этом районе в видимой нижней части толщи имеются пачки и прослои зеленых амигдалоидных эффузивов и туфоагломератов, которые выше постепенно сменяются песчаниками, чередующимися с доломитами и песчанистыми доломитами. Их суммарная мощность достигает 700 *м*.

В более южных районах Канады, на востоке Британской Колумбии, породы позднего докембрия выделяются в виндермерскую серию, разрез которой, в свою очередь, подразделяется на ряд свит и групп, имеющих узкое местное значение. Базальные горизонты виндермерской серии обнажены лишь в Парселлском антиклинории. Здесь с угловым и незначительным азимутальным несогласием на породах серии Парселл залегают конгломераты, включающие гальку и крупные обломки гранитов и различных гнейсов, сцементированных кварц-полевошпатовым

цементом. Среди конгломератов имеются линзы и прослои андезитовых лав. Мощность конгломератов постепенно увеличивается с северо-востока на юго-запад от 200 до 1500 *м*. Выше по разрезу грубообломочные образования постепенно сменяются песчано-сланцевыми толщами, причем в более восточных разрезах преобладают аргиллиты. В верхах виндермерской серии в отдельных местах встречаются прослои и пачки глинистых известняков и известняковых сланцев, а также известняков и доломитов. Наибольшей мощности карбонатные образования достигают в Кассиарских горах, где она достигает 1000 *м*. Суммарная мощность виндермерских отложений различна; мощность изменяется на юге северных Кордильер от 3000 до 5000 *м*.

Существенные изменения фациального состава и быстрое увеличение мощностей этих пород по направлению с востока на запад позволяют предполагать, что породы позднего докембрия, вероятно, подстилают и палеозойские эвгеосинклинальные образования. На это указывает и состав обломочного материала, в котором, кроме кристаллических пород глубокого докембрия, встречаются слабо измененные туфы андезитов, неизвестные в пределах платформы. Кроме того, по данным Дж. Ризора (Reesor, 1957), терригенный материал поступал также и из районов, сложенных породами серии Парселл, подвергавшихся в эту эпоху эрозии.

Центральные Кордильеры. В пределах центральных Кордильер, на территории США, отложения позднего докембрия были изучены и описаны только в трех районах — на севере, в южной части антиклинория Парселл, в центральных районах штата Юта, в провинции Бассейнов и Хребтов, и на юге Калифорнии, в восточном обрамлении грабена Долины Смерти.

В первом из этих районов, на границе штатов Вашингтон и Айдахо (Yates a. o., 1966), породы виндермерской серии с базальными конгломератами несогласно перекрывают отложения серии Парселл. Обломочные породы основания серии имеют литологическое сходство с тиллитоподобными конгломератами. Выше по разрезу конгломераты сменяются сланцами и кварцитами, среди которых имеются пачки и прослои зеленокаменных эффузивов и вулканических брекчий. Мощность виндермерских пород здесь достигает 2000 *м*.

По направлению на юг, в пределах провинции Бассейнов и Хребтов, отложения позднего докембрия распространены менее широко. Во многих разрезах породы нижнего палеозоя залегают несогласно на образованиях серии Белт или на еще более древних докембрийских метаморфических сланцах (Кинг, 1961).

В центральных районах штатов Юта и Невада кембрийские образования подстилаются кварцитами и песчано-сланцевыми толщами, общей мощностью около 3000 *м*, местами почти неметаморфизованными. Это отложения группы Упита, которые обнажаются в провинции Бассейнов и Хребтов в хр. Уосатч.

В южной части Калифорнии породы позднего докембрия широко распространены в пределах хр. Панаминт, с запада обрамляющего грабен Долина Смерти. По данным Ч. Ханта и Д. Мейби (Hunt, Mabey, 1966), в этом регионе на породах серии Парамп, являющейся стратиграфическим аналогом серии Белт, с угловым несогласием залегают отложения позднего докембрия. Последние согласно сменяются фаунистически охарактеризованными сланцами нижнего кембрия.

В основании разреза позднедокембрийской толщи прослеживается горизонт конгломератов и брекчиевидных известняков, которые выше по разрезу сменяются вначале пестроцветными доломитами, а далее глинистыми сланцами и кварцитами. Среди кварцитов имеются линзы и прослои доломитов и конгломератов. Венчают разрез толщи хорошо слоистые, иногда косослоистые, кварцитовидные песчаники, среди кото-

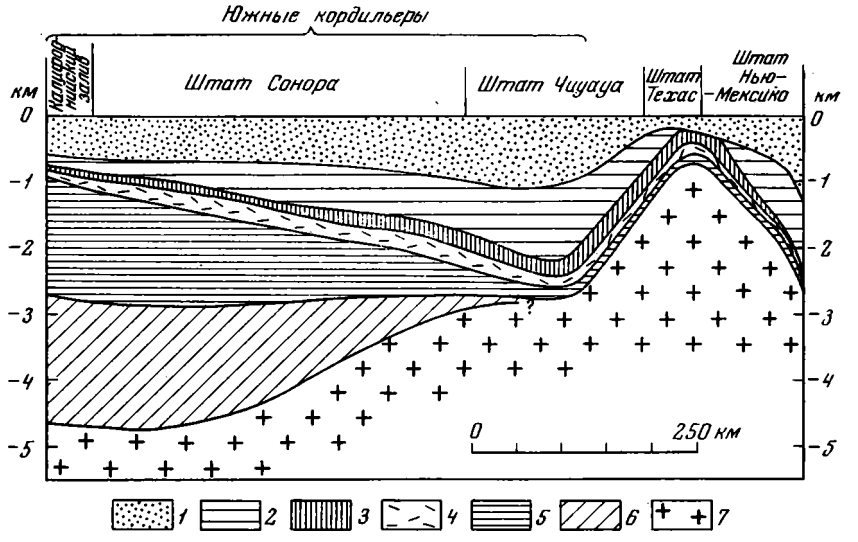


Рис. 28. Изменения мощности миогеосинклинальных позднедокембрийских — палеозойских отложений в северо-западной Мексике. Поперечный разрез от северо-западной части штата Чихуахуа через штат Сонора, по К. Фризу (Fries, 1965)

1 — пермь; *2* — пенсильваний; *3* — миссисипий; *4* — девон; *5* — кембрий, ордовик, силур; *6* — верхний докембрий; *7* — метаморфизованный докембрий

рых имеются прослои красноцветных сланцев. Общая суммарная мощность разреза позднедокембрийских образований достигает 2000—2300 *м*.

Очень похожий разрез одновозрастных толщ установлен в пределах миогеосинклинали и в более южных районах Калифорнии, в пустыне Мохаве, на левобережье р. Колорадо, до границы США и Мексики.

Южные Кордильеры. В южных Кордильерах позднедокембрийские отложения установлены только на территории северной Мексики, в штате Сонора (рис. 28). На северо-западе штата, в районе г. Каборка, по данным К. Фриза (Fries, 1965), на глубокометаморфизованных и интрузивных породах докембрия (абсолютный возраст которых около 1700 млн. лет) с резким угловым несогласием залегают образования позднего докембрия. Они представлены толщей чередования осадочных пород — известняков, кварцитов, доломитов и филлитовых сланцев. В прослоях карбонатных пород встречаются водоросли типа *Collenia*. Общая мощность разреза позднего докембрия в этой части южных Кордильер достигает 2000 *м*. Вверх по разрезу эти породы согласно сменяются нижнекембрийскими образованиями.

В других частях миогеосинклинали южных Кордильер отложения позднего докембрия и нижнего палеозоя не выходят на дневную поверхность. Породы позднего докембрия в Кордильерском складчатом поясе, как уже упоминалось, повсеместно перекрываются кембрийскими отложениями без видимых следов перерывов и угловых несогласий.

Кембрий

Образования кембрийского возраста в северных и центральных Кордильерах распространены шире, чем позднедокембрийские отложения. Они были детально описаны и изучены главным образом в миогеосинклинальной зоне, в областях, примыкающих к структурам Северо-Американской платформы. В этих районах в разрезе кембрия выделяются отложения всех трех отделов. В пределах эвгеосинклинальной зоны

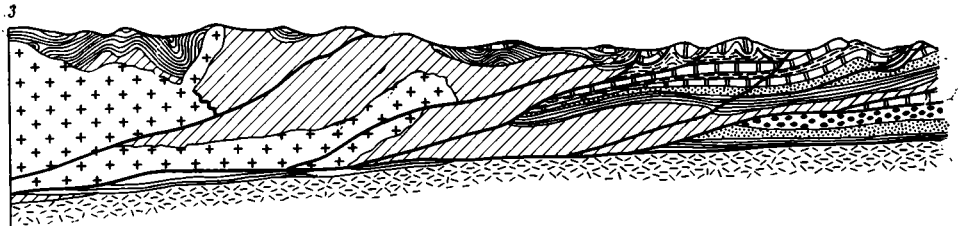


Рис. 29. Геологический разрез миогеосинклинали Кордильер в Скалистых горах, по Р. Прайзу и Э. Монжью (Price, Mountjoy, 1970)

1 — архейский кристаллический фундамент; *2* — поздний докембрий; *3* — нижний кембрий; *4* — средний кембрий; *5—7* — кембрий — девон: *5* — сланцы, *6* — доломиты, *7* — силурийско-девонские известняки; *8* — мезозойские песчаники; *9* — мезозойские гранитоиды; *10* — надвиги

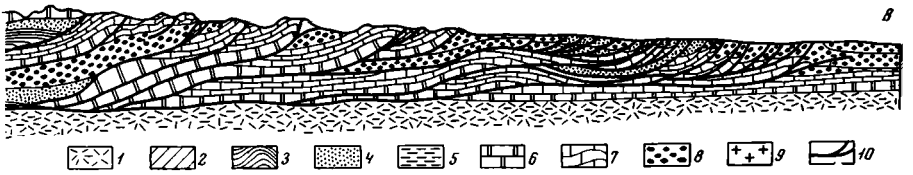
породы кембрийского возраста были встречены только в узкой полосе сочленения с миогеосинклиналью и вдоль границы с Юконским срединным массивом. Возможно также, что образования этой системы были глубоко метаморфизованы и сейчас слагают часть метаморфического комплекса эвгеосинклинали Кордильер.

Миогеосинклиналь. В восточных частях миогеосинклинали отложения кембрия были описаны в пределах всего Кордильерского пояса от территории Юкон в Канаде до штата Сонора в Мексике. Повсюду они представлены осадочным комплексом, мощность которого постепенно увеличивается с востока на запад. Впервые анализ изменения фациального состава и палеотектонической обстановки в течение кембрия был дан в работах М. Кэя (1955) и А. Ирдли (1954; Eardley, 1962). По данным последнего, в пределах Скалистых гор в додевонское время располагалось два крупных бассейна осадконакопления (один прогиб — в пределах Канады, другой — на юге США), которые разделялись Монтанским поднятием. Наиболее полно разрез кембрия изучен в пределах северного прогиба, в восточной части Британской Колумбии.

Северные Кордильеры. В пределах северных Кордильер, южнее 60° с. ш., в миогеосинклинальной зоне кембрийские отложения слагают ядра антиклинальных складок. Выходы пород этого возраста образуют горные цепи и отдельные вершины Скалистых гор. Особенности строения разрезов кембрийских отложений были подробно разобраны Ф. Нортом (Geological history..., 1964), который в своей работе дает детальные сопоставления отдельных геологических разрезов между собой.

В пределах этой зоны Кордильер породы нижнего кембрия согласно перекрывают отложения виндермерской системы. Только в пределах антиклинория Парселл они несогласно залегают на образованиях серии Белт. Однако нигде не было установлено налегание этих пород на еще более древние метаморфические толщи.

Нижнекембрийские отложения в Скалистых горах Канады представлены главным образом однообразной толщей кварцитов и кварцевых песчаников. Местами кварциты чередуются с глинистыми сланцами и реже — с глинистыми известняками. В крайних западных разрезах миогеосинклинали среди кварцитов встречаются прослои и линзы туфов основных эффузивов. Максимальной мощности в 2800 *м* кварциты достигают в горах Селкрик (Wheller, 1965), а чаще всего она составляет не менее 1000 *м* (рис. 29). В верхней половине разреза нижнего кембрия кварциты сменяются характерными мелководными отложениями — серыми и почти черными известняками, в большей или меньшей степени доломитизированными. Они переслаиваются с зеленовато-серыми известковистыми глинистыми сланцами, мергелями и известковистыми песчаниками. В этой части разреза, как и в более молодых



кембрийских отложениях, отсутствуют прослои грубозернистых песчаников и конгломератов, что, вероятно, свидетельствует о значительном удалении уже в раннем кембрии береговой линии моря от данной зоны геосинклинального прогиба Кордильер.

Среднекембрийские образования северных Кордильер совершенно согласно ложатся на породы нижнего кембрия, но местами трансгрессивно перекрывают докембрийские сланцы. Толща среднего кембрия представлена чередованием глинистых сланцев и известняков, почти всюду содержащих многочисленные палеонтологические остатки. Среди карбонатных пород этого возраста широко распространены пестроцветные доломиты, мощность которых достигает 1000 *м*. Эти доломиты обычно фациально выдерживаются на больших расстояниях вкрест простирания Кордильер. Суммарная мощность пород среднего кембрия колеблется от 1200 до 1800 *м*.

Верхнекембрийские породы распространены в пределах Канады еще на больших площадях. Осадконакопление в эту эпоху захватило и значительную территорию платформы, где среднекембрийские отложения широким шлейфом перекрывают породы кристаллического фундамента. В миогеосинклинальном прогибе они согласно залегают на известняках среднего кембрия. В целом толща верхнекембрийских пород здесь сложена массивными и толстослоистыми известняками, часто слагающими крутые скалистые обрывы во фронтальной части Скалистых гор. Образующие нижнюю половину разреза массивные известняки формации Юбилей, мощностью не менее 1000 *м*, фаунистически не охарактеризованы. Сменяющие их выше по разрезу доломиты и сланцы, в отличие от известняков, содержат многочисленную фауну верхов кембрия и служат прекрасными маркирующими горизонтами. Их мощность непостоянна и изменяется с востока на запад от 300 до 1500 *м*. Максимальной мощности верхнекембрийская карбонатно-сланцевая толща достигает в горах Селкрик, где она превышает 2500 *м*.

В этом разрезе суммарная мощность пород кембрия превосходит 8000 *м*.

Итак, характер изменения мощностей и фаций миогеосинклинальных кембрийских отложений в северных Кордильерах свидетельствует о том, что западнее, в пределах эвгеосинклинали, также располагалась область осадконакопления. В этом направлении возрастают мощности как всего разреза в целом, так и его отдельных частей, уменьшается количество грубообломочного материала и происходит постепенное замещение пестроцветных пород относительно более глубоководными глинистыми фациями. Вдоль простирания миогеосинклинального прогиба в северных Кордильерах никаких существенных изменений в составе осадочных формаций не происходит. На этом участке северных Кордильер, на границе между Канадой и США, миогеосинклиналь описывает плавную дугу, обращенную выпуклой стороной на запад, огибая Монтанское поднятие, сложенное породами серии Белт. К югу от этого поднятия располагался кембрийский прогиб миогеосинклинали центральных Кордильер.

Центральные Кордильеры. На территории США в центральных Кордильерах кембрийские отложения миогеосинклинальной зоны были подробно изучены во многих районах. Наиболее полные разрезы

кембрийских пород установлены на севере этой части пояса, к западу от Монтанского поднятия, в пределах штата Вашингтон, в центральной части — в штате Невада и на юге — в южной части штата Калифорния. В двух последних районах, по данным А. Ирдли (1954), они известны в осевой зоне прогиба южных Скалистых гор. В целом разрез их весьма выдержан по простиранию и не претерпевает существенных фациальных изменений при прослеживании на значительное расстояние.

На севере центральных Кордильер, в северо-восточной части штата Вашингтон, по данным Р. Ятеса (Yates, 1964), в основании разреза кембрия залегает базальный горизонт кварцевых песчаников, которые постепенно сменяются глинистыми сланцами и карбонатными образованиями. В целом это весьма выдержанный разрез, прослеживающийся на большой площади, причем к юго-востоку мощность прослоев песчаников постепенно сокращается, и они, как и глинистые сланцы, фациально замещаются глинистыми известняками. Общая мощность разреза кембрия в этом регионе достигает 5000 *м*.

Южнее, в пределах провинции Бассейнов и Хребтов, на территории штата Невада, по данным Р. Робертса и др. (Roberts a. o., 1958), мощность кембрийских отложений в центральной части миогеосинклинали сокращается до 200 *м*. В округе Юрика основание толщи кембрия слагают кварциты, которые несогласно перекрывают породы серии Белт. Вверх по разрезу кварциты подстраиваются сланцами нижнего кембрия, а далее — доломитами и известняками среднего кембрия. В верхней части этой пестроцветной карбонатной толщи встречаются прослои глинистых сланцев. Венчают разрез верхнекембрийские образования, представленные чередованием доломитов, сланцев и глинистых известняков.

По направлению с востока на запад в переходной зоне между мио- и эвгеосинклиналью суммарная мощность кембрия постепенно увеличивается, и здесь она достигает 4000 *м*. В разрезе гор Осгуд кварциты и песчаники нижнего кембрия слагают почти половину всей толщи кембрийских осадков. Выше них залегают преимущественно сланцевые образования, среди которых в виде линз и прослоев встречаются песчаники и глинистые известняки, а также маломощные пачки кремнистых сланцев и зеленокаменных пород, образовавшихся по туфам основного состава.

Миогеосинклинальные образования кембрия широко распространены на юге центральных Кордильер в районе Долины Смерти (Южная Калифорния). Карбонатные породы этого возраста слагают отдельные горные гряды, прослеживающиеся в меридиональном направлении. Здесь породы нижнего кембрия согласно перекрывают позднедокембрийские отложения. В основании разреза находится горизонт песчано-глинистых сланцев, содержащих оленелиды, чередующиеся с тонкослоистыми кварцитами и доломитами. Выше по разрезу эта пачка сменяется вначале косослоистыми кварцитами, а затем чередованием кварцевых песчаников и известняков. Все эти горизонты датируются как ранний кембрий. Их суммарная мощность определяется в 1300 *м* (Hunt, Mabey, 1966). Разрез среднего и низов верхнего кембрия в этом районе сложен толстослоистыми и массивными темноцветными доломитами, переслаивающимися с редкими прослоями тонкослоистых известняков и глинистых сланцев. Мощность доломитов изменяется от 700 до 1000 *м*. В кровле разреза кембрия Долины Смерти залегают фаунистически прекрасно охарактеризованные глинистые сланцы мощностью 4500 *м*.

Общая мощность кембрия на юге центральных Кордильер равна 2800—3000 *м*.

Таким образом, разрез кембрия миогеосинклинали центральных Кордильер удивительно выдержан по простиранию от Монтанского поднятия до границы между США и Мексикой. Мощность его также прибли-

зительно одинакова, и только в эвгеосинклинали она заметно возрастает.

Южные Кордильеры. В пределах южных Кордильер кембрийские отложения известны лишь на севере гор Сьерра-Мадре (штат Сонора). Здесь впервые образования этого возраста были установлены Г. Купером и А. Арелано (Cooper, Arellano, 1946) и позднее описаны К. Фризом (Fries, 1965).

В северо-восточной части штата Сонора, в зоне сочленения складчатой системы Сьерра-Мадре и Мексиканского срединного массива, по данным Г. Купера и других авторов, кембрийские отложения с угловым несогласием залегают на гранитах и метаморфических сланцах докембрия. В основании разреза находятся кварциты Каноте среднекембрийского возраста, вверх по разрезу сменяющиеся карбонатными образованиями, преимущественно известняками, среднего и верхнего кембрия. Суммарная мощность их невелика и достигает всего 500 *м*.

Западнее, недалеко от побережья Калифорнийского залива, по данным К. Фриза, обнажается значительно более полный разрез кембрийских отложений. Здесь в основании нижнего кембрия залегает горизонт пестроцветных, преимущественно желтых и красноватых кварцевых песчаников. Они сменяются известковыми глинистыми сланцами, песчаниками, доломитами и известняками, среди которых встречаются филлитовые и брекчиевидные разности. Мощность нижнекембрийских пород около 500 *м*. Образования среднего кембрия представлены темно-серыми массивными и толстослоистыми доломитами, мощность которых равняется приблизительно 800 *м*, а верхнекембрийская толща сложена массивными и слоистыми органогенными известняками, среди которых изредка встречаются линзы мергелей. Мощность верхнего кембрия около 150 *м*. Общая же суммарная мощность кембрийских отложений северо-западной части штата Сонора достигает 1600—1800 *м*. Южнее кембрийские отложения не выходят на дневную поверхность.

Суммируя данные по характеру разреза и мощностям кембрийских образований миогеосинклинали Кордильер, следует отметить: 1) повсеместно нижние горизонты кембрия представлены песчанистыми фациями; 2) верхняя половина разреза, сложенная карбонатными породами, западнее фациально замещается сланцевыми толщами; 3) мощности миогеосинклинального комплекса заметно возрастают по направлению на запад, к эвгеосинклинали.

Эвгеосинклиналь. Кембрийские отложения в эвгеосинклинали Кордильер были установлены только на севере — в Аляске, Канаде и в пределах штата Невада. На юге, в горах Южная Сьерра-Мадре, нижнепалеозойские отложения не были описаны. Все районы, где были встречены отложения кембрия, являются крайними восточными частями эвгеосинклинали.

Северные Кордильеры. На севере Кордильерского пояса, в пределах Аляски, по данным Е. Брабба (Brabb, 1967), кембрийские образования встречаются в самых низах разреза. Их контакт с подстилающими породами нигде не был описан, а вверх по разрезу они несогласно перекрываются ордовикскими кремнистыми сланцами. Выходы кембрийских образований установлены на левобережье р. Кускоквим, в горах Адамс, и на северном склоне Аляскинского хребта. В разрезах они представлены красными и зелеными сланцами и алевролитами, сменяющимися известковыми конгломератами и брекчиями, содержащими фауну верхов нижнего, среднего и верхнего отделов кембрия. Видимая мощность этих пород невелика и максимально достигает 300 *м*. Так как эти районы еще недостаточно подробно изучены, пока трудно говорить о каких-либо фациальных переходах в рассматриваемой толще. Возможно, что столь маломощный разрез кембрия на Аляске встречается только вдоль границы между эвгеосинклинальным прогибом и Юконским

срединным массивом, а далее, по направлению на юг, подобно другим палеозойским толщам, он резко увеличивается в своей мощности.

Восточнее, по простиранию структур Аляскинского хребта, породы кембрия неизвестны. Только на территории Юкон (Канада) в зоне крутого изменения простираний Кордильер с субмеридиональных на широтные отложения этого возраста вновь обнажаются в ядрах антиклиналей.

В верхнем течении р. Лиард (Gabrielse, 1967) на осадочных и вулканических породах позднего докембрия согласно залегают мелкогалечные конгломераты, галечники и палевошпатовые песчаники, чередующиеся со сланцами и песчанистыми доломитами. Среди песчанистых доломитов в верхах видимой части разреза встречаются прослои основных эффузивов мощностью до 200 *м*. Общая мощность кембрийских отложений (здесь были установлены только породы раннекембрийского возраста) достигает 1500 *м*.

Юго-западнее этого района и западнее рва Скалистых гор, в горах Пелли, по данным Г. Габриелса и Дж. Уилера (Gabrielse, Wheeler, 1961), залегающие в основании эвгеосинклинального разреза палеозоя отложения кембрия представлены в низах кварцитами нижнего кембрия, видимая мощность которых составляет около 350 *м*. Кварциты перекрыты толщей черных аргиллитов мощностью до 500 *м*, в которых встречаются окаменелости среднего и верхнего кембрия. Среди аргиллитов часты прослои туфов основных эффузивов и зеленокаменные вулканические брекчии, а также линзы известняков. Они согласно сменяются граптолитовыми сланцами ордовика и силура.

В южной части Кордильер Канады в пределах эвгеосинклинали кембрийские породы не были установлены.

Центральные Кордильеры. На территории США в центральной части Кордильерского пояса в эвгеосинклинальной зоне отложения кембрия были описаны в горах Батле (Центральная Невада). Здесь, по данным Р. Робертса и др. (Roberts a. o., 1958), к среднему кембрию относятся образования формации Скотт-Каньон, представленной чередованием зеленокаменных пород с темными тонкослоистыми кремнистыми сланцами, филлитами и линзами известняков и кварцитов. В известняках встречена фауна среднего кембрия. Видимая мощность этих толщ достигает 1500—1800 *м*.

Кроме этого разреза, в пределах эвгеосинклинали центральных Кордильер кембрийские образования, возможно, входят в метаморфический комплекс гор Кламат и ряда других мест, где, однако, они точно не датированы. Благодаря этому рассмотрим их строение в следующем разделе совместно с ордовикскими отложениями. В эвгеосинклинали южных Кордильер нижнепалеозойские отложения неизвестны.

Ордовик

В ордовикский период геосинклинальное осадконакопление продолжалось в пределах всего Кордильерского пояса. Наиболее полно изучены ордовикские отложения миогеосинклинали, где они были установлены почти повсеместно от севера Канады до гор Сьерра-Мадре в Мексике. В эвгеосинклинали вулканогенные фации ордовикских образований были описаны в центральной и южной Аляске и в горах Кламат (Калифорния). Вулканиты ордовика на островах архипелага Александра и в горах Кламат расположены всего в 100—150 *км* от ложа Тихого океана, что, по-видимому, может свидетельствовать о вулканической деятельности в ордовикский период по-крайней мере в пределах всего современного континентального шельфа.

Анализ фациальных изменений ордовикских разрезов впервые был дан М. Кэем и А. Ирди, а вслед за ними — и многими другими исследо-

вателями. Подробное описание этих отложений и их стратиграфическое расчленение приведено в ряде специальных работ. Это позволяет ограничиться лишь общим описанием характера ордовикских отложений Кордильер для разных частей этого пояса, не касаясь деталей их строения.

Миогеосинклиналь. В разрезе ордовикских отложений миогеосинклинали, в отличие от кембрийских толщ, преобладают карбонатные образования. В этот период карбонатное осадконакопление, по данным М. Кэя (1955) и других, происходило и в обширных областях запада Северо-Американской платформы, где среди среднеордовикских отложений встречаются также эвапориты. В миогеосинклинальном троге породы ордовика согласно залегают на верхнекембрийских отложениях и, в свою очередь, также постепенно сменяются силурийскими образованиями. Однако далеко не везде известен полный разрез ордовика. Особенно это касается северных Кордильер, где во многих районах прямо на средне- и нижнеордовикских известняках залегают породы среднего девона. Такая неполнота разрезов отложений этого возраста, по мнению У. Уайта (White, 1959), объясняется орогеническими движениями девонского периода, которые привели к глубокой эрозии силурийских и ордовикских толщ.

В пределах миогеосинклинали, по данным Р. Росса (Ross, 1961) [1], можно выделить два типа разреза — восточный, сложенный в основном карбонатными породами, и западный, образованный глинистыми сланцами и алевролитами, которые содержат обильные граптолиты. Западный тип разрезов граничит непосредственно с эвгеосинклинальным комплексом и рядом исследователей (Лоувелл, 1963; Roberts a. o., 1958) рассматривается как переходный между мио- и эвгеосинклиналью.

Все эти особенности строения ордовикских толщ миогеосинклинали Кордильер отчетливо видны в пределах северных Кордильер, в Скалистых горах Канады.

Северные Кордильеры. На западной и северной окраинах Северо-Американской платформы ордовикские отложения платформенного чехла представлены преимущественно карбонатными фациями. Только в пределах авлакогена Ричардсон, разделяющего платформу и Юконский срединный массив, ордовик представлен глинистыми сланцами и алевролитами, мощность которых, по данным Д. Джаксона (Jackson, 1966), превышает 3000 *м*. В восточной части миогеосинклинали северных Кордильер геосинклинальные толщи ордовика фациально мало отличаются от платформенных. В них пачки известняков лишь переслаиваются граптолитовыми сланцами и алевролитами. Западнее постепенно происходит замещение в разрезе карбонатных пород терригенными, и на границе с эвгеосинклиналью прослои известняков уже играют подчиненную роль. Эта закономерность фациальных изменений в разрезе ордовика миогеосинклинали прослеживается от территории Юкон до южных районов Британской Колумбии.

В горах Маккензи на севере миогеосинклинали Кордильер ордовикские отложения представлены мощной (до 1800 *м*) толщей известняков, содержащих обильные кораллы, брахиоподы и трилобиты (Gabrielse, Wheeler, 1961). Эта толща хорошо выдержана по простиранию и прослеживается вплоть до района плато Лиард. В этом регионе по направлению на запад известняки Санблад постепенно замещаются вначале глинистыми известняками, а затем — толщей глинистых сланцев и алевролитов, при этом общая мощность ордовикского разреза сокращается до 1000 *м*. В крайне западных частях миогеосинклинали, в поперечном разрезе плато Пелли и гор Анвил (приблизительно на 62° с. ш.), непосредственно к востоку от разлома Тинтина, ордовикские породы пред-

[1] Р. Росс относит толщи граптолитовых сланцев к эвгеосинклинали.

ставлены исключительно фациями глинистых сланцев, содержащих граптолиты всех отделов системы (Wheeler a. o., 1960). Мощность сланцевой толщи уменьшается до 200—250 *м*.

Южнее, на 58° с. ш., в северной части Британской Колумбии, фациальный характер толщ ордовика весьма сходен с тем, который наблюдается в крайней северной части миогеосинклинали. Здесь на севере Скалистых гор, в восточной части миогеосинклинали (Jackson a. o., 1965), нижняя часть разреза ордовика представлена глинистыми известняками, чередующимися с известково-глинистыми сланцами, содержащими граптолиты и трилобиты нижнего ордовика. Мощность ее около 1500 *м*. Выше они сменяются известково-глинистыми сланцами, переслаивающимися с алевролитами, кварцитами, известняками и окремненными доломитами, в которых встречены граптолиты среднего и верхнего ордовика. Мощность сланцевой толщи равна 400 *м*. Общая суммарная мощность ордовика в этом разрезе достигает почти 2000 *м*. Западнее, в Кассиарских горах, у разлома Скалистых гор, по данным Н. Габриелса (Gabrieles, 1968) и Б. Норфорда (Norford, 1962), в одновозрастных образованиях также выделяются две толщи. Нижняя из них сложена известняками, среди которых встречаются прослои глинистых известняков, филлитов и конгломератов, а верхняя представлена черными глинистыми сланцами с редкими прослоями глинистых известняков. Суммарная мощность этого разреза ордовика изменяется от 400 до 800 *м*.

На юге северных Кордильер отложения обоих типов миогеосинклинальных разрезов обнажаются с востока и с запада от осевой части Парселлского антиклинория. В восточном крыле его, на водоразделе рек Колумбия и Кутеней, в горах Хэдли, по данным Б. Норфорда (Norford, 1962), основание разреза ордовика слагает мощная (более 1000 *м*) толща мелководных глинистых известняков и глинистых сланцев, имеющих следы волноприбойной ряби, трещины усыхания и чередующихся с линзами внутриформационных конгломератов. Выше известняки сменяются глинистыми и известковыми сланцами с редкими прослоями алевролитов, известняков и кварцитов. Венчает разрез пачка чередования глинистых известняков, граптолитовых сланцев и доломитов. Суммарная мощность ордовика в этом районе достигает 1100 *м*. Западнее оси антиклинория, юго-восточнее оз. Кутеней, ордовикские отложения представлены литологически однообразной толщей. Она сложена тонкослоистыми черными глинистыми и известковыми сланцами, алевролитами, глинистыми песчаниками и кварцитами, общая мощность которых превышает 1500 *м*. Местами эти породы регионально метаморфизованы, благодаря чему слабо фаунистически охарактеризованы.

Таким образом, повсеместно в северных Кордильерах в западном направлении наблюдается фациальное замещение карбонатных толщ глинистыми. Следует еще подчеркнуть непостоянство мощности пород этого возраста, которое, видимо, объясняется наличием уже в это геологическое время в миогеосинклинали конседиментационных структур.

Центральные Кордильеры. Ордовикские образования центральных Кордильер, особенно в пределах территории штатов Невады и Юта, неоднократно являлись предметом специальных исследований. В работах М. Кэя (Kay, 1966; Golbert, 1965), Дж. Лоувелла (1963), Р. Робертса (Roberts, 1964; Roberts a. o., 1958) и многих других исследователей указывалось на четкие фациальные изменения в ордовикских отложениях от карбонатных (на востоке миогеосинклинали) через сланцевые (на западе ее) до вулканогенных (в эвгеосинклинали). Таким образом, здесь подтверждается та же закономерность фациальных изменений, которая наблюдается и в северных Кордильерах, только здесь она была изучена более подробно. Сходные разрезы ордовика прослеживаются в южной Калифорнии до Мексики.

На севере центральных Кордильер ордовикский миогеосинклинальный разрез очень сходен с разрезами юга Скалистых гор Канады (Yates a. o., 1966), поэтому не будем на нем останавливаться подробно. Классические разрезы этого возраста были описаны в центральной части штата Невада, где только в пределах миогеосинклинали М. Кэем (1955; Kay, Colbert, 1965) выделяются три зоны распространения разных фаций: восточной — карбонатной с прослоями кварцевых песчаников, центральной — карбонатной и западной — глинистой.

Восточная фациальная зона прослеживается от границы миогеосинклинали с платформой, от меридиана г. Солт-Лейк-Сити в штате Юта до западной границы округа Юрика в штате Невада, достигая в ширину 150 *км*. Нижний ордовик в этих разрезах сложен толщей среднеслоистых и тонкослоистых известняков, среди которых имеются редкие линзы и прослои глинистых сланцев и песчанистых известняков. Мощность карбонатных пород, которые выделяются в группу Погонип, изменяется от 500 до 2500 *м*. На известняках несогласно залегают кварциты Юрика, которые прослеживаются от платформы далеко на запад. Местами эти кварциты с размывом залегают непосредственно на верхнекембрийских доломитах. Возраст кварцитов датируется как среднеордовикский, а их мощность меняется от 10 до 80 *м*. Венчают разрез средне- и верхнеордовикские доломиты мощностью до 100—250 *м*. Суммарная мощность ордовикских пород восточной зоны здесь достигает максимально 3000 *м*.

Западнее, на границе между штатами Юта и Невада, разрез ордовикских пород заметно сокращается по мощности, и она не превышает 800—1000 *м*, причем прослой кварцитов выклинивается, а доломиты почти полностью замещаются известняками. И, наконец, в крайних западных разрезах миогеосинклинали пачки известняков постепенно замещаются глинистыми сланцами, содержащими обильные граптолиты. Суммарная мощность толщи глинистых граптолитовых сланцев ордовика в горах Осгуд в центральной части штата Невада колеблется от 1000 до 1500 *м*. В 30 *км* западнее они фациально замещаются одновозрастными кремнистыми и зеленокаменными эвгеосинклинальными образованиями (рис. 30).

В южных районах Калифорнии, в районе Долины Смерти (Hunt, Mabey, 1966), разрез ордовикских отложений миогеосинклинали сходен с разрезами западной части штата Юта и востока штата Невада. Здесь нижний ордовик и низы среднего ордовика представлены доломитами, среди которых имеются прослои глинистых сланцев и известняков, общей мощностью 500 *м*. Они сменяются массивными и тонкослоистыми кварцевыми песчаниками Юрика средне- и позднеордовикского возраста. Их мощность 120 *м*. Венчают разрез верхнеордовикские темно-серые массивные доломиты, содержащие кораллы и брахиоподы. Мощность доломитов превышает 300 *м*. Суммарная мощность ордовикских отложений в южной Калифорнии составляет около 1000 *м*.

В более западных районах нижнепалеозойские отложения не обнажены.

Южные Кордильеры. В пределах хребтов Сьерра-Мадре, образующих южные цепи Кордильер, ордовикские отложения (как и более древние образования) были описаны лишь недалеко от границы между США и Мексикой, в пределах штата Сонора. Они слагают ядро отдельной антиклинальной складки западнее г. Каборки (Cooper, Arellano, 1946) и представлены однообразной толщей карбонатных пород, согласно перекрывающих породы кембрия. Видимая мощность этого разреза около 400 *м*. Это единственный выход достоверных ордовикских отложений в Кордильерах Мексики.

Итак, отложения ордовика установлены в пределах почти всей миогеосинклинальной зоны Кордильер. Хотя в целом они менее мощны, чем подстилающие их породы кембрия, но более выдержаны по простиранию

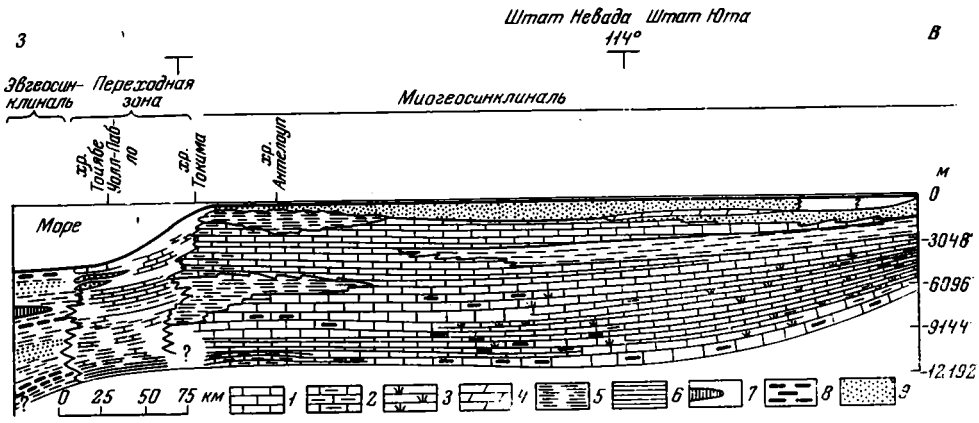


Рис. 30. Фациальный разрез отложений нижнего и среднего ордовика центральной части штатов Юта и Невада. Разрез эвгеосинклинали схематизирован. По Дж. Лоуверллу (1963)

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — глинистые сланцы; *5* — граптолитовые сланцы; *6* — кремнистые сланцы; *7* — эффузивы; *8* — кремнистые конкреции; *9* — кварциты

и однообразны по составу. Эта особенность строения отложений ордовика свидетельствует о примерно одинаковых амплитудах опусканий миогеосинклинали на всем ее огромном протяжении. Наличие сланцевых фаций в западной зоне миогеосинклинали указывает на отсутствие заметных поднятий на границе с эвгеосинклиналью, которые могли бы служить препятствием для поступления обломочного материала с запада. Возможно, что область накопления глинистых осадков с обильными остатками граптолитов была более глубоководной, чем сопредельный морской шельф, характеризовавшийся в это время карбонатной седиментацией (Ruedemann, 1947).

Эвгеосинклиналь. В пределах эвгеосинклинальной зоны Кордильер ордовикские отложения были достоверно установлены во многих районах от Аляски и архипелага Александра до гор Кламат в Калифорнии. Они многообразны по своему типу, но, к сожалению, содержат значительно меньше фаунистических остатков, чем одновозрастные миогеосинклинальные толщи. Это несомненно затрудняет их дробное стратиграфическое расчленение и более детальные сопоставления разрезов между собой. Однако сам тип этих разрезов, включающих многочисленные прослои кремнистых и вулканических пород, является подтверждением того, что они формировались в пределах единой крупной вулканически активной области, протягивающейся вдоль западного края континента.

Северные Кордильеры. Карбонатные толщи ордовикских пород, слагающие чехол Юконского срединного массива, к северу от пояса Кордильер были подробно описаны М. Чуркиным и Э. Браббом (Churkin, Brabb, 1965) на междуречье Юкона и Танана и на п-ове Сьюард. Значительно меньше данных известно об ордовике Аляскинского хребта. Образования этого возраста на северном склоне хребта с размывом залегают на кембрийских породах (Brabb, 1967). Они представлены кремнистыми сланцами, переслаивающимися с аргиллитами. Возраст кремнистой толщи датируется как ордовикский, а ее видимая мощность достигает 800 *м*. В южной части Аляскинского хребта и сопредельных горных гряд породы этого возраста не установлены.

В юго-западной Аляске, на островах архипелага Александра — Чичагова, Куприянова, Кую и Принца Уэльского — ордовикские образования были давно установлены А. Баддингтоном и Т. Чапиным (Buddington, Chapin, 1929). Здесь разрез ордовика и низов силура сложен типичными

эвгеосинклинальными фациями — граувакками, глинистыми и кремнистыми сланцами, включающими прослои андезитов и их туфов (Brew a. o., 1966). Мощность этих толщ, по-видимому, достигает не менее 5000 *м*. В южной части о. Принца Уэльского и на о. Чичагова эти породы интенсивно метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы. Они прорваны интрузиями кварцевых диоритов, диоритов и гранодиоритов, абсолютный возраст которых определен в 446 и 440±20 млн. лет, т. е. ордовик — силур (Lanphere a. o., 1964, 1965). Пока эти интрузии являются единственными магматическими телами заведомо раннепалеозойского возраста.

Центральные Кордильеры. В пределах этой части эвгеосинклинали Кордильерского пояса образования ордовикского возраста были описаны в трех регионах — на востоке штата Невада, на границе с миогеосинклинальной зоной в центре — в горах Сьерра-Невада и на западе ее — в горах Кламат. В первом из этих районов породы ордовика вместе с другими палеозойскими отложениями эвгеосинклинальных фаций образуют аллохтон, переместившийся на несколько десятков километров на запад. В последнем они метаморфизованы и палеонтологически слабо охарактеризованы.

В бассейне р. Антлер, в округах Гумбольд и Ландер на севере центральной части штата Невада, по данным Р. Робертса (Roberts, 1964), в основании разреза ордовика залегают спилиты с подушечной отдельностью и зеленокаменные породы, образовавшиеся по туфам основных эффузивов. Они надстраиваются кремнистыми и филлитовыми сланцами и кварцитами. Мощность толщи достигает 2000 *м*. Эта часть разреза датируется как ранний — начало среднего ордовика. Верхи среднего ордовика сложены сланцевой толщей, образованной чередующимися кремнистыми и филлитовыми сланцами, мощностью около 1000 *м*. Верхний ордовик вновь представлен зеленокаменными породами и кварцитами, видимой мощностью около 600 *м*. Общая суммарная видимая мощность ордовика в центральной части штата Невада около 3600 *м*.

В пределах гор Сьерра-Невада ордовикские отложения являются самыми древними известными образованиями всего мощнейшего эвгеосинклинального разреза. В окрестностях горы Моррисон в нижней части разреза была встречена фауна нижнего и среднего ордовика (Rinehart, Ross, 1964). Толща, вмещающая эти окаменелости, представлена тонкослоистыми кремнистыми и филлитовыми сланцами, чередующимися с массивными мраморами, яшмами и известковыми кварцитами, общая мощность которых достигает 6500 *м*. Весьма характерно то обстоятельство, что в этом разрезе отсутствуют продукты вулканической деятельности, за исключением, возможно, туфов, по которым, вероятно, образовалась часть кремнистых пород.

Северо-восточнее вкрест простирания эвгеосинклинали, на востоке гор Кламат, по данным Ф. Уэлса, Дж. Уолкера и С. Мериама (Wells a. o., 1959), разрез ордовикского комплекса вновь претерпевает некоторые фациальные изменения. Здесь известна только верхняя его часть (Irwin, 1966), сложенная тонкослоистыми филлитами и граувакками, местами переслаивающимися с радиоляриевыми яшмами и известняками, видимой мощностью более 500 *м*. Западнее и южнее, в пределах Калифорнии и в южных Кордильерах в эвгеосинклинальной зоне образования ордовикского возраста неизвестны.

Итак, в эвгеосинклинали ордовикские толщи представлены главным образом терригенными и вулканическими породами. Полоса широкого распространения эффузивных и пирокластических образований, скорее всего, была расположена недалеко от восточной границы эвгеосинклинали. По направлению на запад в составе разреза постепенно начинают преобладать глинистые и граувакковые отложения, радиоляриты и уменьшается роль прослоев собственно вулканических пород. Присут-

ствие на островах архипелага Александра ордовикских гранитов указывает на то, что уже в ордовике в эвгеосинклинали, или по крайней мере в отдельных ее частях, толща осадочных пород достигала значительной мощности.

Силур

На протяжении всего силурийского периода в геосинклинальном поясе Кордильер продолжалось осадконакопление. Породы этого возраста были установлены как в миогеосинклинали, так и во многих частях эвгеосинклинали, причем в ряде районов они являются наиболее древними из известных образований мощного геосинклинального комплекса. В целом фации силурийских отложений весьма сходны с ордовикскими, хотя мощность осадков этого возраста часто достигает первых сотен метров. Поскольку разрезы силура были подробно описаны во многих регионах Кордильер, остановимся на характеристике лишь отдельных, наиболее подробно изученных. Фаунистическая датировка мио- и эвгеосинклинальных толщ этого возраста далеко не равнозначна. В миогеосинклинальных отложениях встречены многочисленные граптолиты, позволяющие расчленить разрез на отдельные зоны. В эвгеосинклинали, как правило, встречаются лишь отдельные отпечатки брахиопод и линзы коралловых известняков. Это затрудняет достоверное выделение отложений нижнего и верхнего отделов.

Миогеосинклиналь. Силурийские отложения известны во всех частях миогеосинклинали, как на востоке ее, в горах Маккензи и в хребтах Скалистых гор, так и на западе, на границе с эвгеосинклиналью. Повсеместно для пород этого возраста характерен тот же тип изменений фациального состава, что и для ордовикских образований — постепенное замещение карбонатных толщ терригенными и одновременно сокращение мощности всего разреза. Однако лишь в ограниченном числе мест был описан полный разрез пород силурийского возраста: часто, непосредственно на отложениях нижнего силура трансгрессивно залегают среднедевонские образования. Наиболее полно силурийский миогеосинклинальный комплекс был изучен в северных и центральных Кордильерах. В южных Кордильерах, вероятно, нижнесилурийскими являются верхи карбонатной толщи района г. Каборки северо-западной Мексики, а в других регионах этой части пояса они не были установлены.

Северные Кордильеры. На крайнем севере Кордильер, в пределах гор Маккензи и Огилви (территория Юкон), с целью изучения структуры Б. Норфордом (Norford, 1964) было сделано пересечение от Северо-Американской платформы до Юконского массива. На востоке, в западных отрогах гор Маккензи, разрез силурийских образований сложен толстослоистыми и массивными известняками, местами слабо мраморизованными, мощность которых достигает 1000 *м*. Западнее, в верховьях р. Пил, известняки фациально замещаются глинистыми и алевритовыми сланцами, которые переслаиваются с прослоями органогенных и глинистых известняков и линзами кремней. Мощность разреза силура здесь заметно сокращается и не превышает 500 *м*. Западнее по простиранию силурийские породы представлены известковистыми сланцами и глинистыми известняками видимой мощностью не более 300 *м*. Возможно, что верхи разреза силура здесь размыты, так как непосредственно на породах нижнего силура залегают среднедевонские образования.

На юге Скалистых гор, в пределах Британской Колумбии, ни в одном из районов не известен полный разрез силура. Почти повсеместно нижнесилурийские отложения здесь представлены доломитами и известняками, содержащими прослои кварцевых песчаников и включения обломочного кварцевого материала.

Доломиты, мощность которых достигает максимально 500 *м*, включают граптолиты лландовери и согласно залегают на ордовикских сланцах и известняках. Они с размывом перекрываются породами среднего девона (Norford a. o., 1966).

Центральные Кордильеры. Силурийские отложения центральных Кордильер прослеживаются вдоль центральной и восточной частей миогеосинклинали. Они имеют меньшую мощность, чем подстилающие их ордовикские толщи, и представлены главным образом карбонатными фациями. На севере этой части Кордильерского пояса, в центральных районах штата Айдахо, по данным М. Чуркина (Churkin, 1962), разрез пород этого возраста сложен массивными доломитами, переслаивающимися с песчанистыми доломитами, коралловыми известняками и редкими прослоями кварцевых песчаников и глинистых сланцев. Мощность силурийских пород постепенно возрастает с востока на запад от 100 до 1000 *м*. На западе миогеосинклинали доломиты фациально замещаются пачкой глинистых сланцев, чередующихся с алевролитами. Видимая мощность пачки составляет не более 300 *м*. Последние на восток сменяются породами эвгеосинклинального ряда.

В центральных районах США, в пределах штата Невады, разрез силурийских отложений в целом не претерпевает существенных изменений. На востоке штата, в горах Эган (Kellogg, 1963), силурийские отложения представлены желтыми и бурыми средне- и толстослоистыми доломитами с кремнистыми конкрециями. Мощность этих пород около 300 *м*, но возможно, что в данном разрезе отсутствует часть верхнего силура, так как на доломитах с размывом залегают породы нижнего девона. Западнее данного разреза, в округе Юрика, доломиты фациально замещаются тонко- и толстослоистыми известняками и доломитизированными известняками, мощность которых достигает 1000 *м* (Roberts a. o., 1958). Следует отметить, что в этом районе присутствует полный разрез силура. В западных округах штата Невада, в горах Тускарора и Робертс, карбонатные породы постепенно фациально замещаются в начале глинистыми известняками, а затем — глинистыми сланцами и тонкозернистыми известковистыми песчаниками; при этом верхняя половина разреза силурийских отложений представлена преимущественно песчаными и алевролитовыми образованиями.

На юге США, на границе между штатами Невада и Калифорния, силурийские породы согласно перекрывают доломиты ордовика и, в свою очередь, также согласно сменяются девонскими отложениями. На севере Долины Смерти (Hunt, Mabey, 1966) они представлены доломитами Хиден-Велли, характеризующимися тонкой слоистостью, светлой окраской и наличием многочисленных обломков криноидей и кораллов. Их мощность достигает почти 500 *м*. Северо-западнее, в горах Инио (Stewart a. o., 1966), доломиты Хиден-Велли сменяются одновозрастными известняками и глинистыми сланцами мощностью 300—500 *м*, которые с угловым несогласием перекрываются нижнекаменноугольными отложениями. Этот разрез, расположенный в 30 *км* от границы между эв- и миогеосинклиналью, является самым западным.

В южных Кордильерах, как уже говорилось выше, породы силура распространены только в одном районе северо-западной Мексики.

Эвгеосинклиналь. В пределах эвгеосинклинали Кордильер породы силурийского возраста были установлены во многих районах от Аляски до южной части штата Калифорния. Как и ордовикские образования, они характеризуются разнообразным составом, и фациально разрез этих отложений меняется на коротких расстояниях вкрест простирания. Вероятно, часть метаморфических комплексов Береговых хребтов развилась по породам силурийского возраста. Таким образом, поле распространения их в северных и центральных Кордильерах весьма значительно. В южной же части Кордильер, в горах Южная Сьерра-Мадре,

отложения силура, как и более древние палеозойские породы, не установлены.

Северные Кордильеры. В пределах Аляски силурийские эвгеосинклинальные образования были подробно описаны на островах архипелага Александра — Принца Уэльского, Чичагова, Баранова и Адмиралти. Хотя в других районах породы этого возраста не выходят на дневную поверхность, не вызывает сомнений у многих геологов (Миллер и др., 1961), что они залегают под верхнепалеозойскими и мезозойскими толщами Аляскинского хребта и сопредельных с ним районов.

На островах Александра, по данным А. Баддингтона и Т. Чапина (Buddington, Chapin, 1929), основание силурийского разреза представлено чередованием филлитовых сланцев и граувакк, среди которых имеются прослои и линзы известняков и конгломератов. Выше граувакки переслаиваются с эффузивами основного состава и вулканическими брекчиями. В основании верхнего силура залегает пачка рифогенных известняков, а в восточной части островов известняки чередуются с линзами конгломератов и граувакк. Венчают разрез вновь грауваккковые толщи, среди которых в виде прослоев встречаются сланцы, известняки и конгломераты. Общая мощность силурийских отложений на островах Александра достигает 5000—6500 *м*.

Сходные разрезы вулканических и терригенных пород силура были описаны в горах Кассиар и в хр. Файрвезер, в пределах береговых хребтов и гор южной Аляски и Канады. Здесь также в разрезе образований этого возраста преобладают граувакки, среди которых встречаются мощные пачки лав и туфов эффузивов основного состава. У подножия горы Файрвезер мощность отложений только верхнего силура достигает 5000 *м* (Rossman, 1963).

В центральной части северных Кордильер породы силура подверглись интенсивным процессам метаморфизма. Мы остановимся на их характеристике в конце стратиграфического очерка, когда будем рассматривать метаморфические комплексы Кордильер.

Центральные Кордильеры. Силурийские образования эвгеосинклинали центральных Кордильер были описаны в горах Кламат, Сьерра-Невада и на границе между штатами Калифорния и Невада.

В самом восточном из этих разрезов, в горах Шошони (штат Невада), силур представлен преимущественно терригенными образованиями — граувакками, аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами. Среди них встречаются прослои туфогенных и кремнистых сланцев. Мощность этих пород около 1500 *м* (Ross, 1961), но следует заметить, что здесь отсутствуют нижняя и верхняя части силурийского разреза. Западнее, в пределах Калифорнии, на западе гор Кламат, в тектоническом окне обнажены образования силура. По данным М. Чуркина и Р. Лангенхейма (Churkin, Langenhein, 1960), они представлены чередованием глинистых и филлитовых сланцев, граувакк и песчаников, тонкослоистых кремнистых сланцев и туфов андезитов, среди которых встречаются прослои конгломератов и известняков. Необходимо отметить, что в этом регионе не известны ни нижняя, ни верхняя границы силура. Видимая мощность образований силура гор Кламат около 1000 *м*.

В пределах западных отрогов горных хребтов Сьерра-Невада отложения силурийского возраста являются самыми древними фаунистически охарактеризованными породами в единой эвгеосинклинальной толще. Однако фауна силура была обнаружена в них лишь в одном районе — в округе Тейлорсвилл (на севере хр. Сьерра-Невада), в других же районах горной страны одновозрастные с ними отложения выделяются только по литологическому сходству с палеонтологически датированными отложениями.

В округе Тейлорсвилл фаунистически охарактеризованные образования силура выделяются в формацию Шу-Флай, которая слагает ниж-

нюю часть крупной надвиговой пластины (McMath, 1966). Видимую нижнюю часть разреза формации образуют грубозернистые песчаники, граувакки и кремнистые сланцы. Выше по разрезу они сменяются преимущественно пирокластическими породами среднего и основного состава — туфами, туфобрекчиями, туфогенными песчаниками и зеленокаменными лавами андезитов, среди которых имеются прослои внутриформационных брекчий, кремнистых сланцев и известняков. Видимая мощность силура здесь более 3000 *м*, но в южной части этого же округа распространены литологически сходные образования, мощность которых не менее 15 000 *м*. Хотя, возможно, в последнем разрезе, кроме пород силура, присутствуют и более древние (по крайней мере ордовикские) образования, тем не менее можно предполагать, что на породы силура приходится не менее половины этой мощности. В южной части хр. Сьерра-Невада к силуру относят подобные зеленокаменные породы, слагающие низы вулканогенного комплекса (Clark, 1964).

В южных Кордильерах в пределах эвгеосинклинальной зоны породы силурийского возраста не установлены.

Заканчивая обзор силурийских отложений Кордильер Северной Америки, остановимся на некоторых общих чертах строения этих толщ. В миогеосинклинали мощность силурийских отложений, как сланцевых, так и карбонатных фаций, более чем в два раза меньше, чем мощность пород ордовика. Преобладание среди карбонатных пород этого возраста доломитов и коралловых известняков свидетельствует о том, что они формировались в мелководном морском бассейне, амплитуды опускания дна которого были сравнительно небольшими. В это же геологическое время несколько замедлилось и накопление осадков сланцевых фаций на западе миогеосинклинали. Так, Д. Джаксон (Jackson, 1966) подсчитал скорость осадконакопления глинистых толщ ордовика и силура для разрезов р. Пил (территория Юкон). В ордовикский период за 1000 лет накапливалось 7,8 *мм* глинистых образований, а в силурийский за то же время — 7,5 *мм*. Отсутствие существенной разницы в мощностях однотипных силурийских пород по простиранию миогеосинклинали, по-видимому, указывает на то, что в этот период не происходило резких дифференцированных тектонических движений, и для миогеосинклинали был характерен режим относительного тектонического покоя.

В пределах эвгеосинклинали в целом выделяются две области, в которых разрезы различны по своему формационному составу. Первая протягивается в пределах береговых хребтов и гор Канады и южной Аляски на севере и в восточных отрогах гор Сьерра-Невада, на юге. Для нее типично наличие мощных прослоев эффузивов базальтового и андезитового состава. К западу от нее, в горах Кламат и на западе гор Сьерра-Невада, прослои лав почти отсутствуют, и здесь мощные эвгеосинклинальные толщи представлены туфами и граувакками. Таким образом, область интенсивных вулканических извержений была расположена в восточной части эвгеосинклинали. Одновременно с излияниями эффузивов происходило быстрое опускание сопредельных прогибов, в которых накапливались вулканогенно-осадочные толщи большой мощности.

Девон

Породы девонского возраста слагают антиклинальные структуры в разных частях Кордильерского пояса от Аляски до Мексики. Они весьма разнообразны по составу и заметно отличаются от подстилающих их нижнепалеозойских образований. Важным отличием разреза девона Кордильер является заметное сокращение мощности или отсутствие во

многих районах отложений раннедевонского возраста, которые многими исследователями объясняются орогеническими движениями ранне- и среднедевонского возраста. Эта эпоха поднятий канадскими геологами называется орогенезом Карибу (White, 1966), а американскими — орогенезом Антлер (Ирдли, 1954). Она получила разное выражение в эв- и миогеосинклинали, однако почти повсеместно устанавливается перерыв в осадконакоплении, приходящийся на эти эпохи, и прослеживается угловое несогласие в основании вышележащих комплексов.

Миогеосинклиналь. Условия накопления осадочных миогеосинклинальных толщ в девонский период в пределах восточных Кордильер заметно различались по простиранию пояса. Если в раннем девоне в северных и южных Кордильерах накопление осадков не происходило (или, вероятнее всего, они были полностью размыты в среднем девоне, и верхнедевонские породы с угловым несогласием залегают на силурийских и более древних отложениях), то в центральных Кордильерах карбонатные толщи этого возраста широко распространены. Стратиграфия средне- и верхнедевонских отложений наиболее хорошо разработана для северных Кордильер в Канаде в связи с тем, что здесь были обнаружены месторождения нефти и газа в породах среднего девона.

Северные Кордильеры. Разрез девонских отложений центральной части северных Кордильер, как уже указывалось, начинается с образований среднедевонского возраста. Они залегают с размывом, а местами и с угловым несогласием на породах нижнего палеозоя, чаще всего силура и ордовика. На границе с платформой этого несогласия нет, и здесь известен полный разрез девонских отложений, стратиграфия которых разработана подробно, особенно для восточной части миогеосинклинали, долины р. Маккензи и восточных отрогов одноименного хребта. В этом разделе остановимся лишь на общей характеристике фациального состава пород данного возраста.

В горах Маккензи разрез девонских образований в основании сложен массивными доломитами, по простиранию замещающимися известковыми брекчиями и микробрекчированными известняками раннего и среднедевонского возраста, мощность которых, по данным Х. Бассета, достигает 2200 *м*. Выше они сменяются серыми разнослоистыми известняками, глинистыми и известково-глинистыми сланцами. В верхней части сланцевой толщи встречаются прослои и линзы рифогенных известняков, которые обычно выделяются как формация Рампарт. Все эти отложения датируются по многочисленным окаменелостям как средний девон. Мощность их составляет приблизительно 1000 *м*.

Отложения верхнего девона в горах Маккензи представлены тонкообломочными породами, преимущественно темными сланцами и алевролитами, среди которых встречаются тонкие прослои мелкозернистых песчаников и, реже, известняков. Мощность этой пачки также около 1000 *м*. Суммарная мощность разреза девона в горах Маккензи достигает 4000 *м*.

Западнее, в пределах плато Лиард и в северных отрогах Скалистых гор, в основании разреза верхов среднего девона прослеживается угловое несогласие (Gabrielse, Wheeler, 1961). Здесь нижним элементом девонской толщи являются обломочные породы и доломиты, которые сменяются главным образом сланцевыми и песчано-сланцевыми образованиями. Общая мощность девона невелика и не превышает 1000 *м*.

В Скалистых горах, между 56 и 57° с. ш., на северо-востоке Британской Колумбии (Irish, 1964), в основании среднего девона прослеживаются размыв и угловое несогласие. Эти породы залегают на палеонтологически немых доломитах, мощность которых 300—400 *м*. Возраст доломитов условно принимается как позднесилурийский — раннедевонский. На востоке гор средний девон сложен толщей карбонатных пород — доломитами, чередующимися с редкими прослоями известняков.

По направлению на запад доломиты фациально замещаются вначале известняками, а затем — глинистыми сланцами. Верхнедевонские образования всюду в этой части Скалистых гор представлены тонкообломочными породами — глинистыми сланцами и алевролитами, среди которых имеются лишь отдельные линзы известняков. Мощность девона здесь 800—1000 *м*.

На юге Канады девонские отложения миогеосинклинали распространены в восточном крыле Парселлского антиклинория, причем здесь развиты только осадочные породы средне- и верхнедевонского возраста с несогласием залегающие на известняках силура (Mountyoy, Aitken, 1963; Wheeler, 1966). На востоке Скалистых гор в низах разреза пород этого возраста залегают пестроцветные образования с гипсами, которые выше сменяются доломитами, известковистыми и песчанистыми доломитами и известняками. Мощность их достигает 1000—1500 *м*. На востоке гор Парселл, западнее разрезов Скалистых гор, доломиты и пестроцветные толщи нижних горизонтов девона фациально замещаются песчаниками и конгломератами, в основании которых прослеживается несогласие. Терригенные отложения перекрываются известняками и доломитами верхов среднего и верхнего девона, суммарная мощность которых составляет также около 1500 *м*.

Центральные Кордильеры. На севере центральных Кордильер, на территории штатов Айдахо и Вашингтон, миогеосинклинальные образования девона были установлены на площади от границы с платформой на востоке до зоны сочленения с эвгеосинклиналью на западе. В восточных районах на границе между платформой и миогеосинклиналью разрез девонских отложений с несогласием залегает на породах ордовика (Churkin, 1962). Он представлен в основании песчанистыми доломитами, которые сменяются известняками и глинистыми сланцами общей мощностью около 400 *м*. По направлению на запад, в пределах штата Айдахо, мощность нижней карбонатной части разреза постепенно увеличивается, достигая 700—800 *м*. Песчанистые фации доломитов фациально замещаются массивными хемогенными разностями, среди которых имеются прослои и линзы коралловых известняков. Возраст этих пород датируется как вторая половина среднего девона — поздний девон. Массивные доломиты с размывом залегают на карбонатных отложениях силура и перекрываются известково-сланцевым горизонтом верхнего девона мощностью около 150 *м*. Западнее, на востоке штата Вашингтон, девонские доломиты сменяются черными аргиллитами, среди которых встречаются мощные прослои и линзы рифогенных известняков и маломощные пачки мелкогалечных конгломератов (Yates a. o., 1966). По направлению на запад количество прослоев конгломератов заметно возрастает. Одновременно размеры окатанных обломков в них увеличиваются. Мощность разреза девона на западе миогеосинклинали в этих районах достигает 2500—3000 *м*.

Южнее, между 41 и 38° с. ш., в пределах штата Невада, образования девонского возраста были описаны вкрест простирания миогеосинклинали Кордильер от платформы до района г. Антлер, восточнее которого известны выходы одновозрастных отложений эвгеосинклинального типа. В горах Эган (Kellogg, 1963), на востоке миогеосинклинали разрез девона сложен карбонатными породами. В основании его установлено несогласие. Нижне- и среднедевонские отложения представлены главным образом среднеслоистыми доломитами и мергелями, местами тонкополосчатыми и пестроцветными. Только в верхах среднего девона встречаются прослои известняков, согласно сменяющиеся глинистыми и доломитизированными известняками верхнего девона. Общая мощность этих пород определяется в 1300—1400 *м*. Западнее, в округе Юрика и в горах Робертс (Nolan a. o., 1956), доломиты фациально сменяются средне- и тонкослоистыми доломитизированными известняками, среди которых

встречаются прослои известковистых песчаников и кварцитов. Мощность девона здесь не менее 700—800 *м*. На границе с эвгеосинклиналью породы этого возраста перекрыты надвигами, аллохтон которых образован породами эвгеосинклинали.

На юге центральных Кордильер, в районе Долины Смерти, девонская толща также представлена преимущественно карбонатными породами. В основании ее залегают массивные доломиты (Hunt, Mabey, 1966), которые выше по разрезу сменяются толсто- и тонкослоистыми известняками с отдельными прослоями песчаников и кварцитов. Известняки включают многочисленную фауну, в том числе колонии ругоз и табулят. Общая мощность девона здесь достигает приблизительно 800—1000 *м*.

Таким образом, в пределах центральных Кордильер девонские отложения миогеосинклинали представлены главным образом мелководными карбонатными породами, и только на западе в их разрезе присутствуют терригенные образования, количество и мощность которых максимальны в зоне смены миогеосинклинальных фаций эвгеосинклинальными.

Южные Кордильеры. На территории Мексики, в горах Сьерра-Мадре девонские отложения, как и более древние палеозойские образования, известны лишь на севере, в пределах штата Сонора. По данным К. Фриза (Fries, 1965), они представлены карбонатными отложениями — известняками и доломитами средне- и позднедевонского возраста, содержащими прослои песчаников и линзы конгломератов. Мощность этих пород около 1000 *м*. По мнению К. Фриза, характер этих отложений свидетельствует о том, что они аккумулировались в эпоху относительных поднятий, благодаря чему в миогеосинклинальный прогиб поступало значительное количество хорошо окатанного обломочного материала. Последний образовывался в результате размыва докембрийских кристаллических пород Мексиканского массива.

Эвгеосинклиналь. В пределах эвгеосинклинали складчатого пояса Кордильер породы девонского возраста известны во многих районах Канады и США. Они слагают значительно большие территории, чем все нижнепалеозойские образования вместе взятые. Часть их разреза была глубоко метаморфизована в мезозойскую эру, когда произошли внедрения гранитов и основные складкообразовательные процессы. Следует отметить, что в пределах эвгеосинклинали, как и в сопредельной с ней миогеосинклинали, в девонский период происходили сложные дифференцированные тектонические движения, которые фиксируются в разрезах наличием перерывов, угловых несогласий и прослоев конгломератов, содержащих гальку додевонских образований.

Северные Кордильеры. В крайней северной части Кордильер, в пределах Аляскинского хребта, отложения девона слагают ядра отдельных антиклинальных складок. Они известны в горах Кускоквим и северных отрогах Аляскинского хребта, где представлены обломочными и вулканогенными образованиями, главным образом андезитового состава (Егиазаров, 1969). Мощность этих пород достигает приблизительно 3000 *м*. Значительно более полно разрезы этого возраста были изучены между 58 и 56° с. ш., на севере Британской Колумбии и в юго-восточной части Аляски, где можно проследить изменения фаций девона с востока на запад — от миогеосинклинали до Тихого океана. В этой части эвгеосинклинали Кордильер в основании разреза девона повсеместно прослеживается угловое несогласие и перерыв, приходящийся на раннедевонскую эпоху. По мнению Г. Габриелса и Д. Уиллера (Gabrielse, Wheeler, 1961), орогенические поднятия в позднем силуре и раннем девоне захватили обширные области эвгеосинклинали северных Кордильер. Например, в горах Кассиар сланцевые и карбонатные образования среднего девона несогласно перекрывают породы силура, ордовика и кембрия. Отложения среднего девона в этих горах, а также в горах

Сант-Элиас и Пелли и на островах юго-восточной Аляски формировались в мелководных условиях. С востока на запад в них возрастает роль терригенно-обломочных пород, и карбонатные образования (главным образом доломиты и рифогенные известняки) фациально замещаются песчано-сланцевой толщей и конгломератами. Мощность этих пород возрастает в этом же направлении от 500 до 1000 *м*. Верхнедевонские отложения повсеместно представлены вулканогенно-осадочной толщей. В горах Кассиар их разрез образован комплексом обломочных и туфогенно-обломочных пород, в котором имеются прослои андезитовых лав и вулканических брекчий, яшм и кремнистых сланцев. Мощность верхнего девона в горах Кассиар и Пелли достигает приблизительно 2000—2500 *м*, а в юго-восточной Аляске — 3000 *м* (Condon, 1961).

В южной части Канады эвгеосинклинальные толщи девона распространены западнее Парселлского антиклинория, в Кутенейских горах (Wheeler, 1966). Здесь разрез девона сложен песчано-сланцевыми образованиями, чередующимися с тонкими линзами и прослоями кремнистых сланцев и андезитами. Мощность прослоев лав достигает первых сотен метров, а общая мощность разреза — не менее 1500 *м*. Возможно, что в этом районе отсутствуют породы позднедевонского возраста, так как отложения верхов среднего девона в ряде мест с угловым несогласием перекрываются конгломератами карбона. По направлению на юг западное крыло Парселлского антиклинория переходит в структурные элементы Каскадных гор центральных Кордильер.

Центральные Кордильеры. На севере этой части пояса образования девона, по-видимому, слагают низы мощного вулканогенно-осадочного комплекса северо-запада Каскадных гор (Misch, 1966). Этот комплекс выделяется под названием группы Чиллиуак девонского и каменноугольного возраста. Нижняя, девонская часть разреза группы представлена граувакками, сланцами и грубозернистыми песчаниками. Они чередуются с андезитами, их туфами и кремнистыми сланцами. Видимая мощность девонских образований здесь 1000—1500 *м*.

Южнее, приблизительно на 41° с. ш., девонские толщи в пределах эвгеосинклинали известны как на границе с миогеосинклиналью (штат Невада), так и на крайнем западе континента (штаты Орегон и Калифорния).

В хр. Шошони (штат Невада) на востоке эвгеосинклинали (Roberts a. o., 1958) разрез средне- и верхнедевонских отложений сложен темно-серыми и черными кремнистыми сланцами, среди которых встречаются прослои черных глинистых сланцев и песчаников, а также редкие линзы известняков и кварцитов. Общая его мощность составляет около 1500 *м*. Западнее, в северных отрогах гор Сьерра-Невада, в округе Тейлорсвилл (McMath, 1966), девонские отложения с угловым несогласием в основании перекрывают нижнепалеозойские породы Шу-Флай. Они представлены тонкослоистыми филлитами, переслаивающимися с туфогенными граувакками, внутриформационными брекчиями, кремнистыми сланцами и редкими прослоями известняков. Их видимая мощность также достигает почти 1000 *м*.

В горах Кламат, на границе штатов Калифорния и Орегон, установлены два разных типа разреза пород девона. На востоке этого региона в основании девонского разреза залегают спилито-кератофировые лавы с подушечной отдельностью и зеленокаменные образования, вероятно, среднедевонского возраста (Irwin, 1966). Выше они сменяются толщей кварцевых кератофиров и их туфов. Общая мощность вулканических пород здесь достигает 2500 *м*. Эффузивы перекрываются тонкослоистыми глинистыми, кремнистыми сланцами и граувакками, а также туфами с прослоями фаунистически охарактеризованных известняков. Мощность этой пачки около 150 *м*.

В западных отрогах гор Кламат окаменелости девонского возраста

были обнаружены в мощной однородной толще эвгеосинклинальных образований, возраст которой в целом датируется как палеозойский — триасовый. Она представлена однообразным чередованием филлитовых сланцев, граувакк, тонкослоистых радиоляриевых кремнистых сланцев, прослоев спилитов и редких линз крупнокристаллических мраморизованных известняков. Эти породы обычно метаморфизованы в фации зеленых сланцев, а в отдельных районах — в амфиболитовой фации. Девонские породы прорваны массивами гранитов.

Таким образом, в поперечном сечении эвгеосинклинали наблюдается последовательная смена с востока на запад вулканогенно-осадочных пород вулканическими, а затем, видимо,— наиболее глубоководными кремнисто-грауваккковыми.

В эвгеосинклинали южных Кордильер отложения девона установлены не были. Только галька гранитов, возраст которых радиологическими методами датируется как среднедевонский, была обнаружена в верхнепалеозойских (?) конгломератах хр. Южная Сьерра-Мадре (З. де Черна, устное сообщение).

Карбон

Породы каменноугольного возраста (миссисипия и пельсильвания) известны в пределах всего складчатого пояса Кордильер, от Аляски до Мексики. В миогеосинклинали они встречаются обычно в тех же районах, где и образования девона. В северных Кордильерах между отложениями этих двух систем прослеживается угловое несогласие, вызванное, по мнению Дж. Соузера и Дж. Армстронга (Souther, Armstrong, 1966), эпейрогеническими движениями. С этой эпохой связано также внедрение небольших массивов гранитоидов. В центральных Кордильерах в раннемиссисипскую эпоху происходило образование надвиговых чешуй, которые перемещались с запада на восток, из эвгеосинклинали в пределы миогеосинклинали (Roberts a. o., 1958).

В эвгеосинклинальном комплексе породы девона и карбона связаны постепенными переходами и часто объединяются в единый литологически-стратиграфический комплекс. Во многих районах эти породы метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. Из-за этого они несравненно хуже поддаются стратиграфическому расчленению, чем одновозрастные отложения в сопредельной миогеосинклинальной зоне.

Миогеосинклиналь. В обширной миогеосинклинальной зоне Кордильер Северной Америки каменноугольные отложения распространены главным образом в полосе сочленения ее с платформенными структурами. В их разрезе карбонатные образования встречаются чаще всего в низах, а верхняя его половина сложена глинистыми и известково-глинистыми породами. Фациальные изменения карбона по простиранию миогеосинклинали более многообразны, чем в подстилающих их палеозойских отложениях. Это, вероятно, связано с тем, что их осадконакопление происходило в условиях мелкого моря, береговая линия которого располагалась в пределах платформы недалеко от восточного ограничения миогеосинклинали. Наиболее точно ее положение было установлено буровыми скважинами в пределах Внутреннего плато Канады, простирающегося перед фронтом Скалистых гор северных Кордильер.

Северные Кордильеры. Породы каменноугольного возраста в пределах территории Юкон слагают крылья антиклинальных структур, а также ядра ряда линейных синклиналей во внешней части миогеосинклинали. Они связаны с верхнедевонскими отложениями постепенными переходами и также согласно сменяются породами перми. По данным Л. Мартина (1967), в восточной части миогеосинклинали каменноугольные образования представлены карбонатными отложениями, главным

образом известняками, которые чередуются со светлыми мергелями и черными глинистыми сланцами. Мощность их достигает 1200 *м*. По направлению на запад, в горах Секуи, по данным С. Блассона (Blusson, 1967), карбонатные породы этого возраста замещаются глинистыми сланцами. В сланцевой толще встречаются прослои окремненных известняков, песчаников, известковистых брекчий и редкие линзы конгломератов. Мощность этой толщи также около 1000 *м*. Эта северная область накопления осадков карбона в пределах миогеосинклинали отделяется поперечным относительным поднятием от районов, расположенных южнее, в пределах провинций Британская Колумбия и Альберта. Поднятие позднедевонского и каменноугольного времени между 60 и 62° с. ш. разделяло миогеосинклиналь на два бассейна седиментации.

В южной половине миогеосинклинали северных Кордильер выделяются три типа разрезов каменноугольных пород: на востоке, на границе с платформой — карбонатный, в центральной части — сланцевый и на западе, у эвгеосинклинали — известково-песчано-сланцевый. Такая фациальная зональность в составе отложений карбона незначительно меняется по простиранию миогеосинклинали при сопоставлении разрезов севера и юга Британской Колумбии.

В северной части этой провинции на востоке миогеосинклинали, на границе с платформой, отложения карбона представлены известняками, переслаивающимися с мергелями и доломитами, общая мощность которых достигает 600 *м*. Западнее карбонатные породы замещаются в основании разреза глинистыми сланцами и известняками, которые постепенно сменяются вверх по разрезу однообразным чередованием алевролитов, песчаников и сланцев. Общая мощность этих пород около 1000 *м*. В крайне западных разрезах миогеосинклинали среди обломочных пород вновь встречаются линзы и прослои органогенных известняков.

На юге Британской Колумбии восточные, пограничные с платформой разрезы миогеосинклинали также сложены карбонатными породами. Это в основном массивные и среднеслоистые известняки и доломиты, чередующиеся с многочисленными тонкими прослоями глинистых сланцев. Их мощность составляет около 800 *м*. Восточнее, в центральной части Скалистых гор, разрез одновозрастных образований в основании представлен глинистыми сланцами, которые выше сменяются вначале чередующимися аргиллитами и известняками, затем — аргиллитами и алевролитами; венчает разрез пачка преимущественно карбонатных образований — известняков и мергелей. Мощность этого разреза возрастает и достигает 1500—1800 *м*. Здесь, как и в пределах почти всех Скалистых гор, миогеосинклинальные разрезы карбона отделены от эвгеосинклинали выходами допалеозойских и нижнепалеозойских пород, слагающих ядра крупных линейных антиклинальных структур.

Отложения карбона прослеживаются по простиранию миогеосинклинали на юг, в центральные Кордильеры.

Центральные Кордильеры. Породы каменноугольного возраста известны в пределах почти всей миогеосинклинальной зоны этой части пояса. Наиболее полный разрез этих образований установлен вдоль восточного борта миогеосинклинали. В западном ее крыле образования нижнего карбона отсутствуют, а мощность разреза верхов карбона резко сокращена. Это связано с тем, что в начале каменноугольного периода продолжались эпейрогенические поднятия зоны Антлер. В центральной части миогеосинклинали выделяется ряд отдельных седиментационных бассейнов, в пределах которых мощности отдельных горизонтов карбона увеличиваются в 5—6 раз.

Разрез отложений карбона вдоль восточного края миогеосинклинали (так называемой «линии Уосач») в хр. Эган был описан Г. Кэллогом (Kellog, 1963). Здесь в основании его залегают толстослоистые извест-

няки, которые постепенно сменяются черными глинистыми сланцами, переслаивающимися с мергелями и глинистыми известняками. На сланцах согласно лежит 100-метровая пачка косослоистых среднезернистых кварцевых песчаников. Венчает разрез мощная толща средне- и тонкослоистых, местами окремненных известняков, содержащих обильные окаменелости верхов среднего и верхнего карбона. Общая мощность каменноугольных отложений в этом разрезе достигает 1600—1800 *м*. Очень сходный разрез в этой части миогеосинклинали, иногда несколько меньшей мощности, прослеживается в пределах всех центральных Кордильер.

Западнее, в центральной части миогеосинклинали, мощность нижнекаменноугольных образований постепенно сокращается, а в горах Батл и Энда они вовсе выклиниваются. Одновременно в этом же направлении происходит и фациальное изменение разреза этих отложений. Вначале известняки и сланцы замещаются песчаниками, а затем — конгломератами, мощность которых в центральной части штата Невада достигает 1000 *м* (Roberts, 1964). В западной части штата, за зоной поднятия Антлер, породы карбона представлены образованиями эвгеосинклинального ряда.

В этих районах характер изменения фаций и мощностей пород среднего и верхнего карбона резко отличается от того, что наблюдается в подстилающих нижнекаменноугольных отложениях. По данным Р. Робертса и др. (Roberts a. o., 1965), породы верхней половины разреза карбона (как и согласно перекрывающие их пермские отложения) на западе штата Юта и в центральной части штата Невада выполняют крупную синклинальную структуру — впадину Окурш. В центральной наиболее прогнутой части этой синклинали мощность среднего и верхнего карбона возрастает до 3000—4000 *м*. Здесь эти отложения представлены в нижней части конгломератами и песчаниками, которые выше сменяются вначале известняками, а затем чередующимися песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и конгломератами. В западном крыле впадины, у поднятия Антлер, прослои карбонатных пород сохраняются лишь в самой кровле разреза карбона, а все другие образования сменяются конгломератами. Мощность разреза карбона (отложения среднего и нижнего карбона в пределах поднятия выклиниваются) здесь сокращается: в горах Батл — до 800 *м*, а в горах Эдна — до 300 *м*.

Следует отметить, что в пределах миогеосинклинали центральных Кордильер структуры типа впадины Окурш прослеживаются лишь в тех районах, где орогенические движения в поднятии Антлер, достигшие своего апогея в раннем и начале среднего карбона, проявлялись наиболее резко.

На юге миогеосинклинали центральных Кордильер, в горах, с востока обрамляющих Долину Смерти, и на севере пустыни Мохаве в разрезе карбона существенную роль играют карбонатные образования. Низы разреза пород этого возраста слагают темные тонкослоистые известняки, которые выше сменяются прослоями толстослоистых окремненных известняков. На них залегает пачка чередующихся между собой глинистых сланцев и известняков, содержащих круглые кремнистые конкреции. Венчают разрез переслаивающиеся конгломераты, сланцы и известняки. Общая мощность карбона в этих районах 1500—1800 *м*.

На крайнем юге Калифорнии мощность каменноугольных пород, по данным А. Ирдли (Eardley, 1962), постепенно сокращается до 1000—1200 *м*, а в пределах Мексики, в южных Кордильерах, она вновь постепенно увеличивается.

Южные Кордильеры. На севере южных Кордильер, в пределах штата Сонора, разрез отложений каменноугольной системы в миогеосинклинали очень сходен с тем, который описан на юге центральных Кордильер. В его составе также преобладают карбонатные образования,

чередующиеся с глинистыми сланцами и подчиненными прослоями песчаников. Видимая мощность этих пород в районе округа Монтесума равняется приблизительно 1000 *м* (Fries, 1965). Эти отложения прослеживаются далее на юг, в центральные части гор Западные Сьерра-Мадре. Они обнажаются на северо-западе штата Пасатес, где представлены также карбонатными образованиями.

На юге Тихоокеанского побережья Мексики миогеосинклинальный комплекс Кордильер не установлен. Здесь, южнее массива Оахака, одновозрастные толщи представлены эвгеосинклинальными формациями.

Эвгеосинклиналь. Образования карбона эвгеосинклинального типа прослеживаются вдоль всего пояса Кордильер — от Аляски до южной Мексики. Во многих районах они интенсивно метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. Хотя сейчас имеется много описаний разрезов эвгеосинклинальных толщ каменноугольного возраста, все же проследить изменения состава этих пород вкрест простирания эвгеосинклинали удается далеко не везде. В силу этого ниже мы остановимся на анализе только тех разрезов, которые позволяют наиболее полно восстановить картину фациальных изменений в пределах эвгеосинклинали. Как и подстилающие палеозойские образования, породы карбона были подробно изучены в северном отрезке Кордильер, на территории южной Аляски и в западной Канаде.

Северные Кордильеры. В пределах Аляскинского хребта и в горных системах на юге Аляски отложения карбона слагают ядра отдельных антиклинальных складок. В некоторых районах, например в центральной части Аляскинского хребта и горах Седловиа, они подверглись интенсивному региональному и контактовому метаморфизму и превращены в кристаллические и зеленокаменные сланцы.

В северных отрогах Аляскинского хребта подобные метаморфизованные породы карбона (сланцы Тоталаника) слагают крупную антиклинальную структуру. Их разрез, общая мощность которого не менее 3500 *м*, представлен риолитами и их туфами, которые перекрываются кварцитами и сланцами с прослоями кремнистых пород (Миллер и др., 1961).

Южнее, в горах Врангеля и в долине р. Читина, разрез пород каменноугольного возраста сложен преимущественно глинистыми сланцами, когорые чередуются с известняками, кремнистыми сланцами и конгломератами, песчаниками и вулканическими породами — лавами и туфами андезитового состава. Общая видимая мощность карбона в этом районе не менее 2500 *м*. Далее на юг породы карбона обнажаются на северном склоне хр. Чугач и образуют сланцевую толщу, в которой в виде отдельных пачек и прослоев присутствуют андезиты и их туфы, кремнистые сланцы и известняки. Видимая мощность их не менее 3500 *м*.

В другом сечении эвгеосинклинали северных Кордильер, от южной части провинции Юкон до островов юго-восточной Аляски, породы каменноугольной системы представлены главным образом терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями. В горах Макдам, к западу от разлома Тинтина отложения карбона с постепенным переходом сменяют образования верхнего девона. Здесь известна лишь нижняя часть разреза каменноугольной системы. В основании его залегают песчаники, которые вначале переслаиваются, а затем вверх по разрезу замещаются лавами и туфами диабазов, кремнистыми и глинистыми сланцами, граувакками и внутриформационными конгломератами. Венчают разрез известняки верхов нижнего карбона, содержащие кремнистые конкреции. Мощность всего разреза достигает 2000 *м*.

Западнее, в горах Сант-Элиас, входящих в систему Берегового хребта Канады, отложения карбона с угловым несогласием залегают на породах девона. Здесь распространены образования только среднего кар-

бона. В основании разреза наблюдается чередование песчаников и глинистых сланцев, которые выше по разрезу сменяются лавами и туфами андезитового и диабазового состава с прослоями песчаников и линзами известняков. Мощность этой толщи, по данным Г. Габриелса и Дж. Уилера (Gabrielse, Wheeler, 1961), по-видимому, достигает 1500—1700 *м*. И, наконец, на побережье Тихого океана и на островах Адмиралти, Куприянова и Кую, входящих в архипелаг Александра, по данным Р. Лоней и др. (Loney a. o., 1963), образования каменноугольной системы представлены в основном осадочными отложениями, залегающими с угловым несогласием на подстилающем палеозойском комплексе. Эта толща пород карбона сложена переслаивающимися окремненными карбонатными породами, глинистыми и кремнистыми сланцами и песчаниками. Мощность их невелика и составляет всего 300—400 *м*.

В южной и центральной частях Британской Колумбии в пределах эвгеосинклинали разрезы нижней половины карбона сложены вулканогенными толщами, а верхи карбона — осадочными, причем мощности и состав слагающих их образований заметно меняются с востока на запад. Исключение составляет только верхнекаменноугольный комплекс о. Ванкувер, представленный вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. На востоке эвгеосинклинали, в горах Кутеней, в основании карбона установлено угловое несогласие. Здесь на девонских породах залегают конгломераты верхов нижнего карбона, которые выше сменяются известняками, кремнистыми и глинистыми сланцами и песчаниками (Wheeler, 1966). Мощность этих каменноугольных пород достигает 1500 *м*. Западнее, в горах Карибу и на юге гор Кассиар, одновозрастные породы фациально заметно меняются. В разрезе преобладают лавы и туфы диабазов и андезитов, чередующиеся с подчиненными по мощности прослоями и линзами известняков, конгломератов, песчаников и кремнистых сланцев. На эффузивах залегают карбонатные породы верхов карбона, которые, в свою очередь, совершенно согласно сменяются породами перми. Мощность пород карбона в этих разрезах постепенно увеличивается на запад — от 1800 до более чем 3000 *м*. На крайнем западе Канады, на о. Ванкувер, породы верхнего карбона являются самыми древними из известных образований эвгеосинклинали. По данным А. Брауна (Brown, 1966), разрез их сложен лавами андезитов и диабазов, переслаивающимися с туфами и лавоагломератами того же состава, туфогенными песчаниками и кремнистыми сланцами. Мощность этого эффузивно-осадочного комплекса изменяется от 2500 до 3500 *м*. Учитывая, что в этом районе обнажена не вся толща пород каменноугольного возраста, а лишь ее верхняя часть, можно полагать, что общая мощность карбона будет максимальной для всего северного отрезка Кордильер.

Центральные Кордильеры. В пределах эвгеосинклинали центральной части складчатого пояса Кордильер отложения карбона представлены в основном обломочными осадочными и пирокластическими образованиями. Так же как и севернее, исключение составляют лишь крайне западные разрезы, в которых наряду с вулканогенно-осадочными и терригенными толщами встречаются лавы. Не всегда и не везде в пределах эвгеосинклинали центральных Кордильер можно точно восстановить первоначальное положение отдельных разрезов относительно друг друга, так как в результате мезозойских и кайнозойских тектонических движений они были перемещены на десятки, а иногда и первые сотни километров. Положение отдельных толщ в аллохтоне или их выходы в блоках, смещенных по сдвигам, учитывалось при отнесении их к той или иной части эвгеосинклинали.

На севере центральных Кордильер, в западной части штата Айдахо, на востоке эвгеосинклинали, в основании разреза каменноугольной системы залегают окремненные и брекчиевидные известняки, местами с

угловым несогласием перекрывающие породы верхнего девона (Thomasson, 1959). Выше они сменяются мощным комплексом обломочных образований — граувакками, туфогенными зеленоцветными песчаниками, аргиллитами, кремнистыми сланцами, переслаивающимися с пачками и линзами конгломератов и известняков. Общая мощность карбона 3500—4000 *м* (Becraft, 1964).

Следует отметить, что состав обломочного материала этих пород существенно отличается от состава терригенных толщ более древних палеозойских образований. По мнению М. Томассена, граувакковые толщи сформировались в результате размыва геоантиклинальных поднятий, располагавшихся на западе эвгеосинклинали. По-видимому, это предположение об источниках сноса обломочного материала правомерно и для находящихся западнее разрезов эвгеосинклинали, расположенных на западном склоне Каскадных гор. Здесь, по данным П. Миша (Misch, 1966), разрез пород каменноугольной системы сложен вулканическими граувакками, чередующимися с кварцитами, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, а также с вулканическими породами. Последние представлены базальтами и андезитами с подушечной отдельностью и их туфами. Значительно реже в разрезе встречаются прослои конгломератов и известняков. Суммарная мощность этих отложений около 3500 *м*.

Южнее характер разрезов карбона в эвгеосинклинальной зоне удается проследить с востока на запад, от центральной части штата Невада до гор Кламат штата Калифорния. В центральной части штата Невада, непосредственно к западу от геоантиклинального поднятия Антлер, разделяющего эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь, в горах Сонома обнажается разрез верхней части карбона, в основании которого конгломераты и песчаники с резким угловым несогласием залегают на нижнепалеозойских образованиях (Roberts, 1964). Выше по разрезу конгломераты сменяются глинистыми и кремнистыми сланцами с редкими прослоями туфогенных песчаников, андезитов и их туфов. В верхах разреза сланцы вновь сменяются грубозернистыми песчаниками и гравелитами. Общая мощность верхнего карбона в этом разрезе составляет около 2000 *м*. Западнее, в Восточном хребте, отложения верхнего карбона, сходные с описанными в горах Сонома, согласно перекрывают среднекаменноугольные образования. Они представлены лавами основных эффузивов и их туфами, переслаивающимися с яшмами, кремнистыми и глинистыми сланцами, кварцитами и редкими линзами внутриформационных конгломератов и известняков. В верхней части толщи преобладают грубообломочные породы — конгломераты, грубозернистые граувакки, а также встречаются кварциты, кремнистые и глинистые сланцы и туфы андезитов. Мощность нижнего карбона в Восточном хребте около 4000 *м* (Roberts a. o., 1958), а общая суммарная мощность каменноугольных отложений здесь составляет 2000—5500 *м*.

Западнее, в основном в западных отрогах хр. Сьерра-Невада, отложения каменноугольного возраста (группа Калаверас) слагают ядра антиклинальных структур и во многих районах подверглись интенсивному метаморфизму. На юге хребта, в долине р. Мерсед, по данным Б. Бейтмана и других (Bateman a. o., 1963) в видимой нижней части разреза группы залегают филлиты и алевролиты, переслаивающиеся с прослоями песчаников, кремнистых сланцев и туфов основного состава. Выше они сменяются метаморфизованными зеленокаменными породами, образованными по эффузивам и туфам среднего и основного состава. Венчают толщу алевролиты, филлиты, яшмы и кремнистые сланцы с линзами известняков, конгломератов и песчаников. Видимая мощность пород группы на юге хр. Сьерра-Невада превышает 7500 *м*.

На северо-западе хребта, в районе Тейлорсвилл (McMath, 1966), породы карбона согласно перекрывают девонские вулканические обра-

зования. В основании разреза карбона залегают брекчии авгитовых андезитов, туфобрекчии и туфы с подчиненными прослоями лав того же состава, туфогенных сланцев и криноидных известняков. Мощность толщ авгитовых андезитов около 2500 *м*. Выше нее залегают лавы кварцевых кератофиров, их туфы и туфобрекчии, постепенно вверх по разрезу сменяющиеся глинистыми и кремнистыми сланцами, туфогенными песчаниками и туфами дацитов. Мощность верхней толщи кератофиров около 1500 *м*. Общая мощность вулканогенных образований карбона на северо-западе хр. Сьерра-Невада достигает 4000 *м*.

Западнее этих районов, на восточном склоне гор Кламат, породы каменноугольной системы широко распространены (Albers, Robertson, 1961; Irwin, 1966). Они согласно сменяют образования девона и в свою очередь также с постепенным переходом перекрываются пермскими мраморизованными известняками. В основании разреза карбона здесь залегает толща чередующихся между собой песчаников и сланцев с подчиненными прослоями туфов основного состава, радиоляриевых яшм и конгломератов. Песчано-сланцевая толща сменяется лавами кератофиров и их туфов, а также кремнистыми алевролитами, яшмами и мраморизованными известняками. В самых верхах разреза вновь встречаются кварцевые кераторифы, спилиты и их туфы и лавоагломераты. Мощность пород каменноугольной системы на востоке гор Кламат около 4000 *м*. На западе гор Кламат образования карбона входят в нерасчлененный комплекс эвгеосинклинальных толщ палеозойского — триасового возраста. В отличие от восточных разрезов этого же района в составе комплекса преобладают тонкослоистые кремнистые сланцы и вулканические породы основного состава. У. Ирвин (Irwin, 1966) сравнивает этот комплекс с офиолитовой формацией.

На юге эвгеосинклинали центральных Кордильер образования карбона входят в состав метаморфических толщ Салинасского блока Береговых хребтов (Compton, 1966), а кроме того, они встречаются в надвиговых чешуях Сан Габриел и в пустыне Мохаве. Строение этих толщ будет рассмотрено в разделе, посвященном метаморфическим образованиям Кордильер.

Южные Кордильеры. В пределах гор Южная Сьерра-Мадре южных Кордильер палеозойские (девон — низы триаса) метаморфизованные толщи прослеживаются вдоль побережья Тихого океана почти на 800 *км*. Они слагают ядро крупного антиклинория и несогласно перекрыты породами верхнего триаса и нижней юры. Эта толща метаморфизованных осадочных и вулканических пород известна под названием «комплекса Холапа» (Chserna de, 1965). Более подробно рассмотрим строение комплекса при описании метаморфических пород эвгеосинклинали Кордильер.

Пермь

Отложения пермской системы складчатого пояса Кордильер Северной Америки, как в пределах миогеосинклинали, так и в эвгеосинклинали, отличаются частой фациальной изменчивостью. В миогеосинклинальной зоне они являются как бы переходными между каменноугольными и девонскими, преимущественно карбонатными породами и триасовыми терригеными толщами. В эвгеосинклинали образования перми представлены мощной толщей пород вулканического и осадочного генезиса. В пределах миогеосинклинали проведено детальное стратиграфическое расчленение отложений пермского возраста благодаря наличию в этих толщах многочисленной фауны. В эвгеосинклинали, где одновозрастные образования имеют мощность, почти в десять раз большую, чем в миогеосинклинали, вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи изучены еще недостаточно. Они чаще всего расчленены по литологиче-

ским признакам на местные стратиграфические подразделения, но при этом не выделяются даже отделы.

Миогеосинклиналь. В пределах миогеосинклинали отложения пермской системы встречаются чаще всего в восточной и центральной ее частях. Они занимают меньшую территорию, чем породы карбона и девона, хотя в отдельных впадинах площадь их растространения и мощность являются значительными. В целом характер разреза пермских пород вкрест простирания почти не меняется, что указывает на относительно тектонически спокойные условия их седиментаций.

Северные Кордильеры. Пермские образования в северной части Кордильер известны лишь в двух крупных регионах — в пределах плато Лиард на севере и в узкой зоне передовых хребтов Скалистых гор. И в том и в другом районе мощность пермских отложений меньше, чем мощность подстилающих пород карбона и девона, и они фациально почти не меняются как по простиранию миогеосинклинали, так и вкрест ее.

В платформенном чехле пермские отложения маломощны (не более 100 *м*) и распространены лишь в его западной части, в узкой полосе, прилегающей к складчатому поясу Кордильер, быстро замещаясь западнее миогеосинклинальными отложениями. Западной границей распространения миогеосинклинальных пород этого возраста, вероятно, служило геоантиклинальное поднятие, отделяющее миогеосинклиналь от эвгеосинклинального трога. В пределах этого поднятия, которое прослеживалось вдоль тектонического шва Скалистых гор, отложения перми отсутствуют: по-видимому, в этой части миогеосинклинальной зоны в пермское время осадконакопления не происходило.

На севере Канады, в пределах плато Лиард, пермские отложения выполняют ядра синклинальных структур, согласно сменяя породы карбона. В основании их разреза (Douglas, 1970) залегают кварцевые песчаники, которые переслаиваются глинистыми сланцами. Выше по разрезу песчаники постепенно замещаются глинистыми и органогенными известняками, а венчает толщу пачка глинистых сланцев. Суммарная мощность пермских образований 850—1000 *м*. Область распространения перми на плато Лиард пространственно изолирована от выходов одновозрастных пород в передовых хребтах Скалистых гор, где эти образования обнажаются в узкой полосе вдоль осевой части миогеосинклинальной зоны. По данным А. Мак-Гугана и др. (McGugan a. o., 1966), здесь согласно на породах карбона в основании разреза, залегают песчанистые доломиты с кремнистыми конкрециями, постепенно сменяющиеся окремненными песчанистыми известняками с тонкими линзами известняков и глинистых сланцев. В верхней части этой пачки встречаются прослои песчаников и конгломератов. В верхней половине разреза перми преобладают алевролиты и глинистые сланцы с прослоями фосфатсодержащих пород, окремненных сланцев и известняков; наконец, венчают разрез массивные и среднеслоистые песчаники и песчанистые известняки. Максимальная мощность пермских пород около 700—800 *м*, причем по направлению на запад она быстро сокращается до 150—250 *м*. Подобные толщи пермских образований прослеживаются в пределах миогеосинклинали и южнее, на севере штата Монтана, а далее на юг они выклиниваются на Монтанском поднятии в центральной части пояса Кордильер.

Центральные Кордильеры. В Кордильерах центральной части Северной Америки пермские отложения относительно маломощны. Обычно их мощность (исключение составляет впадина Окуриш) постепенно возрастает с востока на запад, но не превышает 1000 *м*. Повсеместно они согласно залегают на породах карбона и также согласно перекрываются песчано-сланцевыми образованиями триаса. На севере

центральных Кордильер, в восточной части Айдахо, отложения перми слагают верхнюю половину песчано-сланцевой и известково-сланцевой толщи, достигая по мощности 800 *м*. Южнее, по простиранию миогеосинклинали, мощность разреза перми постепенно возрастает. В его составе, особенно в верхней половине, возрастает количество прослоев карбонатных пород. Максимальной мощности (3000 *м*) эти отложения достигают в центральной части впадины Окуриши, на востоке штата Невада (Roberts a. o., 1965). В основании разреза здесь залегают конгломераты и песчаники, сменяющиеся выше чередованием глинистых сланцев и алевролитов. Среди них встречаются прослои и пачки доломитов и линзы конгломератов. В верхах разреза преобладают известняки, которые переслаиваются с подчиненными прослоями доломитов и глинистых сланцев.

По направлению на юг, в южной части штатов Невада и Юта, в составе пермских отложений миогеосинклинали преобладают известняково-сланцевые образования. В южной половине Калифорнии, на границе со штатом Невада, разрез пермских пород сложен песчаниками с линзами конгломератов, глинистых сланцев и известняков, содержащих микрофауну. Мощность пород перми здесь не превышает 500 *м*. К югу, по простиранию миогеосинклинали, одновозрастные образования отсутствуют и, вероятно, были размыты в позднепалеозойское время.

Южные Кордильеры. В пределах Мексики пермские отложения были описаны в северной и центральной частях гор Сьерра-Мадре и на восточных отрогах гор Западная Сьерра-Мадре. В первом районе они представлены миогеосинклинальными фациями, а во втором породы пермского возраста маломощны и входят в состав платформенного чехла Мексиканского срединного массива. По данным З. де Черны и Е. Гузмана (Guzman, de Cserna, 1963), в центральной части Сьерра-Мадре, и приблизительно в осевой зоне миогеосинклинали, разрез образований перми представлен чередованием песчаников, глинистых сланцев и карбонатных образований, главным образом доломитов. Мощность их составляет около 850 *м*.

На севере Мексики, в пределах штата Сонора, в западных отрогах хр. Сьерра-Мадре, пермские отложения согласно перекрывают породы карбона. Они представлены относительно маломощной (до 500 *м*) пачкой песчано-глинистых образований, среди которых встречаются прослои доломитов и фаунистически богато охарактеризованных известняков. Следует отметить, что эти разрезы резко отличаются от разрезов перми восточной и центральной Мексики, где в их составе присутствуют континентальные образования. Наличие этих образований на востоке Мексики и относительно маломощного разреза перми в миогеосинклинали Кордильер, видимо, было связано с орогеническими движениями, которые охватили в это время Аппалачскую геосинклинальную область.

Эвгеосинклиналь. В эвгеосинклинали Кордильер пермские образования развиты широко. Повсеместно они участвуют в строении наиболее крупных антиклинальных структур. С этим периодом связано формирование отдельных гранитных интрузивов. Вулканогенно-осадочные и вулканические толщи перми встречаются во всех частях эвгеосинклинали пояса. Однако не везде можно проследить характер изменений фациального состава этих толщ с востока на запад, т. е. от миогеосинклинали к Тихому океану. Наиболее полные поперечные разрезы эвгеосинклинальных образований перми установлены в северной и центральной частях Кордильер.

Северные Кордильеры. В широтной Аляскинской части северных Кордильер пермские эвгеосинклинальные образования были установлены как в центральной и северной частях Аляскинского хребта, так и в горах Матануска, недалеко от побережья Аляскинского залива.

На границе между Аляской и Канадой, на простирании Аляскинского хребта, в северных отрогах гор Сант-Элиас у оз. Клуэйн, по данным Г. Габриелса и Дж. Уилера (Gabrielse, Wheeler, 1961), пермские образования, по-видимому, с угловым несогласием перекрывают породы нижней половины карбона. В основании их разреза залегают конгломераты и лавоагломераты, которые вверх по разрезу вначале сменяются андезитами и их туфами, а затем песчаниками и граувакками, чередующимися с кремнистыми и глинистыми сланцами и прослоями известняков. В этих породах была встречена фауна только нижней перми. Мощность толщи превышает 1200 *м*. Юго-восточнее, на северном склоне гор Матануска, в долине р. Коппер, по данным Д. Миллера и др. (1961), толща пермских пород также, вероятно, с перерывом залегает на отложениях карбона. В основании разреза перми здесь наблюдаются лавы и туфы базальтов и андезитов, переслаивающиеся с вулканическими брекчиями и агломератами, а также с глинистыми сланцами, известняками и граувакками. Верхи пермской толщи слагают зеленокаменно-измененные пирокластические образования и лавы андезитового и андезито-базальтового состава. Мощность всей толщи вулканических пород перми здесь достигает 3000—3500 *м*.

В центральной части северных Кордильер в поперечном пересечении эвгеосинклинали от северо-восточного склона Берегового хребта Канады до островов юго-восточной Аляски роль вулканических пород в разрезе пермских отложений заметно уменьшается. В антиклинории Алтин, в районе одноименного озера, в нижней видимой части разреза залегают кремнистые сланцы, которые выше сменяются известняками и глинистыми сланцами, а также андезитами, граувакками и яшмами. Последние вновь надстраиваются сланцевыми и карбонатными породами, на которых залегают базальты с подушечной отдельностью и их туфы. Эта толща основных эффузивов пространственно связана с гипербазитами и серпентинитами. На них согласно ложатся известняки с пачками андезитов и андезито-базальтов.

Мощность пермских пород на северо-востоке Берегового хребта превосходит 3000 *м*.

В юго-восточной Аляске, на островах Кую и Принца Уэльского архипелага Александра, породы перми с угловым несогласием залегают на на отложениях карбона. В основании разреза прослеживаются базальные конгломераты, сменяющиеся филлитовыми и кремнистыми сланцами и известняками, а также базальтами, андезитами и их туфами. На них залегают известняки с кремнистыми конкрециями, чередующиеся с граувакками, кремнистыми и глинистыми сланцами и яшмами. Венчают разрез карбонатные породы.

Общая мощность пермских отложений около 2100 *м*. По мнению Р. Лонея (Loney, 1964), эти толщи накопились в относительно спокойных тектонических условиях.

На юге северных Кордильер, вблизи границы между Канадой и США, пермские образования эвгеосинклинали представлены почти исключительно осадочными толщами. Так, в Уолверинских горах, в восточной части эвгеосинклинальной зоны разрез перми образован сланцевой толщей, в которой лишь в виде отдельных прослоев присутствуют пирокластические образования основного и среднего состава. Общая мощность разреза значительна — не менее 5000 *м*. Западнее, на островах Королевы Шарлотты и о. Ванкувер, установлены только нижнепермские отложения (Brown, 1966). Они согласно залегают на вулканических породах карбона и с резким угловым несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями среднего триаса. Это в основном известняки, в которых встречаются линзы и включения радиоляриевых яшм и глинистых сланцев. Мощность нижнепермских пород о. Ванкувер не превышает 400 *м*.

По простиранию пояса Кордильер на юг, в его центральной части, в разрезе эвгеосинклинали вновь возрастает роль эффузивных образований.

Центральные Кордильеры. Пермские отложения эвгеосинклинали центральных Кордильер повсеместно характеризуются большой мощностью. Большинство сопредельных с миогеосинклиналью разрезов сложено терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями, тогда как в западной части эвгеосинклинали преобладают вулканические толщи. В основании разреза перми перерывы в осадконакоплении не фиксируются. На востоке эвгеосинклинали породы перми также согласно перекрываются мезозойским комплексом. На западе, в ряде районов, особенно, в тех, где в пермский период происходили вулканические извержения, мезозойские образования с резким угловым несогласием налегают на пермские.

На севере этой части Кордильер, в пределах Каскадных гор, разрезы перми описаны вкрест простирания эвгеосинклинали от границы с миогеосинклиналью до современного побережья Тихого океана.

В восточных районах, приблизительно в центре территории штата Вашингтон, породы пермского возраста образуют часть единого эвгеосинклинального комплекса (Yates a. o., 1966). Они представлены филлитовыми и кремнистыми сланцами, чередующимися с граувакками. В толще встречаются прослои и линзы яшм, основных эффузивов и органогенных известняков. Мощность отложений перми достигает приблизительно 2500—3000 *м*. Западнее, в центральной части Каскадных гор (Misch, 1966), нижнюю половину разреза перми образует мощная толща массивных лав основного состава (спилитов и андезито-базальтов), среди которых встречаются прослои яшм, кремнистых сланцев, граувакк и известняков. На них залегают массивные граувакки, переслаивающиеся с кремнистыми и филлитовыми сланцами и основными эффузивами и их туфами, возраст которых датируется как позднепермский. Общая мощность перми в Каскадных горах оценивается не менее чем в 3500—4000 *м*.

Южнее, приблизительно между 41 и 40° с. ш., характер фациальных изменений пород перми в эвгеосинклинали почти не меняется. К западу от поднятия Антлер, в хр. Сонома (центральная часть штата Невада), согласно на кремнистых сланцах карбона залегают кварциты и конгломераты перми (Roberts a. o., 1958). Они переслаиваются с прослоями известняков, среди которых встречаются кремнистые и песчанистые разности и линзы кремнистых сланцев. Мощность этих пород около 1000 *м*.

Западнее, в округе Тейлорсвилл, на севере хр. Сьерра-Невада (McMath, 1966), разрез перми сложен в нижней части брекчиями кератофиров и их туфов, чередующихся с подчиненными по мощности прослоями известняков с фузулинидами и конгломератами, галька в которых представлена кремнистыми породами. В верхней части разреза туфы кератофиров сменяются лавоагломератами и туфобрекчиями андезитов, известковыми туфогенными песчаниками и глинистыми сланцами с редкими линзами известняков. Общая мощность разреза перми на севере хр. Сьерра-Невада также достигает 1000—1100 *м*.

В 80 *км* к северо-западу от предыдущего района, на востоке гор Кламат, мощность пермских эвгеосинклинальных толщ возрастает более чем в два раза. Здесь, по данным Дж. Алберса и Дж. Робертсона (Albers, Robertson, 1961), в основании разреза перми залегает горизонт тонкослоистых и массивных известняков, переслаивающихся с прослоями и линзами кремнистых сланцев. Вверх по разрезу известняки сменяются алевролитами, чередующимися с тонкообломочными и пепловыми туфами и туфобрекчиями, а также с редкими прослоями лав основного состава. Пачка алевролитов сменяется лавами, лавоагломератами и

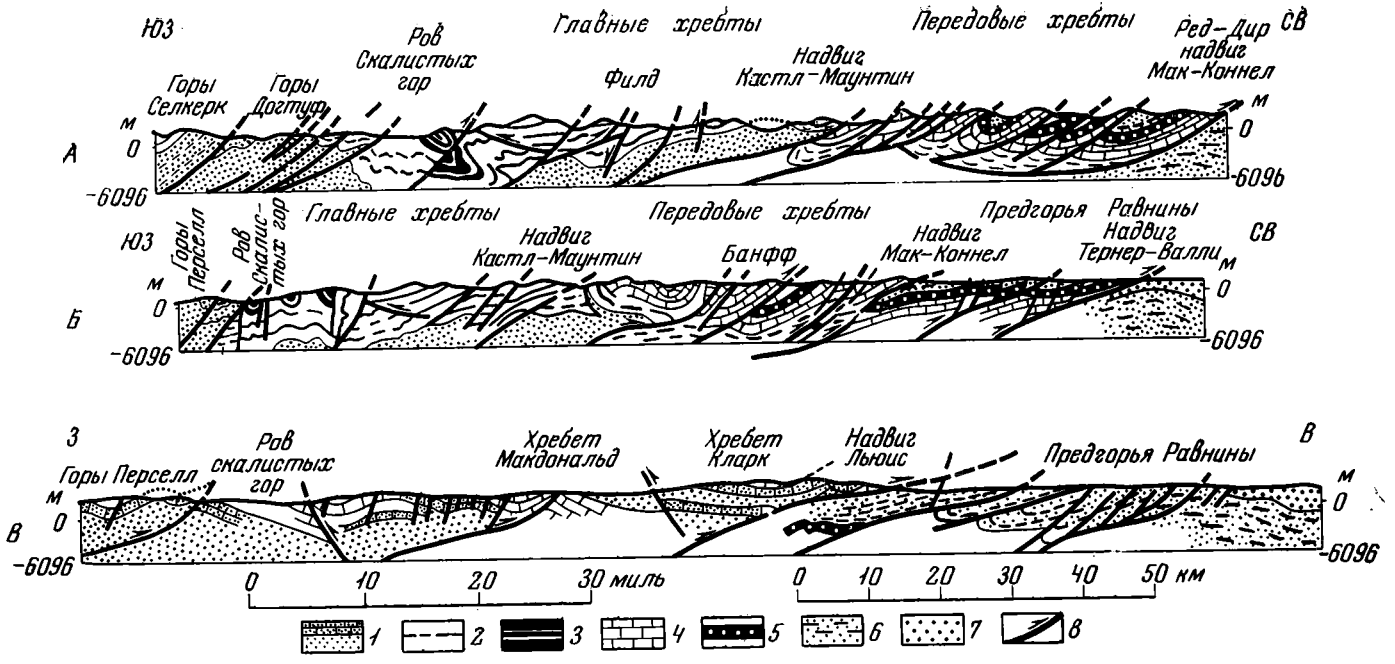


Рис. 31. Разрезы миогеосинклинали Северных Скалистых гор, провинций Альберта и Британская Колумбия, по Ф. Кингу (1969)

А — северо-восточнее г. Голдена (примерно в 280 милях к северу от границы США и Канады); *Б* — вдоль железной дороги (примерно в 380 *км* к северу от той же границы); *В* — вдоль границы США и Канады

1 — докембрийские серии Белт и Виндемир; *2* — кембрий; *3* — ордовик и силур; *4* — девон и миссисипий (отчасти и пенсильваний); *5* — юра, включая на севере и триас; *6* — мел; *7* — палеоген-неогеновые отложения; *8* — разрывы и надвиги в том числе

туфами базальтов, включающих прослои и пачки алевролитов и туфогенных песчаников. Максимальная мощность перми восточного склона гор составляет 2800—3000 *м*.

На западе гор Кламат пермские образования входят в единый нерасчлененный комплекс палеозойских и триасовых отложений. Он сложен филлитовыми сланцами, ритмично чередующимися с тонкослоистыми радиоляриевыми кремнистыми сланцами, спилитами и линзами крупнозернистых мраморизованных известняков. Местами эти породы метаморфизованы до хлоритовых и амфиболовых сланцев. Мощность отложений перми здесь не удается точно определить, но она, по мнению У. Ирвина (Irwin, 1963), равна не менее 3000—4000 *м*.

На юге центральных Кордильер пермские образования встречаются в ядрах запрокинутых антиклинальных складок и в надвиговых чешуях (рис. 31). В этих районах не удается проследить характер изменений фациального состава пермского комплекса в пределах эвгеосинклинали. На юге хр. Сьерра-Невада, в горах Техачапи, пермские отложения представлены терригенными породами, переслаивающимися с лавами и пирокластами основного состава (Buwalda, 1954), мощность которых достигает не менее 3000 *м*. Кроме того, породы данного возраста входят в метаморфические комплексы Береговых и Поперечных хребтов, строение которых будет рассмотрено ниже.

Южные Кордильеры. В пределах эвгеосинклинали южных Кордильер пермские образования повсеместно интенсивно метаморфизованы. Как в Полуостровных хребтах, так и в хр. Южная Сьерра-Мадре пермские породы изменены до слюдяных сланцев и входят в состав нерасчлененных метаморфических комплексов Койот и Холапа. Их составу и строению посвящен следующий раздел.

Нерасчлененные метаморфические образования

Метаморфические образования в пределах эвгеосинклинали Кордильер слагают ядра крупных антиклинальных структур или образуют аллохтон многих покровных структур. В течение почти ста лет возраст их датировался как докембрийский, и только в последние двадцать лет работами многих исследователей было доказано, что в большинстве своем метаморфические толщи не древнее раннего палеозоя, а значительная их часть образовалась в результате многократного метаморфизма средне- и верхнепалеозойских отложений, причем радиометрическими определениями было установлено, что процессы изменения этих пород начались еще в палеозое и продолжались вплоть до эоцена. Возможно, нижняя часть разреза метаморфических комплексов ряда районов включает и позднедокембрийские образования, однако нигде не был доказан их допалеозойский возраст. Рассмотрим строение метаморфических толщ отдельных частей эвгеосинклинали с севера на юг в той же последовательности, что и выше.

Северные Кордильеры. В северных Кордильерах, в центральной части складчатого пояса, в пределах эвгеосинклинали и на границе между эвгеосинклиналью и миогеосинклиналью прослеживается полоса выходов метаморфических образований, которые включают толщи Чусуап и Уолверин. Описанию этих метаморфических пород посвящено много специальных работ, в которых разбирается их вещественный состав и возраст различного типа дислокаций, характерных для них. Ниже рассмотрим кратко общее строение этих толщ и определения их возраста.

На севере Британской Колумбии, в горах Кассиар, в обрамлении одноименного крупного батолита, формирование которого происходило со среднепалеозойского времени до начала мезозоя, развиты метаморфические образования комплекса Уолвертин. Он сложен различными по-

составу парасланцами — биотитовыми, филлитовыми и кварц-плагиоклазовыми, кристаллическими и кремнистыми сланцами и кварцитами (Gabrielse, Reesor, 1964). По-видимому, эти породы регионально были изменены до фации зеленых сланцев и в последующем, начиная со среднего палеозоя, подверглись метаморфизму более высоких ступеней и гранитизации. По мнению Дж. Уилера (Wheeler, 1966), этот комплекс может включать все палеозойские образования, так как возраст слюдистых минералов его пород датируется калий-аргоновым методом от 205 до 51 млн. лет.

В южной части Британской Колумбии, в Кутенейских горах, широко распространены метаморфические образования комплекса Чусуап. Эти породы подверглись интенсивному метаморфизму и гранитизации. В центральных частях зоны метаморфид развиты гранито-гнейсы и парагнейсы, сменяющиеся к периферии кристаллическими сланцами, кварцитами, известково-кремнистыми сланцами и мраморами, прослои которых имеются и среди гнейсов (Wheeler, 1965). Иногда среди глубоко измененных пород встречаются пегматиты. Долгое время эти породы описывались как архейские, но в последние годы было установлено, что среди них имеются сильно измененные каменноугольные и пермские отложения (Preto, 1965); следовательно, начальные этапы метаморфизма здесь проявились в мезозое. Это говорит о том, что измененные породы комплекса Чусуап могут включать все образования от позднего докембрия до позднего палеозоя, а местами и мезозойские толщи. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом слюдистых минералов показали, что большинство из них образовалось в раннеюрскую эпоху.

В ряде мест метаморфиды дискордантно прорваны гранитами, возраст которых 110 млн. лет (ранний мел), к этому времени закончились основные процессы метаморфизма в комплексе Чусуап.

Кроме зоны широкого распространения кристаллических пород на востоке эвгеосинклинали северных Кордильер, метаморфические образования распространены также в районах, сопредельных с крупным батолитом Берегового хребта. По данным Дж. Родика (Roddick, 1966), это в основном хлоритовые и амфиболитовые сланцы и метаэффузивы палеозойского и мезозойского возраста.

Центральные Кордильеры. В отличие от северных Кордильер метаморфические комплексы в центральной части пояса распространены только во внутренней зоне эвгеосинклинали. Они обнажаются в Каскадных горах, в горах Кламат и на западе Береговых хребтов Калифорнии. Во всех этих регионах кристаллические породы удалены от крупных интрузий гранитоидов, и их образование, видимо, не связано с процессами гранитизации. Это регионально измененные, главным образом нижне- и среднепалеозойские отложения.

В пределах Каскадных гор, по данным П. Миша (Misch, 1966), кристаллические породы обнажаются в двух разобщенных районах: метаморфический комплекс Скагит слагает осевую зону горного хребта, а метаморфические сланцы Чуксан образуют надвиговую чешую на западном его склоне. Состав, строение и возраст этих двух комплексов отличны друг от друга.

Кристаллические породы комплекса Скагит представлены кварц-амфиболитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Они образовались за счет изменения различных эвгеосинклинальных отложений, в которых преобладали граувакки и песчаники, чередовавшиеся с вулканическими породами и, в меньшей степени, с известняками и конгломератами. Вулканические породы, первоначально, вероятно, андезиты и базальты, изменены до амфиболитов, а известняки полностью перекристаллизованы. Среди метаморфических пород встречаются небольшие тела гранито-гнейсов, формирование которых, по мнению П. Миша, про-

изошло до проявления процессов метаморфизма. Мощность этого комплекса превышает 3000 *м*. В западной части площади распространения образований комплекса Скагит обнажаются небольшие выходы гиперстеновых гнейсов, которые, возможно, являются самыми древними породами кристаллического комплекса Каскадных гор, но они повсеместно отделены разломами от метаморфид Скагит. Возраст гнейсов П. Мишем на основании геологических данных устанавливается как досреднедевонский. Вероятно, они представляют собой глубокометаморфизованные нижнепалеозойские образования. Кристаллические породы комплекса Скагит датируются американскими геологами как позднепалеозойские (карбон — пермь). Процессы метаморфизма начались в этих отложениях, по-видимому, в конце пермского периода и продолжались вплоть до среднего триаса.

К западу от выходов этих пород изолированно расположен тектонический покров. Он сложен филлитовыми сланцами и метаморфизованными граувакками комплекса Чуксан, среди которых широко распространены актинолитовые и граукофановые сланцы. Вверх по разрезу метаграувакки сменяются хлоритовыми и актинолитовыми сланцами, образовавшимися по базальтам и их туфам. Мощность сланцев комплекса Чуксан составляет не менее 3000 *м*. По характеру разреза П. Миш сопоставляет породы Чуксан с толщей верхнепалеозойских образований и считает их возраст позднепалеозойским. Эти геологические определения возраста подтверждаются радиометрическими измерениями в 259±8 и 212±40 млн. лет, сделанными Д. Калпом.

Таким образом, среди метаморфид Каскадных гор распространены образования нижнего и верхнего палеозоя. Особый интерес представляют гиперстеновые гнейсы, которые, вероятно, являются самыми древними образованиями в этом регионе.

В горах Кламат штата Калифорния метаморфические образования слагают осевую зону, разделяя два различных по своему составу разреза палеозойских образований. Эти метаморфические толщи были подробно описаны Г. Девисом и др. (Davis a. o., 1965; Davis, 1966). Они представлены альмандин-амфиболовыми и кварц-амфиболовыми сланцами, которые местами в результате процессов ретроградного метаморфизма изменены до хлоритовых и эпитот-актинолитовых. Интенсивность регионального метаморфизма постепенно возрастает с запада на восток. Изучение состава сланцев свидетельствует, что они развились по грауваккам, туфогенным породам и основным эффузивам. Процессы регионального метаморфизма и образование вторичной роговой обманки по определениям, сделанным М. Ланфером и У. Ирвином (Lanphere, Irwin, 1965), происходили вплоть до позднего карбона или ранней перми. Эти определения базируются на данных абсолютного возраста, полученных калий-аргоновым методом и дающих цифры в 270, 273 и 286 млн. лет. По-видимому, процессам перекристаллизации подверглись породы ранне- и среднепалеозойского возраста.

Второй крупный выступ метаморфических пород палеозойского возраста, известный по литературе под названием «Салиасского блока», обнажается западнее разлома Сан-Андреас, у залива Монтерей, в Береговых хребтах Калифорнии. Он расположен между сдвигами Сан-Андреас и Насименто, по которым в послепозднемеловое время происходили левосторонние горизонтальные перемещения. Метаморфические образования блока представлены породами серии Сур. В ее составе присутствуют биотит-полевошпатовые кварциты, кварц-полевошпатовые, силлиманит-гранат-кордиерит-олигоклазовые и роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, чередующиеся с тонкими прослоями известково-силикатных, алюмосиликатных и графитовых сланцев, мраморизованных известняков и доломитов. По мнению Р. Комптона (Compton, 1966), первично это были в основном терригенные образования, среди которых

70% составляли глинисто-полевошпатовые песчаники и алевролиты, 10% — глинистые известняки и доломиты, 10% — слабоизвестковистые глинистые сланцы, 5% — чистые известняки и доломиты и 5% — кварцевые песчаники. Амфиболиты образовались, вероятно, по интрузивным силлам и штокам. В мраморизованных известняках были обнаружены обломки криноидей палеозойского облика. Эта находка позволяет определять возраст метаморфид серии Сур как палеозойский — раннемезозойский.

В целом строение терригенных толщ Салинского блока имеет сходство с верхнепалеозойскими образованиями юга хр. Сьерра-Невада и резко отличается от одновозрастных пород гор Кламат.

На юге центральных Кордильер метаморфические образования докембрия и, возможно, низов палеозоя распространены в Поперечных хребтах. Они обнажаются в надвиговых чешуях, которые в позднемеловую эпоху переместились с краевых частей платформы и миогеосинклинали в зону эвгеосинклинали.

Южные Кордильеры. В эвгеосинклинали южных Кордильер, в пределах хр. Южная Сьерра-Мадре все палеозойские образования представлены мощной толщей метаморфических пород, которые были описаны З. де Черна (De Cserna, 1965) под названием комплекса Холапа. Отложения этого комплекса обнажаются вдоль побережья Калифорнийского залива и Тихого океана. Структуры, сложенные комплексом Холапа, секутся под острым углом Центрально-Американским глубоководным желобом всего в 10—15 *км* от побережья.

Комплекс Холапа сложен метаморфизованными осадочными и излившимися вулканическими породами, первичная природа которых не всегда поддается расшифровке. В составе комплекса преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые и кварц-биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы. В зонах, где процессы метаморфизма проявились менее интенсивно, сформировались филлитовые, хлоритовые и эпидотовые сланцы. В целом большинство пород метаморфизовано в эпидот-амфиболитовой фации. Среди них имеются прослои амфиболитов, а также интрузии гранито-гнейсов и жилы пегматитов. По-видимому, комплекс Холапа включает в себя главным образом первоначально осадочные толщи — песчаники, алевролиты, граувакки и в меньшей степени — глинистые сланцы, основные эффузивы и их туфы, а также линзы мраморов и конгломератов. Эти образования подверглись процессам регионального метаморфизма в основном в допозднетриасовое время, так как неметаморфизованные породы среднего триаса перекрывают метаморфиды резко несогласно.

Остается еще дискуссионным вопрос о возрасте пород комплекса Холапа. Детально описавший его З. де Черна первоначально считал, что он включает в себя отложения среднего кембрия — среднего девона. Однако позднее в конгломератах была обнаружена галька гранитов, возраст которых был определен как среднедевонский. Это позволило З. де Черна (устное сообщение) предположить, что в состав комплекса входят и верхнепалеозойские, а возможно, и нижнетриасовые толщи. Последнее определение возраста комплекса, по мнению автора, наиболее правильно, так как по своему составу эта толща имеет много общего с верхнепалеозойскими отложениями хр. Сьерра-Невада.

В заключение раздела следует отметить, что метаморфические образования Кордильер, которые распространены в пределах всей эвгеосинклинальной зоны этого пояса, указывают на почти повсеместное наличие палеозойских геосинклинальных толщ. Присутствие среди образований метаморфизованных изверженных пород как кислого, так и основного состава может служить доказательством значительного развития палеозойского интрузивного магматизма в этой зоне. Внедрение интрузий происходило в периоды усиления тектонических движений в складчатом

поясе, во время которых формировались отдельные складчатые структуры, частично переработанные в мезозое и кайнозое — в эпохи невадийской, ларамийской и тихоокеанской складчатостей.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В ПАЛЕОЗОЕ СТРУКТУР СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОРДИЛЬЕРСКОГО ПОЯСА

Выше рассмотрено время заложения геосинклинального пояса Кордильер Северной Америки и в связи с этим затронуты вопросы исторического развития западной части Северо-Американской платформы в докембрии. Напомним, что на востоке, вдоль зоны сочленения с платформой, пояс заложился на платформенном чехле, представленном породами серии Белт, или Парселл, и, по-видимому, формировался в пределах континентального шельфа древнего ядра материка. На севере, в Аляске, и на юге, в Мексике, геосинклинальные троги Кордильер секут под острым углом гренвильские складчатые структуры. Последние к моменту заложения палеозойских геосинклиналей претерпели метаморфизм и на значительных площадях были гранитизированы. Трудно сказать, как далеко на юго-запад продолжались эти структуры. Однако без сомнения они были распространены на всей площади миогеосинклинального пояса, и возможно, как это считают многие канадские и американские геологи,— в крайней восточной части эвгеосинклинали. С эпохи формирования образований видермерской серии позднего докембрия, т. е. приблизительно с 800—750 млн. лет, начался новый период в развитии геосинклиналей западной окраины Северо-Американского континента, который для ряда районов не закончился еще и в настоящее время.

В течение палеозойского этапа развития геосинклинальный пояс, в котором накопились осадочные и вулканогенные толщи многокилометровой мощности, не претерпел общей складчатости, и тектонические дифференцированные движения в его пределах не прекратились, хотя уже в это время образовались отдельные крупные складчатые формы и надвиговые чешуи. В силу этого ниже основное внимание сконцентрируем на проблемах миграции отдельных геосинклиналей, взаимоотношений мио- и эвгеосинклинальных зон во времени, а также на периоде образования гранитно-метаморфического слоя в западной части пояса. Последний из этих вопросов неоднократно дискуссировался в геологической литературе, в связи с общим кругом научных проблем, связанных с направлением развития земной коры на континентах и в океанах.

В палеозойском геосинклинальном поясе Кордильер для основных хронологических этапов геологического развития — 1) позднего докембрия, кембрия и ордовика, 2) силура, раннего и среднего девона, 3) позднего девона, карбона и перми — автором выделяются зоны с корой континентального, субокеанического и океанического типов. Процессы тектонического развития и истории формирования геосинклиналей в этих зонах наиболее полно могут быть прослежены на западе Северной Америки.

Поздний докембрий и ранний палеозой

Начало истории тектонического развития палеозойской геосинклинали, имевшей в дальнейшем единый характер эволюции в Кордильерах, приходится на поздний докембрий. Она развивалась по одному плану в течение всего палеозоя. Было бы неправильным полагать, что история формирования отдельных геосинклинальных прогибов пояса была одинаковой или очень близкой. Эволюция геосинклинального этапа Кордильер в деталях чрезвычайно сложна и многообразна. Это подтверждается наличием разнообразных типов отложений и многоплановым ха-

рактером фациальных изменений вкрест простирания пояса, что в целом весьма типично и для других палеозойских геосинклинальных областей Тихоокеанского кольца. Однако в Кордильерах Северной Америки история формирования отдельных частей пояса по простиранию была столь различной, что иногда их рассматривают как несколько отдельных Кордильерских геосинклинальных систем.

Накопление осадков виндермерской серии позднего докембрия началось в северной Канаде и на юге центральной части пояса после орогенических движений Кутеней, которые привели к перерыву в седиментации между этими толщами и подстилающими породами серии Белт. В южных Кордильерах и на Аляске этот процесс начался вслед за эпохой гренвильской складчатости и ее аналогов, в результате чего довиндермерские породы были сложно дислоцированы, метаморфизованы и прорваны гранитоидами.

В эпоху позднего докембрия миогеосинклинальная зона Кордильер была значительно более узкой, чем в течение палеозоя. Это хорошо доказано Дж. Уилером (Wheeler, 1966) для канадской части северных Кордильер, где западнее границы распространения пород серии Белт и кембрия прослеживается крутая флексура, отделяющая позднедокембрийскую миогеосинклиналь от платформы.

Очень сходная картина наблюдается в центральных и южных Кордильерах. Приблизительно в 200—250 *км* к западу от восточной границы миогеосинклинали кембрия встречается мощный терригенный комплекс виндермерской серии. Трудно сказать определенно, какого типа геосинклинальные прогибы заложились в это время в пределах окраинной части платформы. Судя по характеру сочленения с породами платформенного чехла, миогеосинклиналь Кордильер в позднем докембрии представляла собой узкий трог, приуроченный к тектоническим швам, ориентированным параллельно краю платформы. В результате движений по этим разломам произошло обламывание и опускание краевых блоков континентального массива с последующим вовлечением их в пределы геосинклинали. Возрождение геосинклинальных процессов на западе Северо-Американского континента произошло после длительного перерыва, который в центральной Канаде длился не менее 1 млрд. лет. Этот период на крайнем севере пояса, в Аляске, и на юге, в Мексике, не превышал 100 млн. лет, и здесь также произошла радикальная перестройка структурного плана, существовавшего в предшествующие тектонические эпохи. Таким образом, возникновение тектонических швов, пересекавших как древние консолидированные области, так и относительно молодые складчатые структуры было связано с явлениями более крупного масштаба, объяснение которых нужно искать, суммируя всю историю позднего докембрия Тихоокеанского сегмента. На анализе этих явлений мы остановимся в заключительных главах работы.

Толщи миогеосинклинальных образований виндермерской серии представлены главным образом обломочными породами. Это преимущественно кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, включающие гальку гнейсов и гранито-гнейсов древних комплексов Канадского щита. Изучение состава и характера сортировки обломочного материала свидетельствует о том, что они образовались за счет размыва метаморфических комплексов фундамента платформы и более молодых складчатых сооружений на севере и юге пояса. Периоды относительно медленного погружения миогеосинклинальных трогов, по-видимому, фиксируются по появлению в разрезе виндермерской серии и ее аналогов пачек глинистых сланцев, максимальная мощность которых не превышает 1500 *м*. Только в удаленных от платформы частях миогеосинклинали формировались карбонатные образования, которые встречаются сейчас в горах Кассиар Канады и на юге Калифорнии. Вероятно, миогеосинклинальная зона этого времени отделялась от эвгеосинклинали ступенчатым усту-

пом, а не геоантиклинальным поднятием, так как на границе между ними не наблюдается сокращения мощности осадочных толщ и в западном направлении происходит резкое возрастание мощностей одновозрастных вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов.

О строении эвгеосинклинали позднего докембрия имеются весьма ограниченные сведения. Были описаны разрезы лишь восточной части эвгеосинклинальной зоны северных Кордильер. В их составе преобладают терригенные комплексы и излившиеся породы андезитового состава. Отсутствие в этих районах проявлений инициального магматизма и вулканизма, вероятно, позволяет предполагать, что восточный борт эвгеосинклинали заложился на коре сиалического типа, возможно, на более погруженной части края континентального массива. Как далеко на запад прослеживалась эвгеосинклиналь этого времени, можно судить лишь по косвенным признакам. По-видимому, она не заходила в пределы Берегового хребта, для которых характерен субсеквентный вулканизм в раннепалеозойское время и представляла собой относительно узкую зону активных вулканических процессов. Постепенное расширение эвгеосинклинали произошло уже в течение кембрийского и ордовикского периодов.

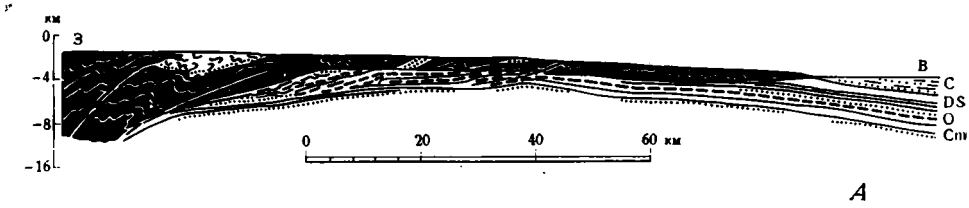
Начиная с кембрия и в течение всего палеозоя граница между миогеосинклиналью Кордильер и Северо-Американской платформой фактически не меняла своего положения. По мнению А. Ирдли (1954) и М. Кэя (1955), она представляла собой крутую флексуру, названную линией Уосач. Миогеосинклинальная зона Кордильер в раннем палеозое была почти в два раза шире, чем в позднем докембрии, в ее восточной половине осадки кембрийского возраста залегают непосредственно на породах платформенного чехла, сложенного, как указывалось, кварцитами серии Белт, и на метаморфических комплексах фундамента платформы, как, например, в пределах провинции Бассейнов и Хребтов. Это резкое расширение геосинклинальных ванн седиментации, вероятно, послужило причиной того, что нижняя треть разреза кембрия в пределах всего пояса, от Юкона до южной Мексики, представлена преимущественно терригенными комплексами. Снос обломочного материала (кварцевых и кварц-полевошпатовых песков) в пределы миогеосинклинали шел с платформы или с отдельных внутренних поднятий геосинклинали, подобных Монтанскому своду (Ирдли, 1954). Этот материал равномерно распределялся вдоль миогеосинклинальных прогибов. В связи с этим возникает вопрос о том, что служило барьером, задерживавшим обломочные толщи в миогеосинклинали от переноса их дальге на запад, в пределы океана? Анализ мощностей нижнекембрийских образований свидетельствует о том, что в западной части миогеосинклинали не было линейного поднятия, или вала, который бы мог ограничивать прогиб, протягивающийся вдоль края континента. По-видимому, таким барьером мог быть архипелаг вулканических островов, который располагался вдоль западной части эвгеосинклинали и фиксируется сейчас по распространению нижнекембрийских андезитов и их туфов.

Морская трансгрессия средне- и позднекембрийской эпох захватила обширную территорию запада Северо-Американского материка, отдалив области размыва и сноса терригенного материала от области накопления в миогеосинклинали почти на 500—800 *км*. Благодаря этому на протяжении среднего и позднего кембрия в восточной части Кордильерского пояса происходило накопление главным образом хемогенных и биогенных карбонатных осадков. В целом амплитуда опускания миогеосинклинали в это время заметно уменьшается, и вся зона представляла собой мелководный бассейн, проседание дна которого компенсировалось отложением известково-глинистых и доломитовых илов. Судя по тому, что выдержаны по составу толщи фациально, вверх по разрезу мощность которого изменяется от 3000 до 8000 *м*, характер седиментации в мио-

геосинклинали в среднем и позднем кембрии почти не менялся. Однако на крайнем западе этой зоны, в районах фациальной смены карбонатных толщ вулканогенно-осадочными, среди первых встречаются прослои тонкообломочных пород, туфов и песчаников. Этот материал поступал в миогеосинклиналь с вулканической дуги эвгеосинклинали.

Вулканогенные и обломочные образования кембрия обнажены только на востоке эвгеосинклинальной зоны. В этой части зоны в кембрии происходило накопление глинистых и кремнистых илов и радиоляритов, а также граувакк и карбонатных осадков. Вулканические породы, главным образом андезиты и базальты и их туфы, образуют отдельные прослои и пачки. Западнее породы кембрия фаунистически не датированы и, возможно, не выходят на дневную поверхность. Однако по составу грауваккових толщ нижнего ордовика, образованных преимущественно в результате размыва лав андезитового состава, можно предполагать, что вулканические дуги кембрийского периода занимали большую часть эвгеосинклинали пояса. Они, вероятно, не захватили только юго-запад Аляски, горы Чугач, островов Королевы Шарлотты и о. Ванкувер, запад гор Кламат и Каскадных, Береговые хребты Калифорнии и Полуостровной хребет. Здесь неизвестны выходы нижне- и среднепалеозойских отложений, а толщи верхнего палеозоя или мезозоя, слагающие основание разреза, представлены глубоководными осадками. Таким образом, вулканические дуги, в которых формировалась кора субокеанического типа, не простирались в пределах всей западной части современного континента, а в пределах Берегового хребта Канады и юго-восточной Аляски не уходили за территорию современного континентального шельфа.

Развитие геосинклиналей Кордильер в ордовикский период происходило приблизительно в тех же тектонических границах, что и в кембрии. Так же как и в позднекембрийскую эпоху, в ордовике морская трансгрессия проникала далеко на восток, в пределы Северо-Американской платформы, где на протяжении всего этого геологического времени формировались мелководные карбонатные осадки, переслаивающиеся с эвапоритами и гипсоносными глинами. В силу этого обломочный материал, который образовывался в результате размыва платформенных отложений, почти не поступал в миогеосинклиналь. Только в отдельные периоды, как, например, в начале среднего ордовика, с платформы в область шельфа и в восточную часть миогеосинклинали поступал кварцевый песчаный материал, который послужил основой для образования песчаников, известных под названием кварцитов Юрика (Кэй, 1955; рис. 32). На восточной окраине миогеосинклинали от территории Юкон на севере Канады до штата Сонора в Мексике в течение всего ордовика накапливались мелководные карбонатные осадки — доломиты и органогенные известняки. Их общая мощность в 2 раза меньше, чем мощность подстилающих их кембрийских известняковых толщ, и достигает 2500 *м*. В целом в ордовике наблюдается постепенное увеличение общего количества карбонатных пород в миогеосинклинали по направлению на запад. В этом же направлении происходила смена мелководных осадков более глубоководными — глинистыми и хемогенными известняками. По-видимому, еще более глубоководные граптолитовые сланцы формировались в западной части миогеосинклинальных трогов. Р. Рюдеманн (Rudemann, 1947), М. Кэй и Е. Колберт (Kay, Colbert, 1965) и другие считали, что эти сланцы накопились в некомпенсированных прогибах, поэтому их мощность в 5 раз меньше мощности карбонатных пород в сопредельных с ними частях миогеосинклинали. Выводы этих ученых выглядят очень убедительными. Следуя расчетам Р. Росса (Ross, 1961), накопление глинистых сланцев ордовика в миогеосинклинали происходило на глубине 500—600 *м*. Однако неправильным было бы полагать, что некомпенсированный прогиб прослеживался вдоль всего западного борта



А

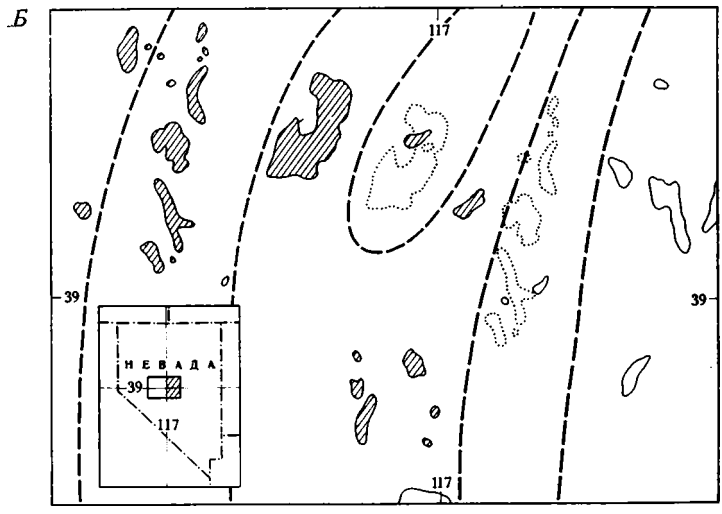


Рис. 32. Разрез палеозойских эвгеосинклинальных образований центральной части штата Невада, надвинутых на миогеосинклинальные (*А*), и палинспастическая карта ордовикских отложений (*Б*), по М. Кею и Е. Колберту (Key, Colbert, 1965)

На схеме точечные и сплошные контуры без штриховки отвечают современным площадям выходов ордовика, контуры со штриховкой — реставрированному положению тех же площадей

миогеосинклинали. Скорее всего, это была цепочка отдельных прогибов, разделявшихся относительными поперечными поднятиями. Одно из таких поднятий несомненно располагалось к западу от Монтанского свода, где в этот период накапливались карбонатные осадки мощностью около 1500 *м*, второе — в пределах южной части штата Калифорния, южнее которого миогеосинклинальная зона была неширокой и повсеместно выполнялась известковистыми илами.

Так же как и в течение кембрийского периода, в ордовике миогеосинклиналь и эвгеосинклиналь разделялись крутым флексурным уступом, западнее которого происходила седиментация кремнисто-глинистых толщ. Это было хорошо показано Дж. Лоувеллом (1963) на примере анализа разрезов ордовика центральной части штата Невада. Характерно, что в восточном борту эвгеосинклинальной зоны сланцевые толщи чередуются преимущественно с прослоями туфов основных эффузивов и только в штате Невада в них встречаются спилиты с подушечной отдельностью. Основная область вулканических извержений, в которой одновременно с излияниями андезитовых лав формировались и относительно мелководные граувакковые толщи с линзами органогенных известняков, располагалась на западе эвгеосинклинали. Островные вулканические зоны этого геологического времени прослеживались в пределах современного архипелага Александра и на востоке гор Кламат, хотя в последнем из этих районов не было вулканической деятельности. Эти зоны, вероятно, прерывистой полосой отшнуровывали от открытого океана глубокие эвгеосинклинальные прогибы, в которых отлагались глинистые и кремнистые батиальные образования. Только в непосредст-

венной близости от островной дуги или подводной кордильеры накапливались мощные грубообломочные толщи, подобные тем, которые известны на севере хр. Сьерра-Невада. В этой области в ордовикский период, по-видимому, существовала кора океанического типа. Такой же тип коры был, вероятно, и под островами архипелага Александра, строение разрезов ордовика которых во многом сходно с разрезами современных островных дуг. В пределах архипелага в конце ордовика произошло внедрение интрузий диоритов и гранодиоритов, образовавшихся в значительной мере в результате переплавления осадочных и вулканогенных толщ под воздействием интенсивного теплового потока, характерного для вулканически активных зон.

В ордовикский период осадки абиссальных равнин, возможно, продолжали накапливаться к югу и западу от вулканической дуги — на Аляскинском полуострове, в южных отрогах гор Чугач и на западе гор Кламат и Каскадных, а также Береговых и Полуостровных хребтов.

Итак, океанический тип коры в раннем палеозое был характерен для многих районов запада эвгеосинклинали Кордильер. В ряде из них образование коры субокеанического типа началось в среднем палеозое.

Средний палеозой

Развитие геосинклиналей Кордильер в среднем палеозое происходило по тому же структурному плану, что и в течение раннего палеозоя. Комплексы, накопившиеся в силуре, согласно сменяют ордовикские породы. Таконская складчатость, завершившая геосинклинальный этап в северных Аппалачах, на востоке Северной Америки, почти не повлияла на развитие пояса Кордильер. Только орогенические движения, которые сменили эпоху таконских деформаций и привели к регрессии моря в пределах стабильного кратона, отразились в некотором изменении фаций в зоне сочленения северной части миогеосинклинали Кордильер и платформы. В результате этой регрессии береговая линия морского бассейна заметно приблизилась к краю геосинклинального пояса. Одновременно произошло обмеление восточной и центральной частей миогеосинклинали, и в течение силурийского периода здесь формировались мелководные образования — доломиты и песчанистые известняки. Мощность этих отложений не превышает 1000 *м*, что свидетельствует об уменьшении амплитуд опускания в пределах миогеосинклинальных трогов. Местами в восточные части прогибов поступал обломочный материал с платформы, который переносился временными потоками или донными течениями.

Западнее, во внутренних частях миогеосинклинали, в течение всего силура накапливались относительно глубоководные осадки. Это в основном были карбонатные и карбонатно-глинистые толщи, для которых в целом характерно отсутствие доломитов. Однако некомпенсированные прогибы на западе миогеосинклинали в силуре существовали, по-видимому, только на севере пояса Кордильер, в пределах территории Юкон. В этом прогибе мощность глинистых сланцев с граптолитами силура достигает 300 *м*, и по расчетам Д. Джаксона, скорость их седиментации в эту эпоху была приблизительно такой же, как и в ордовике. Южнее, по простиранию миогеосинклинали, некомпенсированные прогибы ордовикского периода в начале силура были заполнены известковистыми илами. Кроме того, в ряде мест, например, в пределах Скалистых гор Канады и штата Невада, карбонатные толщи чередуются с алевролитами и песчаниками, источниками сноса обломочного материала для которых служили антиклинальные поднятия эвгеосинклинали. В южной части Кордильер, где в миогеосинклинали и в ордовике формировались мелководные толщи, в силуре отлагались лишь доломитовые или органоген-

ные ракушняки, т. е. происходило накопление еще более мелководных осадков.

Граница между миогеосинклинальными и эвгеосинклинальными образованиями силура в Кордильерах повсеместно четко выражена не только сменой карбонатных и тонкообломочных пород вулканогенно-осадочными и вулканическими, но и резким возрастанием мощностей. Даже в сопредельных разрезах мощность эвгеосинклинальных осадков силура в 3—4 раза больше мощности одновозрастного миогеосинклинального комплекса, а в 150—300 *км* западнее миогеосинклинали, например в Береговом хребте Канады и на севере хр. Сьерра-Невада, она увеличивается почти в 10 раз. Одно это уже указывает на интенсивность силурийских геосинклинальных процессов в эвгеосинклинальных трогах пояса. Они проявились в пределах почти всей эвгеосинклинали, за исключением Береговых и Полуостровного хребтов штата Калифорния, запада гор Кламат и Каскадных, о. Ванкувер и островов Королевы Шарлотты, где, как и в раннем палеозое, вероятно, существовали условия открытого океана.

В силурийский период эвгеосинклиналь Кордильер имела сложное внутреннее строение. С севера на юг в ее пределах, возможно, прерывистыми грядами, прослеживались две вулканические кордильеры. Одна из них располагалась на востоке эвгеосинклинали, приблизительно в 100 *км* западнее границы ее с миогеосинклиналью, другая — на западе пояса, вдоль его западного ограничения. Эти подводные вулканические кордильеры сопрягались с прогибами, в которых формировались осадки наибольшей мощности. Такое же строение, вероятно, имела и северная часть эвгеосинклинали от границы между Аляской и Канадой (на севере) до юга Британской Колумбии, а также в пределах гор Сьерра-Невада и Кламат. Однако тип разреза эвгеосинклинальных толщ в этих двух районах был отличен друг от друга. И оба они совершенно не похожи на разрезы востока Каскадных гор.

О характере толщ, формировавшихся в пределах геоантиклинали, расположенной на востоке зоны, можно судить по составу силурийского комплекса на западе штата Невада. Здесь преобладают грубозернистые терригенные мелководные отложения — конгломераты, песчаники и граувакки, которые в латеральном направлении фациально замещаются кремнистыми и туфогенными сланцами. Мелководные грубозернистые породы чередуются с линзами рифогенных известняков и других биогерм. Таким образом, эта цепочка поднятий, возможно, не поднимавшаяся над уровнем моря, несомненно служила препятствием для распространения на восток продуктов вулканических извержений и грауваккового обломочного материала. В пределах центральных Кордильер сама она не была районом вулканических извержений. В северных Кордильерах эта цепь поднятий силурийского периода фиксируется менее четко. По-видимому, она прослеживалась к северу от Монтанского свода, где силур представлен маломощной толщей карбонатных и грубозернистых пород, часть которой была размыта в среднедевонскую эпоху.

К востоку от поднятия, в зоне сочленения мио- и эвгеосинклинали, в силурийский период накапливались главным образом сланцевые толщи и радиоляриты; сюда почти не поступал вулканогенно-осадочный материал. Только в пределах штата Невада вдоль восточной границы эвгеосинклинали встречаются прослои пепловых туфов.

Наибольшей мощности силурийские толщи достигают к западу от окраинной кордильеры эвгеосинклинали. В пределах Берегового хребта Канады и в хр. Сьерра-Невада в трогах центральной части эвгеосинклинальной зоны мощность силура достигает по крайней мере 7000—9000 *м*. Они выполнялись вулканическими образованиями среднего и основного состава и продуктами их разрушения, причем последние слагают около 75% всего разреза. Эти мощные толщи силурийских граувакк прослежи-

ваются от гор Кассиар на востоке до Берегового хребта на западе. Накопление их сопровождалось локальными вулканическими извержениями, продукты которых переслаиваются с граувакками. Местами среди этих пород встречаются и радиоляриты, а также окремненные туфы. Вероятно, эти троги, прослеживаясь в пределах всей Британской Колумбии, замыкались у широты современных Каскадных гор и гор Кламат. На востоке этих гор преобладают тонкообломочные породы — глинистые и кремнистые сланцы, а также относительно мелководные образования, в том числе органогенные, коралловые известняки и грубообломочные конгломераты. Район этого относительного поднятия был расположен западнее Монтанского свода и разделял быстро опускавшиеся прогибы северных и центральных Кордильер.

Область наиболее интенсивной седиментации эвгеосинклинальных толщ силура в центральных Кордильерах прослеживалась вдоль осевой части хр. Сьерра-Невада. Этот трог, по мнению П. Байтмана (Bateman a. o., 1963), протягивался почти в меридиональном направлении от округа Тейлорсвилл на севере до Поперечных хребтов, на юге. Он заполнялся в основном граувакками, а также пирокластическими образованиями — туфами и туфобрекчиями андезитового состава. Следует, отметить, что лавы андезитов и базальтов в разрезе северной части прогиба играют подчиненную роль, и количество их прослоев постепенно возрастает по направлению на юг, к южному окончанию трога.

К западу от прогибов Берегового хребта Канады и хр. Сьерра-Невада располагалась вторая цепь вулканических островов или подводных кордильер, которая, по-видимому, отделяла эвгеосинклинальную зону пояса от открытого океана. Она располагалась в северных Кордильерах, вероятно, вдоль южного склона Аляскинского хребта и на островах архипелага Александра, и от центральной части гор Кламат прослеживалась вдоль западных отрогов хр. Сьерра-Невада вплоть до южной Мексики. На островах юго-восточной Аляски в силурийский период происходила седиментация вулканогенной толщи — лав андезитов и их туфов, которые чередовались с относительно мелководными осадками и линзами рифогенных известняков. Последние, вероятно, образовывались на вершинах подводных вулканических гор, когда они почти достигали поверхности морского бассейна. Южнее по простиранию этой зоны поднятий, в центральных частях гор Каскадных и Кламат, в этот период не происходило мощных вулканических извержений, и здесь силур представлен главным образом мелководными толщами, свидетельствующими о том, что в течение длительного времени эта область была зоной геоантиклинального поднятия.

В этой связи особо надо подчеркнуть, что вдоль данного поднятия породы нижнего палеозоя подверглись высокотемпературному метаморфизму. Додевонские гиперстеновые, биотит-роговообманковые гнейсы и гранито-гнейсы встречаются повсеместно от Аляскинского хребта до южного окончания хр. Южная Сьерра-Мадре. Они изменены более интенсивно, чем все другие палеозойские образования, и это позволяет предположить, что тепловой поток по границе между открытым океаном и вулканическим поясом был много выше, чем во внутренних прогибах эвгеосинклинали.

В течение раннего и среднего девона развитие геосинклинальных структур Кордильер шло, вероятно, по тому же структурному плану, что и в силурийский период. Хотя во многих районах, главным образом в миогеосинклинали, раннедевонские породы отсутствуют, нет никаких данных о том, что процессы поднятий в начале этого геологического времени захватили обширные площади. Более того, в эвгеосинклинали в зонах опусканий в миогеосинклинали перерывы и угловые несогласия наблюдаются в средней части разреза среднего девона или в кровле нижнего девона. Среднедевонская эпоха поднятий, названная А. Ирдли

(1954) орогенезом Антлер, а У. Уайтом (White, 1966) — орогенезом Карибу, делит историю геологического развития Кордильер этого времени на две части — раннюю, тесно связанную с силурийским периодом геосинклинального осадконакопления, и позднюю, имеющую много общего с позднепалеозойским этапом эволюции. В силу этого в данном разделе рассмотрим историю геосинклинальной седиментации, предшествующую орогеническим движениям Антлер.

В течение раннедевонской эпохи в пределах всей миогеосинклинальной зоны происходило постепенное обмеление бассейна осадконакопления. Вдоль границы миогеосинклинали и платформы повсеместно накапливались мелководные и пестроцветные толщи доломитов и мергелей — местами, как, например, на севере, в бассейне р. Маккензи, мощные (до 1000 *м*), а местами, в южной части Кордильер, маломощные (до 300 *м*). Седиментация доломитов девона происходила на значительно более обширной территории, чем в силуре. Осадки этого типа формировались и в центральной части миогеосинклинали, т. е. там, где в силуре накапливались глинисто-известковые илы. Их мощность была невелика, и поэтому в Скалистых горах Канады в середине среднего девона они были почти целиком размыты.

В пределах всей миогеосинклинальной зоны ранний и начало среднего девона характеризуются однообразными условиями седиментации. Для пород этого возраста не характерны заметные фациальные изменения вкрест простирания зоны. В это время, по-видимому, как и в конце силура, происходит полное заполнение некомпенсированного прогиба на западе миогеосинклинали, и только в этой части ее среди доломитов и пестроцветных мергелей встречаются глинистые известняки.

Для всей эвгеосинклинали Кордильер первая половина девона заметно отличается от предыдущего этапа геосинклинального развития уменьшением амплитуды тектонических движений. В это время постепенно прекращается вулканическая деятельность, и количество прослоев эффузивов и их туфов резко сокращается во всех разрезах зоны. Повсеместно происходит накопление глинистых, а местами и известковистых илов, содержащих шельфовую фауну.

В пределах геоантиклинальных поднятий, которые возникли еще в силуре, продолжались процессы термального метаморфизма, а также частичное плавление и образование небольших интрузий диоритов и гранодиоритов. Кроме гранито-гнейсов, которые встречаются в районах распространения метаморфических пород к западу от шва Скалистых гор и в Береговых хребтах, в гальке средне- и верхнедевонских конгломератов были встречены обломки гранитоидов, датированные изотопными методами как раннедевонские. Они были обнаружены на островах юго-восточной Аляски и в западной Мексике. Таким образом, первая половина девона в геосинклиналях была эпохой внедрения интрузий диоритов и гранодиоритов, хотя и небольших по размерам.

В заключение кратко остановимся на общей характеристике геосинклинального пояса Кордильер конца среднего палеозоя. В пределах миогеосинклинали на окраинной части континента, опущенной по крупным линейным швам, продолжалось накопление карбонатных толщ. Вероятно, разломы, разделявшие отдельные элементы этой зоны, не достигали больших глубин, так как в ее пределах не было никаких магматических проявлений. К концу раннего девона в миогеосинклинали произошло общее выравнивание тектонического рельефа.

В пределах эвгеосинклинали наряду с районами, в которых не происходило образования метаморфических образований и внедрений гранитоидов, в геоантиклиналях началось формирование метаморфического слоя. Уже к концу этой эпохи образование метаморфид произошло в поднятиях на востоке и западе эвгеосинклинали, причем одновременно, в результате частичного переплавления образовались небольшие по

размерам массивы диоритов и гранодиоритов, которые прорывали породы нижнего палеозоя. Мощность метаморфического слоя в этих районах, по-видимому, была еще невелика и достигала первых километров, что позволяет нам рассматривать этот тип коры как континентальный. К западу от краевого островного поднятия эвгеосинклинали, вероятно, располагались области с симатической корой. В ее пределах, в пограничных с Кордильерами восточных районах, заложение геосинклинальных прогибов, произошло в позднепалеозойское время.

Поздний палеозой

В течение позднепалеозойского этапа геосинклинального развития Кордильерского пояса в мио- и эвгеосинклинальной зонах накопились мощные толщи осадков. История формирования этих толщ в отдельных прогибах заметно отличалась друг от друга. В пределах миогеосинклинали по простиранию пояса образовались отдельные ванны седиментации, разрезы которых имеют разный состав и мощность отложений. В эвгеосинклинали происходили процессы растяжения и образования узких рифтовых долин. На симатической коре, западнее геоантиклинальных дуг среднепалеозойского времени заложились новые прогибы и быстро накапливались осадочные толщи. В это время на границе между мио- и эвгеосинклиналью образовались крупные надвиговые чешуи. Все эти процессы начались после орогенических движений среднедевонской эпохи.

В пределах западной части платформы и миогеосинклинали после эпохи поднятий во второй половине среднего девона морская трансгрессия захватила обширную территорию. В это время мелководные условия осадконакопления существовали практически повсеместно в этой части континента. На окраине платформы формировались доломиты, гипсы, ангидриты и пестроцветные мергели. Кое-где существовали биогермы и рифы. В этих отложениях в дальнейшем формировались месторождения нефти и газа, которые успешно разрабатываются канадскими специалистами. Однако если на севере западной окраины платформы мелководная седиментация привела к образованию мощной толщи осадков, то в центральной и южной ее части осадки этого времени маломощны и почти не имеют прослоев эвапоритов. В прилегающих к ним миогеосинклинальных прогибах в северной части Кордильер накапливались тонкообломочные и карбонатные осадки. В основании среднедевонского разреза во многих районах встречаются конгломераты или полимиктовые песчаники. Снос этого обломочного материала шел в основном с внутренних поднятий миогеосинклинали или с окраинного поднятия эвгеосинклинали. Такой же режим седиментации был характерен и для центральных южных Кордильер (рис. 33).

В центральных Кордильерах в пределах штата Невада на западной границе миогеосинклинали в конце девона с поднятий в поясе Антлер шел снос обломочного материала на восток. В результате сформировалась линза конгломератов, песчаников и сланцев, которую Р. Робертс (Roberts, 1964) описывал как раннеорогенный обломочный комплекс. Подобные породы известны и севернее, в пределах штата Айдахо. В южных Кордильерах терригенный материал в миогеосинклиналь поступал с востока, с Мексиканского массива, поэтому среди отложений позднедевонского возраста здесь преобладают кварцевые песчаники.

Эволюция эвгеосинклинали во второй половине девона тесно связана с последующим каменноугольным периодом, поэтому остановимся на ее особенностях ниже.

В течение карбона море проникало лишь в западную, окраинную часть кратона, и береговая линия его была всего в 100—150 *км* от восточной границы миогеосинклинали. По-видимому, уступ между миогео-

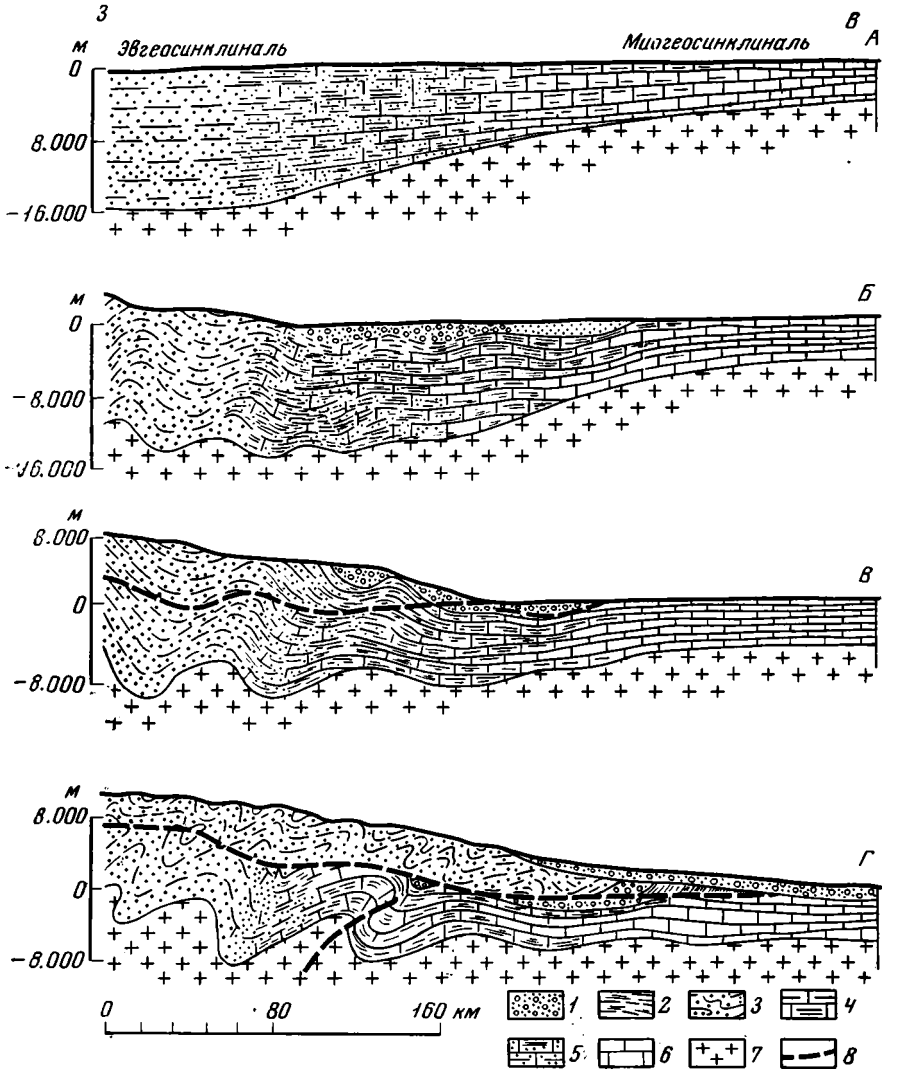


Рис. 33. История формирования структур пояса Антлер на севере центральнной части штата Невада, по Р. Робертсу и др. (Roberts a. o., 1958)

А — конец среднего девона — начало позднего девона. Геосинклиналь Кордильер занимала всю территорию Невады. Обломочные и вулканические породы преобладали в эвгеосинклинали, а карбонатные — в миогеосинклинали; зона переходных фаций располагалась в западной части штата Невада. *Б* — начало позднего девона. Орогенические движения привели к возникновению поднятия, складчатости и размыву в западной части штата Невада со сносом обломочного материала в центральную часть штата. *В* — поздний девон и ранний карбон. Продолжение складкообразования. *Г* — пластина покрова гор Робертс, сложенная отложениями переходных и эвгеосинклинальных фаций, переместилась на восток и перекрыла раннеорогенные молассы и миогеосинклинальные породы. В процессе перемещения надвига в перми образовалась олистострома

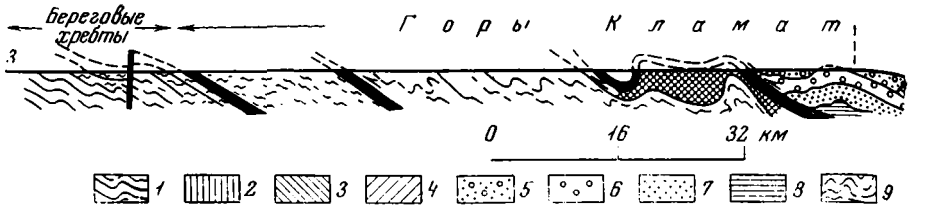
1 — олистострома; *2* — глинистые сланцы; *3* — песчаники и кремнистые сланцы; *4* — глинистые известняки; *5* — песчанистые известняки; *6* — известняки; *7* — кристаллический фундамент; *8* — покровы

синклиналью и платформой был довольно крутым, так как мощность пород в миогеосинклинали возрастает в 5—6 раз по сравнению с одновозрастными отложениями платформенного чехла. В приплатформенной части миогеосинклинали на протяжении всего этого периода накапливались мелководные карбонатные осадки. Со стороны платформы в проги-

бы (отдельных седиментационных ванн в миогеосинклинали в это время было не менее пяти) практически не поступало терригенного материала. Только в конце каменноугольного периода с востока течениями приносились глинистые осадки. Общая мощность отложений карбоната здесь достигает 1500 *м*, что может свидетельствовать о постоянных нисходящих движениях значительной амплитуды. В центральной части миогеосинклинали количество глинистых прослоев заметно увеличивается, а на западе зоны глинистые прослои сменяются алевролитами и полимиктовыми песчаниками. Такая поперечная зональность, характерная для осадочной толщи миогеосинклинали, выдерживается на большие расстояния, и только во впадинах Окуриш и других преобладают карбонатные толщи. По мнению М. Томассона (Thomasson, 1959) и ряда других геологов, она объясняется тем, что в каменноугольный период обломочный материал поступал в миогеосинклиналь с запада и сносился с внутренних поднятий эвгеосинклинали. Это хорошо видно на примере района гор Андлер (штат Невада), где восходящие движения на краю эвгеосинклинали достигли своего апогея в течение карбона. Линзы обломочных пород и валунных конгломератов, или орогенный обломочный комплекс (по Р. Робертсу), перед фронтом надвигового покрова сместились на восток в сторону миогеосинклинали. Породы надвига размывались и переносились течениями во внутренние части миогеосинклинали. В южной части миогеосинклинальной зоны Кордильер в каменноугольный период формировались преимущественно карбонатные образования. В этой части пояса обломочный материал не поступал со стороны эвгеосинклинали, так как, по-видимому, в ее пределах не было геоантиклинальных поднятий, поднимавшихся над уровнем моря.

Значительно более сложное и многообразное развитие в это геологическое время было в эвгеосинклинали Кордильер. Образовавшиеся в досреднедевонское время две островные дуги или геоантиклинали, в пределах которых происходили интенсивные вулканические извержения и сформировался метаморфический слой, во второй половине девона и в карбоне оставались зонами относительных поднятий. Вулканические извержения в их пределах в это время были спорадическими и далеко не повсеместными. В разделявшем дуги глубоком троге, где в додевонское время накопились мощные вулканогенно-осадочные толщи, произошла тектоническая перестройка. В зонах, примыкавших к островным дугам, началась интенсивная вулканическая деятельность, а в центральной части в результате процессов растяжения образовалась узкая рифтовая долина с маломощным слоем осадков, в которой строение коры было близким к океаническому типу. На западе эвгеосинклинали, на симатической коре, где в допозднедевонское время не было геосинклинального осадконакопления, заложилась островная дуга Ванкувера — Каскадных гор, а еще западнее образовался желоб, быстро заполнявшийся граувакко-кремнистой толщей. Южнее окончание этого трога прослеживается на западе района гор Кламат.

Рассмотрим более детально историю развития отдельных элементов эвгеосинклинали. В ее восточном геоантиклинальном поднятии, граничившим на Аляске с Юконским массивом, в течение позднего девона и карбона происходили вулканические извержения с изменением во времени состава эффузивов от средних до кислых. Мощность вулканогенно-осадочных толщ, накопившихся в это время, была весьма значительной. По простиранию этого поднятия на восток, а затем на юго-восток в его пределах фиксируются угловые несогласия. Они прослеживаются в основании верхнего девона и нижнего карбона. На протяжении всего позднего девона в районах гор Кассиар и р. Пелли накапливались мелководные песчано-сланцевые толщи, одновременно с которыми образовывались коралловые рифы. В каменноугольный период формирование песчано-глинистых и грубообломочных пород сопровождалось излияния-



ми лав диабазов, мощность которых не превышает первые десятки метров.

В центральных Кордильерах в течение позднедевонского и каменноугольного времени краевое геоантиклинальное поднятие, выделяемое здесь в пояс Антлер, было поднято выше уровня моря. Р. Робертс дал подробный анализ истории образования надвиговой чешуи, которая в раннем карбоне начала постепенно смещаться в сторону миогеосинклинали. В конце карбона покров подвергся размыву, и на его эродированной поверхности шло формирование миогеосинклинальных образований перми. По мнению Р. Робертса, надвиг пояса Антлер возник под воздействием сил гравитации, а значительному его перемещению (почти на 100 *км*) способствовали пластичные известковые и глинистые толщи миогеосинклинали, по которым покров быстро скользил по направлению на восток. Однако им не дается объяснения причин возникновения поднятия, в результате которого стало возможным образование гравитационного покрова. Скорее всего, поднятие Антлер сформировалось в зоне тектонического сжатия, к западу от которой располагалась зона растяжения с узким прогибом, сходным по своему строению с рифтом. Историю осадконакопления этого прогиба рассмотрим ниже.

В южной части Кордильер восточное поднятие эвгеосинклинали в это время, вероятно, не существовало.

К западу от восточной зоны поднятий, в пределах почти всей эвгеосинклинали в позднем девоне и карбоне был расположен глубокий прогиб, в котором накопились осадки максимальной мощности. В нем, в свою очередь, выделяются отдельные глубокие троги, которые, по нашему мнению, возникли в результате растяжений. Один из таких трогов был расположен в районе гор Карибу и южнее гор Кассиар. Здесь в течение этого времени накапливались преимущественно эффузивные толщи — спилиты и диабазы с подушечной отдельностью и их туфы. Эти породы залегают на серпентинизированных гипербазитах. К востоку и западу базальтовая серия, или единый офиолитовый пояс, по Г. Габриэлсу и У. Уилеру (Gabrielse, Wheeler, 1961), фациально замещается терригенными и кремнистыми образованиями, в площади распространения которых отсутствуют выходы гипербазитов.

В центральных Кордильерах в девоне и карбоне прогиб подобного строения прослеживался в пределах района хр. Сьерра-Невада. В эти периоды в прогибе накапливались главным образом терригенные образования — граувакки, песчаники и сланцы, чередующиеся с лавами и туфами среднего и основного состава, и только на западе его прослеживается пояс офиолитов, который также фиксирует положение здесь другой зоны растяжения.

Выше уже указывалось, что образование эвгеосинклинальных трогов было связано с зонами растяжения, которое компенсировалось сжатием в примыкающих поднятиях. Если в поясе Антлер надвиги перемещались на восток, то к западу от зоны растяжения, в районе Каскадных гор и гор Кламат, перемещение надвигов происходило на запад на расстояния, достигавшие около 100 *км*. Благодаря этому часть палеозойских пород зоны прогиба сейчас встречается в аллохтонном залегании в сопредельной с ним геоантиклинали.

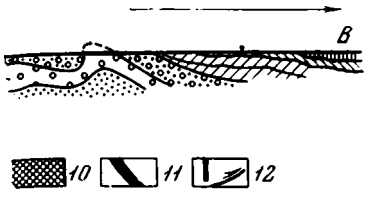


Рис. 34. Схематический геологический разрез гор Кламат и части Северных Береговых хребтов штата Калифорния, по В. Ирвину (Irwin, 1966)

1 — юра — мел; *2* — юра; *3* — триас; *4* — пермь; *5* — карбон; *6* — девон; *7* — силур; *8* — ордовик; *9* — палеозойско-триасовые отложения; *10* — метаморфические сланцы предположительно палеозойского возраста; *11* — серпентиниты; *12* — разрывы, в том числе надвиги

По простиранию прогиб хр. Сьерра-Невада в позднем палеозое прослеживался во всей эвгеосинклинальной зоне южных Кордильер. Он заполнялся терригенно-кремнистой толщей. Прогиб имел простое внутреннее строение, отделяясь на востоке от миогеосинклинали крупным флексурным уступом и постепенно переходя на западе в область накопления океанических осадков. Во многом его структура напоминает строение континентального склона. Здесь, вероятно, не было геоантиклинального поднятия или островной дуги, которая на севере отделяла бы эвгеосинклиналь Кордильер от области с корой симатического типа.

Островная дуга самого западного в эвгеосинклинали геоантиклинального поднятия на севере Кордильер в это геологическое время была в состоянии относительного тектонического покоя. В пределах островов юго-восточной Аляски накапливались маломощные мелководные осадки — конгломераты, песчаники и сланцы с редкими прослоями известняков. Южнее, в пределах палеозойской островной дуги о. Ванкувер — Каскадные горы, этот период, в отличие от северных районов, характеризуется интенсивной вулканической деятельностью. На протяжении всего карбона здесь происходили излияния лав андезитового и диабазового состава, которые перемежаются с вулканогенно-осадочными образованиями (рис. 34). Наличие прослоев лавоагломератов и туфобрекчий свидетельствует, что центры вулканических извержений располагались непосредственно в этом районе. Возможно, что именно в начале позднего палеозоя островная дуга образовалась в пределах окраины океанического ложа.

На следующем отрезке геоантиклинали (или островной дуги) востока гор Кламат, заложение которой произошло еще в раннем палеозое, второй половине девона и в карбоне не происходило интенсивных извержений лав основного состава. Здесь спилито-кератофировые лавы встречаются в виде отдельных прослоев среди относительно мелководных терригенных комплексов, содержащих также линзы органогенных известняков. Западнее этой островной дуги, видимо, на коре океанического типа в это время располагался глубоководный желоб, выполнявшийся кремнисто-граувакковой толщей большой мощности. Возможно, его образование было синхронно с заложением островной дуги о. Ванкувер — Каскадные горы, и он протягивался далеко на север и на юг от района гор. Кламат. К сожалению, это остается только предположением, так как структуры зоны в этих направлениях погружаются под воды Тихого океана. Более подробно остановимся на строении желоба Кламат при анализе истории развития эвгеосинклинали в пермский период.

Пермский этап развития геосинклинального пояса Кордильер не завершился какими-либо крупными структурными перестройками или консолидацией складчатых структур. В отличие от многих других районов Тихоокеанского сегмента в конце палеозоя здесь не произошло складчатости и внедрения крупных гранитных батолитов. Геосинклинальная стадия развития пояса продолжалась и в течение мезозоя.

В пермский период в пределах западных окраинных частей платформы происходила регрессия морского бассейна. Береговая линия его располагалась всего в 100—150 *км* от края миогеосинклинали, в которой отступание морского бассейна и его существенное обмеление вырази-

лось в накоплении мелководных осадков, формировавшихся во всей зоне пояса. То, что миогеосинклинальные осадочные линзы перми относительно маломощны и фациально не меняются вкрест простирания зоны, несомненно свидетельствует об уменьшении амплитуды опускания дна миогеосинклинальных бассейнов и об отсутствии резкой дифференциации в пределах всей зоны в целом. Исключением являются впадины Окуриш и другие в центральных Кордильерах, в которых быстрые нисходящие движения компенсировались накоплением мощной толщи карбонатных и глинистых осадков.

В пермских разрезах миогеосинклинали наряду с карбонатными образованиями существенную роль играют глинистые и обломочные осадки. Последние, как правило, представлены мелкозернистыми породами с хорошей окатанностью обломочного материала. Анализ состава обломков показал, что снос терригенных пород в миогеосинклиналь шел как со стороны платформы, так и со стороны эвгеосинклинали, причем в центральных Кордильерах основная часть песчаников и алевролитов образовалась за счет размыва пород эвгеосинклинальной зоны. Возможно, размывались образования, слагавшие тектонический покров поднятия Антлер. В это геологическое время они поднимались над уровнем моря в западной части миогеосинклинали и частично перекрывались толщами, формировавшимися в результате размыва эвгеосинклинального комплекса.

История развития эвгеосинклинали Кордильер в перми имела большое сходство с характером эволюции в более ранние периоды позднего палеозоя. В это время еще более четко выражается наличие в эвгеосинклинали геоантиклинальных поднятий и разделяющих их прогибов, разрезы которых существенно отличаются друг от друга.

В пределах геоантиклинали на востоке зоны в ранней перми образовались относительно маломощные толщи, а в течение поздней перми она, вероятно, была поднята над уровнем моря. В северных Кордильерах в раннепермскую эпоху эта геоантиклинальная гряда была вулканически активной, и здесь происходило излияние лав андезитового состава. Постепенно вверх по разрезу они сменяются конгломератами с линзами известняков, а затем — мелководными песчаниками. В центральных Кордильерах, в пределах геоантиклинали Антлер, также только в ранней перми накапливаются кремнистые и обломочные образования. В начале позднепермской эпохи в результате орогенических движений Сонома (по Р. Робертсу) эта структура была поднята выше уровня моря, и в ее пределах образовался новый тектонический покров, который в конце перми переместился на восток, перекрывая породы западной части миогеосинклинали. В конце перми и в начале триаса происходил эрозионный размыв верхней части пластины надвига, и, погружаясь под уровень моря, она перекрывалась осадками миогеосинклинального ряда. В южной половине Кордильер геоантиклиналь на востоке эвгеосинклинальной зоны не прослеживается. Вероятно, в этой части прогиб был более узким и не имел столь сложного внутреннего строения.

В пределах описанного выше восточного геоантиклинального поднятия в современной структуре складчатого пояса Кордильер широко развиты выходы метаморфических образований и измененных интрузивных тел. Без сомнения, процессы глубокой перекристаллизации здесь проходили в течение мезозоя, о чем свидетельствуют данные абсолютного возраста ряда метаморфических минералов. Однако также не вызывает сомнений и тот факт, что частичное изменение пород началось уже в конце палеозоя. К этим высокотемпературным образованиям палеозойского этапа развития, вероятно, следует отнести гранито-гнейсы и парагнейсы комплексов Уолвертин и Чусуап. По-видимому, эти породы в результате погружения на значительные глубины были изменены в фации зеленых сланцев, а в течение среднего и позднего палеозоя подверглись

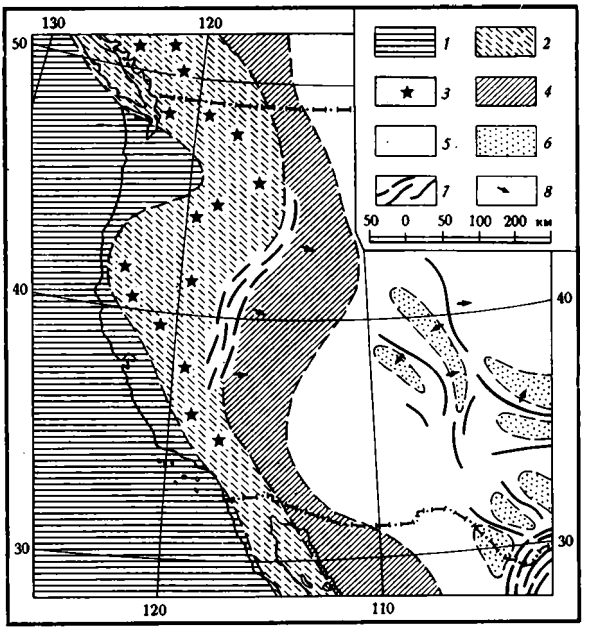


Рис. 35. Карта геосинклинальной стадии развития Кордильер в позднем карбоне и перми (западная часть США), по Ф. Кингу (King, 1968)

1 — океаническая область;
2 — эвгеосинклиналь;
3 — предполагаемые вулканические центры;
4 — миогеосинклиналь;
5 — пояс Антлер;
6 — крупные прогибы внутри континента;
7 — простирания складок и складчатых поясов;
8 — направление сноса материала

более интенсивному метаморфизму и частичной гранитизации. Таким образом, в зоне этого поднятия к концу палеозоя существовал уже метаморфический слой достаточной мощности, и она обладала корой континентального типа.

Заметно отличается по своему строению от поднятия сопредельная с ним зона прогиба центральной части эвгеосинклинали. В ее пределах в течение перми повсеместно накапливались мощные вулканические и вулканогенно-осадочные толщи — андезиты, андезито-базальты и их туфы, а также граувакки и кремнистые породы. В отдельных узких трогах, например на севере Канады, процессы растяжения достигли верхов мантии, и излияние спилитов происходило непосредственно на ультрабазиты мантии. Ширина зон растяжения, видимо, не превышала 30—50 *км*, а их длина достигала 250—300 *км*. Они, вероятно, не представляли единого непрерывного трога в центральной части эвгеосинклинального прогиба, а разделялись между собой широкими перемычками. Следовательно, начавшиеся в карбоне процессы растяжения и образования узких трогов, в которых породы накапливались непосредственно на океанической коре, продолжались в перми, и, возможно, в триасе.

Геоантиклиналь в западной части вулканической зоны Кордильер в течение перми имела сложную историю развития (рис. 35). На севере, в юго-восточной Аляске, для нее был характерен режим устойчивого относительного поднятия. Здесь происходило образование отдельных вулканических островов, сопровождавшееся извержениями лав андезитового состава. Южнее, в пределах островной дуги о. Ванкувер — запад Каскадных гор, излияния лав практически не было, а накапливались осадочные породы и радиоляриты. В кулисообразно располагавшейся к ней с юга зоне относительного поднятия востока гор Кламат, наоборот, вулканическая деятельность заметно увеличилась по сравнению с каменноугольным периодом. На островах и подводных грядах этой части геоантиклинали в перми неоднократно изливались лавы основного и среднего состава, которые переслаивались с лавоагломератами, туфами и туфопесчаниками. Мощность пермских образований в этом районе непостоянна и максимальна (вероятно, в седловинах между островами) достигала 3000 *м*.

Если в течение перми в других частях этой геоантиклинали не происходило образования метаморфических пород, то именно на юге ее, в районе восточных отрогов гор Кламат, образовались кристаллические сланцы. Их метаморфизм протекал при высоких температурах, вызванных, вероятно, повышенным тепловым потоком островной дуги. Таким образом, к концу палеозоя в пределах почти всей западной геоантиклинали Кордильер (исключение составляет, пожалуй, лишь район островов Королевы Шарлотты — о. Ванкувер, где вулканические процессы на океаническом ложе начались только в позднепалеозойское время) в течение палеозойской эры образовался метаморфический слой. И хотя, вероятно, он был менее мощным, чем в поднятии на востоке эвгеосинклинали, но тем не менее строение коры на западе эвгеосинклинали было близким к субконтинентальному типу.

Выше упоминалось, что на западе района гор Кламат в позднедевонскую эпоху на коре океанического типа заложился глубоководный желоб, или талассогеосинклиналь, которая заполнялась кремнисто-граувакковой толщей в течение всего позднего палеозоя и триаса. Эта однородная толща геосинклинальных осадков, мощность которой к концу палеозоя была не менее 12 000 *м*, не подверглась к этому времени метаморфизму. Строение земной коры в Кламатской талассогеосинклинали в пермский период было океаническим.

* * *

Остановимся на некоторых общих вопросах по истории развития геосинклинального пояса Кордильер Северной Америки.

Миогеосинклинальная зона пояса заложилась на консолидированном докембрийском основании. Наиболее четкое выражение она получила вдоль края Северо-Американской платформы. На границе с Мексиканским массивом миогеосинклинальный прогиб был узким и постепенно выклинивался к массиву Оахака в южной Мексике. В зоне сочленения Кордильер с Юконским массивом миогеосинклинальных прогибов не было совсем. Отложения палеозоя большой мощности накапливались в пределах миогеосинклинали на коре континентального типа в условиях относительного мелководья. Тектонические расколы в фундаменте, приведшие к опусканию западного края континента, не влияли на внутреннее строение миогеосинклинали. В ее пределах в течение всей палеозойской истории не выделялись зоны поднятий, за исключением Монтанского свода, который разделил миогеосинклиналь на две части — северную и южную. В этой зоне складчатые структуры образовывались лишь в поясе Антлер, на границе с эвгеосинклиналью во время перемещения тектонических покровов каменноугольного и пермского возраста. Породы миогеосинклинали не подвергались метаморфизму, и здесь в течение палеозоя почти не проявлялся интрузивный магматизм.

Эвгеосинклинальная зона Кордильер Северной Америки заложилась на симатической коре. Внутреннее строение зоны было весьма сложным. В пределах геоантиклиналей на протяжении всей палеозойской истории развития происходили извержения базальтового и андезитового состава. Интенсивный тепловой поток в этих структурах привел к частичному плавлению пород и образованию небольших интрузий диоритов и гранодиоритов. Одновременно происходило метаморфическое изменение пород и формировался метаморфический слой. К концу палеозоя в зонах геоантиклиналей возникла кора континентального типа.

В узких прогибах, разделявших геоантиклинали, в палеозое накопились мощные толщи осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород. В позднепалеозойское время здесь в результате растяжений образовывались глубокие троги, к которым приурочены выходы офиолитов. В процессе палеозойского развития не происходило существенного

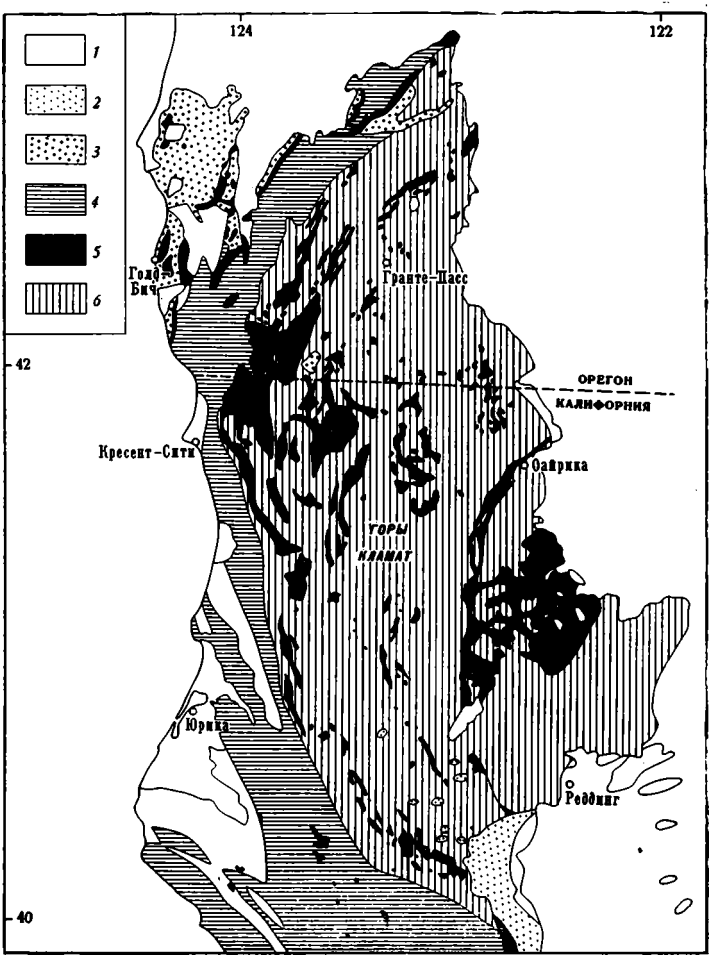


Рис. 36. Распространение ультраосновных пород в палеозойских образованиях гор Кламат, по В. Ирвину (Irwin, 1966)

1 — кайнозой; *2* — верхний мел; *3* — верхи верхней юры — нижний мел; *4* — верхняя юра — низы верхнего мела; *5* — ультрабазиты и габброиды; *6* — палеозой

изменения пород прогибов и формирования метаморфических комплексов. К концу этого времени строение коры здесь было близким к океаническому типу.

В позднем палеозое заложилась Кламатская талассогеосинклиналь в крайней западной части Кордильер. В девоне, карбоне и перми она заполнялась породами кремнисто-граувакковой формации. Окончательное заполнение желоба талассогеосинклинали осадками произошло, вероятно, в триасе. В восточном борту Кламатской талассогеосинклинали наиболее широко распространены гипербазиты, слагающие основание крупнейшей покровной пластины (рис. 36).

Складчатые структуры в эвгеосинклинали формировались постепенно. Орогенические движения здесь были в начале среднего девона. Менее крупные тектонические поднятия и образования складчатых форм приходятся на начало карбона и конец перми. В целом Кордильеры Северной Америки относятся к областям со сквозным геосинклинальным развитием в течение палеозойской и мезозойской тектонических эпох.

ГЛАВА V

КОРДИЛЬЕРСКИЙ ПОЯС ЦЕНТРАЛЬНО-АМЕРИКАНСКОГО РЕГИОНА

Ранние этапы геологической истории Центральной Америки привлекали к себе внимание всех исследователей, изучавших проблему структурного сочленения континентов Северной и Южной Америки. В одной из наиболее ранних работ по тектонике этого региона С. Шухерт (Schuchert, 1935) высказал предположение, что в южной Мексике поперечный пояс хр. Сьерра-де-лас-Минас прослеживался в пределах Антильской дуги, обрамляя с севера и востока Карибское море. Южным продолжением этой структуры были складчатые образования Карибских хребтов Венесуэлы и Кордильеры Колумбии и Эквадора. Позднее А. Ирдли (1960) предложил схему сочленения континентов близкую к схеме С. Шухерта. Однако, учитывая отсутствие в пределах островов Большой и Малой Антильских дуг пород палеозоя, он высказал идею, что палеодуга Антил была расположена во внутренней части Карибского моря; позднее она частично разрушилась и погрузилась под воды океана.

Исследования последних двух десятилетий, проведенные в Центральной Америке к югу от п-ова Юкатан, в целом подтвердили гипотезу А. Ирдли. В Центральной Америке, южнее 13°30′ с. ш. и до западной Панамы, неизвестны отложения допозднеюрского возраста. Юрские и нижнемеловые образования комплексов Никоя и Санта-Елена представлены сложным сочетанием кремнистых и вулканических пород основного состава с метасоматически измененными габброидами и перидотитами. Эти толщи, по мнению Г. Денго (Dengo, 1962) и Дж. Ллойда (1967), представляют собой выходы океанической коры. Таким образом, начало эвгеосинклинальной стадии развития Центральной Америки приходится на позднеюрскую эпоху.

Севернее этой зоны горные сооружения Сьерра-де-лас-Минас и горы Майя, расположенные южнее докембрийского массива Оахака, образованы палеозойскими как метаморфизованными, так и неизмененными толщами. Они слагают структуры широтного простирания, которые на западе, огибая с востока массив Оахака, погружаются под мезозойские отложения. На восток эти структуры, за пределами континентальной части Гондураса, прослеживаются на островах Гондурасского залива и далее к югу от желоба Барлетт (McBirney, Bass, 1969; Ewing a. o., 1960) уходят под воды Карибского моря (рис. 37). Эти палеозойские структуры образуют северную часть палеозойской дуги Центральной Америки.

Южная ее половина протягивается от о. Тринидад в широтном направлении до Кордильер Колумбии, а далее структуры меняют свои простирания на юго-восточные. На юге, приблизительно на широте г. Лоха (4° с. ш.) (Эквадор) они торцово сочленяются со складчатыми формами Андийского пояса. Кордильеры Колумбии и Эквадора по морфологии и современной структуре следует отнести к Андийскому поясу, однако строение палеозойских образований этой зоны имеет больше

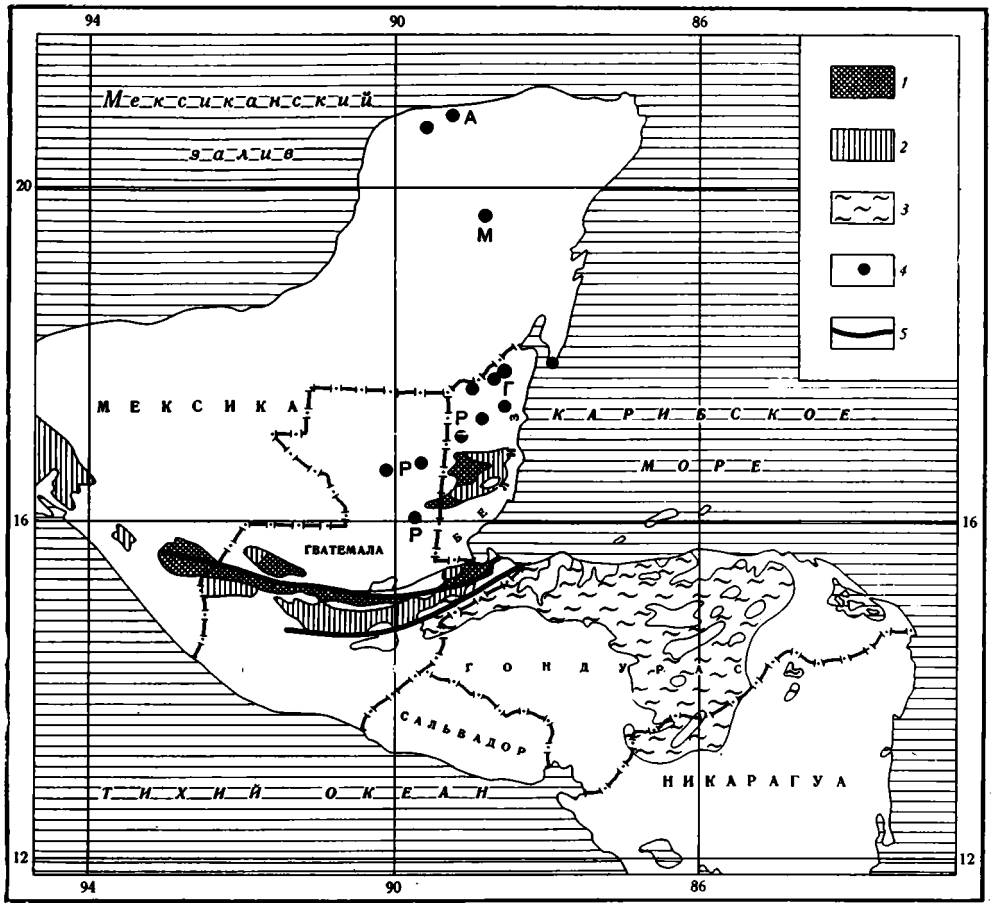


Рис. 37. Распространение палеозойских пород в северной части Центральной Америки, по Г. Денго (Dengo, 1969)

1 — выходы каменноугольно-пермских отложений; *2—3* — метаморфические комплексы: *2* — Чуакус-Майя, *3* — Палакуина; *4* — скважины, пробуренные до андезитов (мел?) — А, метаморфических пород — М, каменноугольно-пермских отложений — Р, гранитов (палеозой?) — Г; *5* — крупные надвиги

сходства со структурами Карибского региона, чем с Андийским поясом Перу и Чили, в связи с чем остановимся на их строении в специальном разделе этой главы.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АМЕРИКАНСКОГО РЕГИОНА

На севере Центральной Америки в пределах горных сооружений тектонической провинции Сьерра-Мадре-дель-Норте (Dengo, 1968) палеозойские образования распространены широко. Они обнажаются на юге и востоке Гватемалы, в горах Майя, на п-ове Юкатан, в хр. Сьерра де-лас-Минас в Гондурасе, в горах Номберто-де-Диос-Эсперанца и других, на севере Сальвадора, в горах Колон. Палеозойские толщи слагают единую складчатую структуру почти широтного простирания, с востока огибающую докембрийский Оахакский массив южной Мексики и уходящую далее на восток под воды Гондурасского залива и Карибского моря. Протяженность этого тектонического элемента в пределах континента не менее 1000 *км*, а его ширина максимально достигает почти 500 *км* (вплоть до района гор Сапо на юге Панамы). К югу от этого

пояса породы палеозоя неизвестны и, видимо, отсутствуют, так как древнейшие толщи в Никарагуа и на Панамском перешейке представлены океаническими образованиями — офиолитами позднеюрских комплексов Никоя и Санта-Елена (Ллойд, 1967).

В пределах всего поперечного пояса севера Центральной Америки палеозойские образования представлены эвгеосинклинальным комплексом. Иной характер разреза палеозоя прослеживается к северу от гор Майя. По-видимому, породы миогеосинклинального типа подстилают чехол мезозойско-кайнозойских отложений на всем п-ове Юкатан (Dengo, Bohnenberger, 1969). Весь разрез эвгеосинклинали пояса четко делится на две части: нижнюю — комплекс метаморфических пород и верхнюю — неметаморфизованные верхнепалеозойские отложения, разделенные резким угловым несогласием. Породы метаморфического комплекса в свою очередь в северной половине пояса заметно отличаются по составу от комплекса Эл-Тамбор, распространенного на юге Гватемалы и в Гондурасе. Оба комплекса граничат вдоль зоны разломов Мотагуа (McBirney, 1963). Остановимся теперь на характеристике разреза палеозоя севера Центральной Америки.

Метаморфические образования

На протяжении многих лет метаморфические комплексы севера Центральной Америки, подстилающие слабо измененные породы верхнего палеозоя и мезозоя, описывались как единая толща докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов. В последние годы детальное изучение этих толщ показало, что они имеют сложное строение и, вероятно, разновозрастны на севере и юге этого региона. В северной части пояса, в пределах п-ова Юкатан и севера Гватемалы, метаморфические породы выделялись под названием «серии Чуакус» (McBirney, 1963), или «серии Майя» (Dixson, 1956). Г. Денго (Dengo, 1969) предложил выделять их как единую толщу — комплекс Чуакус — Майя и считал, что породы обеих серий частично или полностью одновозрастны.

Наиболее полный разрез комплекса обнажается в Центральных Кордильерах Гватемалы. Здесь, по данным А. Макбирнея и М. Басса (McBirney, Bass, 1969b), на серпентинитах и ультрабазитах, прослеживающихся вдоль зоны разлома Мотагуа, согласно залегают амфиболиты, которые являются самым нижним элементом комплекса Чаукус-Майя.

Выше по разрезу амфиболиты сменяются кремнистыми сланцами, переслаивающимися с мраморами, а затем кристаллическими сланцами и гнейсами. Среди последних преобладают биотит-гранатовые и биотит-хлоритовые разности. Реже, в виде отдельных прослоев, в этой толще встречаются кианит-ставролитовые гнейсы. По мнению А. Макбирнея (McBirney, 1963), большинство кристаллических сланцев и гнейсов образовалось за счет граувакк, содержавших большое количество обломков вулканических пород.

В горах Майя, в пределах Белиза (Британского Гондураса), по данным К. Диксона (Dixson, 1956), метаморфический комплекс образован метаморфизованными граувакками, кварцитами, филлитовыми и аспидными сланцами, местами измененными до кристаллических сланцев и гнейсов. Д. Моди обнаружил в этих породах остатки палеозойских окаменелостей.

Третьим районом, в котором, по нашему мнению, обнажаются породы комплекса Чуакус-Майя, являются острова Гондурасского залива — Роатан, Барбарат и Гуанаха. Здесь, по данным А. Макбирнея и М. Басса (McBirney, Bass, 1969a), метаморфические образования слагают почти всю территорию суши и несогласно перекрыты палеоген-неогеновыми конгломератами. В основании разреза островов залегают серпентиниты, серпентинизированные перидотиты и метасоматические

габбро. Выше они сменяются биотит-роговообманковыми гнейсами и биотитовыми сланцами, среди которых имеются прослои и линзы мраморов и мраморизованных известняков. В верхней части разреза метаморфических образований островов указанные сланцы и гнейсы с постепенным переходом сменяются хлоритовыми и филлитовыми сланцами, песчаниками и конгломератами. Значительно реже среди этих пород встречаются линзы кремнистых сланцев и карбонатных образований (обычно последние перекристаллизованы и представлены мраморизованными известняками). Мощность всей толщи метаморфид островов Гондурасского залива достигают нескольких километров.

Особо следует остановиться на возрасте метаморфических серий северной части Центральной Америки. Отложения комплекса Чуакус-Майя перекрывают ультрабазиты и погружаются под осадочные породы группы Санта-Роса каменноугольного возраста. Д. Громбергом и др. (Gromberg a. o., 1968) были сделаны определения абсолютного возраста гнейсов комплекса по обломочному и частично перекристаллизованному циркону. Одно определение дало 1075 млн. лет, а другое — 345 млн. лет. По мнению А. Макбирнея и М. Басса, первая из этих цифр датирует возраст метаморфизма пород, которые подверглись размыву и служили источником обломочного материала для образования комплекса Чуакус-Майя. Возраст гранитов Рабинал, прорывающих метаморфические толщи, определяется как среднедевонский.

П. Пушкар (Pushkar, 1968) сделал измерения абсолютного возраста гнейсов по валовым пробам рубидий-стронциевым методом и получил определения в 386 млн. лет. Эти данные хорошо коррелируются с определениями возраста гранитов Рабинал. И, наконец, наиболее молодые граниты, которые прорывают гнейсы и кристаллические сланцы, им были определены как позднекаменноугольные. Их возраст равен 280 млн. лет.

Таким образом, породы комплекса Чуакус-Майя, по-видимому, моложе 1075 млн. лет, вероятно они подверглись региональному метаморфизму в раннем девоне. В эту же эпоху, а также в конце карбона образования комплекса были прорваны интрузиями гранитоидов.

К югу от разлома Матагуа, в южной части Гватемалы, в пределах Гондураса и в северных провинциях Сальвадора и Никарагуа распространены метаморфические толщи, которые по составу резко отличаются от комплекса Чуакус-Майя. Они выделяются А. Макбирнеем и М. Бассом под названием серии Эль-Тамбор. Разрез этой толщи сложен метаморфизованными граувакками, чередующимися с диабазами, кремнистыми сланцами и линзами кератофиров. Эта толща зеленокаменных образований постепенно сменяется алевролитами, филлитовыми сланцами с подчиненным количеством известняков. Последние литологически сходны с породами пермского возраста гор Майя, но подверглись более интенсивным процессам метаморфизма и складчатости. Мощность пород серии Эль-Тамбор достигает не менее 5000 *м*.

Возраст отложений серии Эль-Тамбор пока точно не установлен. Как уже говорилось выше, верхние горизонты ее условно датируются как пермские. Залегающие ниже их филлитовые сланцы содержат стронций, по которому П. Пушкар провел определение их абсолютного возраста. Согласно полученным им данным филлиты датируются как ордовикские (412 млн. лет). Таким образом, возрастной диапазон толщи серии Эль-Тамбор охватывает, вероятно, весь палеозой.

Верхний палеозой

В то время как в пределах юга Гватемалы, Гондураса и Сальвадора отложения верхнего палеозоя согласно сменяют нижне- и среднепалеозойские образования (серия Эль-Тамбор), на севере Гватемалы и на

юге Мексики между породами этого возраста установлено резкое угловое несогласие. В верхнепалеозойских отложениях гор Майя и севера Гватемалы выделяются две толщи: нижняя — группа Санта-Рота и верхняя — свита Чочал, которые связаны между собой постепенными переходами.

Основание разреза группы Санта-Роса в горах Майя и в структурной провинции Сьерра-Мадре-дель-Норте слагают базальные конгломераты, содержащие гальку различных метаморфических образований, а также гранитоидов, прорывающих породы комплекса Чуакус-Майя (Bonis, 1967). Среди конгломератов встречаются прослои грубозернистых кварцевых песчаников. Выше по разрезу залегают прослои зеленоцветных конгломератов, которые в свою очередь сменяются зелеными и красноцветными песчаниками. Венчают основание разреза группы Санта-Роса мелкогалечные конгломераты, среди которых имеются прослои туфов. Общая мощность базальной толщи конгломератов и грубообломочных пород достигает 1200 *м*. Возраст ее датируется как позднекаменноугольный.

Верхняя половина разреза группы Санта-Роса сложена преимущественно тонкообломочными породами, которые выделяются в свиту Тактик, согласно залегающую на конгломератах. В низах ее тонкослоистые глинистые сланцы чередуют с алевролитами, выше по разрезу алевролиты сменяются глинистыми породами, и вся толща представлена только глинистыми отложениями. В верхней части разреза наблюдается чередование глинистых сланцев с темно-серыми глинистыми известняками, среди которых имеются органогенные разности. Эта часть разреза группы Санта-Роса, мощностью до 1000 *м*, датируется как поздний карбон — ранняя пермь.

Отложения свиты Чочал, залегающие на сланцах группы Санта-Роса, представлены карбонатными породами — переслаивающимися органогенными известняками и пестроцветными доломитами, среди которых встречаются подчиненные прослои глинистых сланцев. Их мощность около 500 *м*. Возраст известняков фаунистически датируется как раннепермский. Общая суммарная мощность верхнепалеозойских образований достигает 2700 *м*. Они почти повсеместно с несогласием перекрываются красноцветными песчаниками и конгломератами мезозоя (Dengo, 1969).

На этом закончим разбор строения палеозойского комплекса севера Центральной Америки. Структуры его продолжаются на восток, обрамляя с севера и с юга западное окончание глубоководного желоба Барлет. Перейдем теперь к анализу одновозрастных пород другого широтного и субширотного пояса Центральной Америки, складчатые структуры которого прослеживаются вдоль южного побережья Карибского моря, в Карибских горах Венесуэлы и Кордильерах Колумбии и далее продолжаются в горах Кордильера-Реаль (Эквадор).

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АМЕРИКАНСКОГО РЕГИОНА

Палеозойская геосинклинальная область юга Центрально-Американского региона расположена на северо-западе Южной Америки. Строго говоря, это северные отроги современного Андийского горного пояса, которые в мезозойскую и кайнозойскую эры мало отличались по типу развития от более южных частей Анд. Однако в течение всего палеозоя в развитии этой геосинклинали было больше общих черт с районами Центральной Америки, чем с Андийским поясом Перу и Чили. Благодаря этому структурно мы объединяем их с Кордильерами Гватемалы и Гондураса (рис. 38).

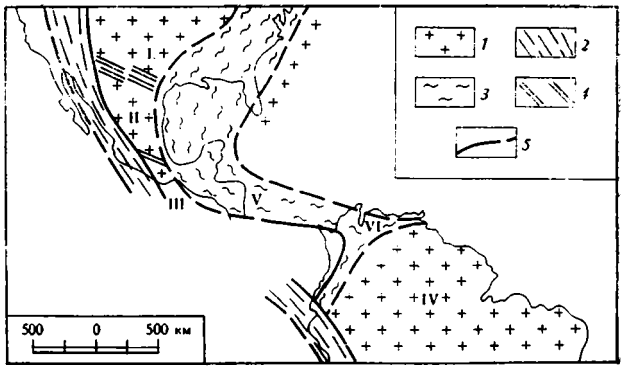


Рис. 38. Палеотектоническая схема сочленения Северной и Южной Америки в позднем палеозое

1 — докембрийские стабильные регионы; *2* — Кордильерский и Андийский пояса; *3* — Аппалачский пояс; *4* — поперечные тектонические швы; *5* — предполагаемые границы геосинклинальных поясов. Цифры на схеме: I — Северо-Американская платформа; II — Мексиканский массив; III — Оахакский массив; IV — Южно-Американская платформа; V — северная часть Центрально-Американского региона; VI — южная часть Центрально-Американского региона

Географически этот район включает все цепи Кордильер Колумбии и Эквадора, а также хр. Кордильера-де-Мерида Венесуэлы, протягивающиеся с севера на юг, от побережья Карибского моря до г. Лоха (Эквадор). Здесь структуры Кордильеры-Реаль (Эквадор) отделяются поперечными разломами и мезозойско-кайнозойским поперечным прогибом Уанкабамба от Андийского структурного пояса Перу (Эйм, Эрреро, 1967). На севере Венесуэлы с востока к ним примыкает в широтном направлении складчатая система Карибского хребта, которая прослеживается на восток до побережья Атлантического океана. Последняя, хотя и входит в общую систему геосинклинальных образований Кордильер Центрально-Американского региона, заметно отличается от всех структур, расположенных в западной части материка. В силу этого прежде чем перейти к анализу палеозойской истории собственно Кордильерского пояса, кратко остановимся на строении палеозойского геосинклинального комплекса на северо-востоке Венесуэлы.

ПАЛЕОЗОЙ В СТРУКТУРЕ КАРИБСКОГО ХРЕБТА

Палеозойские геосинклинальные образования Карибского хребта обнажаются непосредственно к востоку от хр. Кордильера-де-Мерида. Они прослеживаются от выступа массива Эль-Бауль в штате Кохедес на восток и были вскрыты скважинами под мезозойско-кайнозойским чехлом в штате Ансоатеги, на северо-востоке Венесуэлы, обрамляя с севера Гвианский щит.

К сожалению, имеется еще немного сведений о строении палеозоя этого региона. Вдоль границы с платформой прослеживается зона распространения миогеосинклинальных образований этого возраста, а в южных отрогах Карибских гор обнажаются эвгеосинклинальные толщи, по-видимому, палеозойского возраста. Ширина мезозойско-кайнозойской Карибской складчатой системы, вероятно, не превышает 100 *км*, причем южная половина ее подстилается миогеосинклинальным комплексом палеозоя, а северная — эвгеосинклинальным.

В строении миогеосинклинали, по данным А. Белиция и др. (A. Bellizzia, M. Bellizzia, 1961; Bellizzia, Rodrigues, 1968), участвуют в основном терригенные отложения. На севере массива Эль-Бауль в основании разреза залегают измененные глинистые сланцы, алевролиты и песча-

ники, которые переслаиваются с карбонатными породами, содержащими фауну верхней половины кембрия — ордовика. Мощность этой толщи достигает 1000 *м*. Эти отложения сменяются конгломератами, красноцветными и зеленоцветными кварцевыми и слюдисто-кварцевыми песчаниками и кварцитами (мощностью около 300 *м*), относящихся, по-видимому, к девону или карбону. Породы палеозоя в пределах массива Эль-Бауль прорваны интрузией щелочных гранитов, переходящих в окраинных частях массива в сиениты. Возраст этих кислых и щелочных интрузивных пород датируется по изотопам урана в 270±10 млн. лет, т. е. как каменноугольный — пермский.

Восточнее этого района толщи, слагающие южную окраинную часть миогеосинклинали, были вскрыты разведочными скважинами в штате Ансоатеги. Здесь под юрскими песчаниками залегает монотонный разрез глинистых сланцев, переслаивающихся с прослоями карбонатных пород. Мощность верхней части толщи, вскрытой бурением, составляет не менее 650 *м*. В сланцах и известняках были встречены окаменелости среднего, верхнего девона и нижнего карбона.

Севернее палеозойской миогеосинклинальной зоны, в южных отрогах Карибского хребта, породы основания кайнозойской геосинклинали, выделяющиеся в комплекс Себастополь, условно относят к палеозою. Он представлен интенсивно измененными образованиями роговообманковыми, биотитовыми и кварц-полевошпатовыми гнейсами и слюдяными кристаллическими сланцами. Значительная часть пород комплекса, по мнению Г. Денго (Dengo, 1961), является метаморфизованными интрузивными образованиями. Судя по характеру пород и по степени их метаморфизма, это типичный комплекс эвгеосинклинального ряда. Вероятно, палеозойские геосинклинальные толщи не формировались в прибрежной части Венесуэлы, и в это время здесь располагалась область с корой океанического типа, о чем свидетельствуют меловые отложения центральной и северной частей Карибского хребта представленные ультрабазитами и спилитами офиолитовой ассоциации (Менчер, 1967).

Таким образом, в палеозое на месте Карибской складчатой системы располагался узкий геосинклинальный трог шириной не более 80 *км*, с севера обрамлявшей Гвианский щит. В его пределах, по-видимому, проявлялись силурийская (каледонская) и среднекаменноугольная (акадская или варисцийская) складчатости, о чем свидетельствует наличие моласс и интрузий этих возрастов.

КОРДИЛЬЕРСКИЙ ПОЯС СЕВЕРО-ЗАПАДА ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

К западу от хр. Кордильера-де-Мерида (Венесуэла) и гор Восточная Кордильера (Колумбия) располагается обширная складчатая область, в основании геосинклинального разреза которой залегают верхнедокембрийские и палеозойские образования. Она простирается в меридиональном направлении от п-ова Гуахира на севере до южных отрогов гор Кордильера-Реаль почти на 2000 *км*, достигая в ширину до 600 *км*.

Наиболее подробно палеозойские образования были изучены на территории западной Венесуэлы и Колумбии, значительно меньше сведений по палеозою гор Кордильера-Реаль Эквадора. В пределах первых двух стран палеозойский разрез четко делится на две части: нижнюю, представленную, как правило, метаморфизованными образованиями, среди которых, возможно, присутствуют и верхнедокембрийские породы, и верхнюю, включающую отложения девонского, каменноугольного и пермского возраста.

Рассмотрим строение докембрийских и палеозойских комплексов по этим подразделениям. Имеющиеся данные свидетельствуют о распространении здесь только разрезов миогеосинклинального типа (Джакобс и др., 1967).

Докембрий и нижний палеозой

Восточные отроги хр. Кордильера-де-Мерида Венесуэлы, гор Восточная Кордильера Колумбии и Кордильера-Реаль Эквадора с востока граничат с жестким выступом Гвианского щита. В пределах последнего на границе со складчатым поясом имеются выступы докембрийского складчатого основания, возраст которого датируется калий-аргоновым методом в 1300—1450 млн. лет (Pinson a. o., 1962). Складчатые верхнедокембрийские и палеозойские образования миогеосинклинального типа обнажены в центральной части хр. Кордильера-де-Мерида, в пределах так называемого массива Колорадо и в центральной части гор Восточная Кордильера. В первом из этих регионов низы складчатого разреза образованы глубокометаморфизованным комплексом, включающим породы первичноосадочного и интрузивного генезиса. Это — гранито-гнейсы и гранат-слюдяные кристаллические сланцы, прорванные большим количеством жил пегматитов и аплитов. Местами сланцы подверглись процессам мигматизации. На гнейсах залегают образования, измененные в зеленосланцевой фации метаморфизма — хлоритовые и эпидот-кварцевые сланцы. Данная часть резреза условно относится к верхам докембрия.

Метаморфический комплекс с резким угловым несогласием на восточном склоне массива перекрывается конгломератами, которые затем сменяются черными алевролитами, песчаниками, известняками и глинистыми сланцами, видимая мощность которых достигает 1700 *м*. В сланцах были встречены граптолиты низов среднего ордовика — нижнего силура (Shagam, 1960).

На восточном склоне гор Восточная Кордильера (Колумбия), в горах Гарсон и Куатеме на простирании этих толщ нижнюю часть геосинклинального разреза слагают позднедокембрийские полевошпатовые и биотитовые гнейсы и кварцево-слюдяные кристаллические сланцы. Они несогласно перекрываются черными песчаниками и алевролитами, которые переслаиваются с глинистыми, филлитовыми сланцами и известняками. В сланцах и известняках были встречены брахиоподы и граптолиты среднего кембрия и нижнего ордовика (Harrington, Kay, 1951; Rushton, 1963). Эти отложения, так же как и докембрийские образования Гвианского щита на границе с Кордильерским складчатым поясом в хр. Серрания-де-ла-Макарена, прорваны гранитами и сиенитами. Возраст последних датируется калий-аргоновым методом в 445—485 млн. лет и рубидий-стронциевым методом — в 495 млн. лет, т. е. соответствует среднему ордовику.

Третьим районом, в котором были встречены фаунистически охарактеризованные отложения нижнего палеозоя, является департамент Медельин на восточном склоне гор Центральная Кордильера (Колумбия). Здесь в основании палеозойского разреза залегают метаморфические сланцы — кварцево-полевошпатовые, кварцево-слюдистые и биотитовые, которые с резким угловым несогласием перекрываются кварцитами, филлитовыми сланцами и алевролитами видимой мощностью около 1000 *м*. В сланцах и алеролитах были собраны верхнекембрийские и ордовикские трилобиты и граптолиты (Arango, 1940, 1963).

Западнее, в горах Западная Кордильера (Колумбия) породы палеозойского возраста не были установлены. Южнее, в горах Кордильера-Реаль (Эквадор) в ядрах антиклинальных структур широко распространены глубокометаморфизованные образования — орто- и парагнейсы, слюдистые кварциты и различные по составу кристаллические слан-

цы. Выше по разрезу они перекрываются, в ряде случаев с резким угловым несогласием, филлитами, алевролитами и мраморизованными известняками. В связи с тем, что в горах Кордильера-Реаль эти породы фаунистически не датированы, возраст их условно принимается как докембрийский — раннепалеозойский (Saner, 1965). По данным других исследователей (Tschopp, 1953), верхняя возрастная граница этих метаморфических комплексов определяется как поздний ордовик. Отложения силура в пределах этого складчатого пояса, за исключением гор Кордильера-де-Мерида, не были установлены. Породы нижнего палеозоя во многих местах прорваны интрузиями гранитов и гранодиоритов. Геологически они датируются как среднедевонские или раннедевонские. В пределах хр. Сьерра-де-Периха абсолютный возраст (калий-аргоновый метод) диоритов был определен А. Белицием в 340—305 млн. лет.

Средний — верхний палеозой

Породы среднего и верхнего палеозоя в северо-западных Кордильерах Южной Америки изучены подробнее, чем более древние образования. Обычно на всех схемах и картах к ним относят девонские, каменноугольные и пермские отложения. Повсеместно в пределах этого региона они с резким угловым несогласием и базальными конгломератами залегают на додевонских метаморфизованных толщах. В ряде мест, главным образом на севере Колумбии и Венесуэлы, также региональное несогласие разделяет разрезы пермских и триасовых образований. Верхнепалеозойские отложения представлены только миогеосинклинальными фациями.

На севере Колумбии и в Венесуэле, в пределах гор Кордильера-де-Мерида, породы девона с резким угловым несогласием залегают на нижнепалеозойских алевролитах и сланцах. В основании этой толщи прослеживается горизонт базальных конгломератов мощностью до 500 *м*, включающая гальку докембрийских и палеозойских пород. Выше конгломераты сменяются песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, среди которых имеются прослои и линзы известняков с фауной девона и нижнего карбона. Мощность этих пород составляет также около 500 *м*. Отложения верхнего карбона и нижней перми представлены в горах Кордильера-де-Мерида пестроцветными песчаниками и конгломератами, среди которых встречаются прослои и пачки глинистых сланцев и карбонатных образований. По данным Н. Арнольда (Arnold, 1966), мощность этой части разреза достигает 3350 *м*. Все породы верхнего палеозоя сложно дислоцированы и прорваны интрузиями диоритов и гранодиоритов. Они несогласно перекрываются континентальными красноцветными породами триаса и нижней юры.

В хр. Сьерра-де-Периха, а также на п-ове Гуахира и в горах Санта-Марта, в северной Колумбии, верхнепалеозойский складчатый комплекс также с резким угловым несогласием залегает на метаморфизованных докембрийских и нижнепалеозойских отложениях и прорывающих их гранитоидах. Низы его разреза слагают пестроцветные песчаники и конгломераты среднего девона, среди которых имеется 15-метровый прослой андезитовых порфиритов. Выше песчаники сменяются сланцево-алевролитовой толщей с линзами и прослоями карбонатных пород. Мощность среднего девона достигает 1200 *м* (Hea, Whitman, 1960). Породы верхнего девона, приблизительно той же мощности, представлены чередованием черных и темно-серых песчаников, алевролитов и сланцев. Вверх по разрезу количество прослоев песчаников постепенно увеличивается, и среди отложений карбона и перми терригенные образования включают пачки пестроцветных песчаников и сланцев с отпечатками растений. Значительная часть разреза пород этого возраста представлена конгломератами. Верхи палеозоя в хр. Сьерра-де-

Периха сложены карбонатными породами — известняками и мергелями, которые с резким угловым несогласием перекрываются риолитами и игнимбритами нижнего триаса. Мощность каменноугольно-пермских отложений в хр. Сьерра-де-Периха не менее 2300 *м*. Породы верхнего палеозоя во многих районах на севере Венесуэлы и Колумбии прорваны интрузиями диоритов и гранодиоритов, возраст которых калий-аргоновым методом, по данным А. Белиция, датируется в 220 млн. лет, т. е. соответствует поздней перми.

Очень сходные по составу и характеру разрезы верхнепалеозойских отложений прослеживаются от хр. Сьерра-де-Периха по простиранию на юг и юго-запад в пределах гор Восточная Кордильера Колумбии и гор Кордильера-Реаль. Однако в этом направлении, а также на восток мощность их возрастает до 4500—5500 *м* (Trumpy, 1943; Bürge, 1961). Одновременно с этим в верхах каменноугольно-пермского комплекса появляются отдельные прослои кремнистых сланцев и эффузивов, а также возрастает роль морских терригенных и карбонатных образований. Здесь повсеместно в основании среднего, а по данным Г. Бюргла, возможно, и нижнего девона прослеживается резкое угловое структурное несогласие. Подобные же структурные соотношения наблюдаются между верхнепалеозойским геосинклинальным комплексом и континентальными и вулканогенными породами триаса. Магматические тела, внедрившиеся в течение палеозойской эры, также имеют дотриасовый возраст. Таким образом, не вызывает сомнения, что в северо-западной части Южной Америки четкое выражение получили как каледонская, так и вариецийская складчатость.

* * *

Выше рассмотрено строение палеозойских и допалеозойских толщ Кордильер Центрально-Американского региона. Хотя северная и южная части этого складчатого пояса разобщены и между ними расположена область, занятая глубоководной морской впадиной, в которой в конце мезозоя на коре океанического типа заложилась кайнозойская геосинклиналь, в их строении имеется много сходства. Особенно это четко видно при анализе палеозойских миогеосинклинальных зон.

Палеозойские миогеосинклинальные толщи восточной Мексики (п-ов Юкатан) и северной Гватемалы (гор Майя), как и одновозрастные образования Венесуэлы, Центральных и Восточных Кордильер и Кордильеры-Реаль, несомненно накапливались в областях завершенной позднедокембрийской складчатости. Об этом свидетельствует наличие гранитоидов и метаморфид этого возраста и резкое структурное угловое несогласие между кембрийскими и допалеозойскими метаморфическими толщами. Не вызывает сомнения и тот факт, что уже к началу палеозоя в этих районах сформировалась кора континентального типа, на которой заложились палеозойские миогеосинклинали. Во всех частях миогеосинклинали нижнепалеозойский комплекс включает додевонские отложения. Они подверглись складчатости и метаморфизму и были прорваны гранитными интрузиями в позднем силуре или в самом начале девона. Об этом свидетельствуют определения абсолютного возраста гранитов п-ова Юкатан, гор Сьерра-де-Периха и ряда других районов. Надо отметить, что относительно широкое распространение додевонских гранитоидов в пределах палеозойской миогеосинклинали является одной из отличительных ее черт. Таким образом, к востоку от Оахакского массива и к северу от Гвианского щита в геосинклинальных поясах проявилась каледонская складчатость. Последняя охватила и эвгеосинклиналь центральной Гватемалы. В результате каледонской складчатости весь нижнепалеозойский комплекс эвгеосинклинали этого

района, который, вероятно, накапливался на океанической коре, подвергся метаморфизму, и здесь образовался достаточно мощный гранитно-метаморфический слой.

Средне-верхнепалеозойские (послесилурийские) толщи в пределах всех миогеосинклинальных прогибов региона представлены внизу сланцевыми формациями, сменяющимися вверх грубообломочными пестроцветными. Они подверглись менее интенсивному метаморфизму и складчатости, чем нижнепалеозойский комплекс. Интрузии гранитоидов, прорывающие их, имеют абсолютный возраст от 230 до 205 млн. лет, т. е. их внедрение происходило от позднекаменноугольной до позднепермской эпохи. Повсеместно в основании этой толщи прослеживается резкое угловое несогласие. Такое же резкое угловое несогласие отделяет породы перми от континентальных красноцветных моласс триаса. Таким образом, районы миогеосинклиналей Центрально-Американского региона были захвачены аппалачской, по Г. Денго (Dengo, 1969), или варисцийской, складчатостью.

Позднепалеозойская складчатость характерна и для эвгеосинклиналей центральной Гватемалы, а также для Гондураса. Если в первом из этих районов происходило внедрение гранитоидов и складко-образовательные движения, то во втором в результате варисцийского орогенеза закончилось геосинклинальное развитие, и он полностью причленился к континенту. Характерно, что в пределах Гондураса позднепалеозойский эвгеосинклинальный комплекс, видимо, накапливался, согласно данным А. Макбирнея и М. Басса (McBirney, Bass, 1969a), на океанической коре, и здесь образование метаморфического слоя произошло, вероятно, в конце палеозоя. Следовательно, в пределах Центрально-Американского региона наблюдается процесс роста коры континентального типа за счет океанической в течение палеозойского этапа геосинклинального развития.

Сопоставляя строение геосинклинальных комплексов палеозоя Центрально-Американского региона и Кордильер Тихоокеанского обрамления запада Северной Америки, можно наметить следующие их различия:

1. Каледонская складчатость не проявилась ни в одном регионе запада Северной Америки, в то время как в Центрально-Американском регионе она получила четкое выражение.

2. В Кордильерах Северной Америки не было варисцийской складчатости или каких-либо орогенических движений в позднепалеозойское время. В Центрально-Американском регионе после завершения варисцийской складчатости геосинклинальное развитие возобновилось лишь во второй половине мезозоя.

3. Для миогеосинклиналей Кордильер Северной Америки не характерно проявление гранитоидного магматизма, но он пользуется распространением в структурных зонах Центрально-Американского региона. Также следует отметить, что в первом из поясов в миогеосинклиналях преобладают карбонатные формации, а во втором — песчано-сланцевые.

Все эти особенности палеозойской геосинклинальной истории Центрально-Американского региона, отличающие его от палеозойской истории развития Кордильерского геосинклинального пояса Северной Америки, указывают на структурное единство Центральной Америки и севера Южной Америки с Аппалачским поясом (Rodgers, 1967). Таким образом, вслед за Г. Денго (Dengo, 1969, А. Ирдли 1960), А. Ганссером (Gansser, 1954) и другими можно считать установленным, что в пределы Центральной Америки и южнее вплоть до Эквадора, в палеозое существовали геосинклинальные троги, являвшиеся южным продолжением Аппалачской геосинклинальной области. Характер структурных связей между севером и югом Центрально-Американского региона остается еще областью гипотез. Автор предлагает еще один вариант палеотектони-

ческой реконструкции Центральной Америки для палеозойского этапа развития (см. рис. 38). Он существенно дополнен по сравнению со схемами С. Шухерта и А. Ирдли, хотя, возможно, и далек от совершенства, так как только глубокое бурение в Карибском море и в Мексиканском заливе даст ответ на вопрос: располагались ли в их пределах палеозойские геосинклинали или нет.

Геосинклинальный пояс Северо-Американских Кордильер обрывается на суше в южной Мексике к западу от Оахакского массива. Продолжается ли он по дну современного Тихого океана и в пределах поднятия Альбатрос и островов Галапагос, остается неизвестным. Однако многие черты палеозойской геосинклинальной истории Кордильерского пояса Северной Америки характерны и для Андийского пояса Южной Америки, располагающегося к югу от 4° с. ш., в пределах Перу, Боливии, Чили и Аргентины.

ГЛАВА VI

АНДИЙСКИЙ ПОЯС ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Андийский складчатый пояс протягивается вдоль всего Тихоокеанского побережья Южной Америки от Панамского перешейка до Огненной земли почти на 7000 *км*. В предыдущей главе рассмотрено строение северной части этого пояса, включающей Кордильерские хребты Венесуэлы, Колумбии и Эквадора, которые имеют сходную историю палеозойского развития со складчатыми поясами обрамления Карибского моря. В этом разделе остановимся на анализе тектонической истории Андийского пояса к югу от 4° ю. ш., расположенного в пределах Перу, Боливии, Чили и Аргентины.

Андийский пояс образован несколькими высокими горными цепями, которые к югу от мыса Париньяс имеют юго-восточные простирания, а далее на широте г. Санта-Крус меняют их на субмеридиональные. В пределах пояса на востоке по границе с Бразильской платформой протягивается относительно невысокая гряда гор. К западу они сменяются цепями гор. Восточная Кордильера, которые в зоне изгиба пояса расширяются и образуют высокогорное плато Пуна. Южнее 30° ю. ш. горы Восточная Кордильера заметно понижаются и сливаются с Субандийскими хребтами Аргентины. И, наконец, на западе пояса протягивается самый высокий горный хребет Анд — Западная Кордильера, который поднимается над уровнем моря на 6000 *м*. Здесь расположен ряд крупнейших горных пиков и вулканов, в том числе гора Аконкагуа (6960 *м*), являющаяся самой высокой горной вершиной Южной Америки. Вдоль побережья Тихого океана, в пределах Перу и Чили, протягивается почти непрерывной полосой узкая Прибрежная равнина, которая южнее 42° ю. ш. рассечена многочисленными фиордами и сменяется небольшими островами архипелагов Чонос, Королевы Аделаиды и др.

Геологическому строению Андийского пояса посвящено много специальных исследований. Оно подробно рассмотрено в работе Г. Герта (1959), переведенной на русский язык, П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965), а также Г. Харрингтона (Harrington, 1962). Анализ истории развития территорий отдельных стран, которые располагаются в пределах Андийского пояса, был дан в исследованиях Ф. Алфельда (Ahlfeld, Branisa, 1960; Ahlfeld, 1970), В. Цейля (Zeil, 1964), Дж. Тарнера (Turner, 1970) и других, а также в статьях А. Эрреро-Дюклу, р. Зонненберга, К. Эйм, Л. Эрреро, опубликованных в сборнике «Кордильеры Америки» (1967). В советской геологической литературе по тектонике Анд были опубликованы работы В. В. Белоусова (1963) и А. А. Богданова (1970), которые базировались на личных наблюдениях, проведенных во время полевых экскурсий в различных районах Перу и Боливии.

По мнению почти всех специалистов, работавших в Андийском поясе, его складчатая структура окончательно оформилась в андскую (или ларамийскую) тектоническую эпоху, т. е. в конце мела или начале палеогена. В конце палеоцена началось образование высоко поднятой гор-

ной системы Анд. Породы мезозоя и кайнозоя слагают крылья антиклинориев и ядра синклинальных структур. Палеозойские и, значительно реже, докембрийские образования залегают в ядрах наиболее крупных антиклиналей. Повсеместно они сложно дислоцированы, а в отдельных зонах и интенсивно метаморфизованы. К сожалению, из-за недостатка данных о строении палеозойских толщ трудно проследить их фациальные изменения вкрест простирания в пределах Андийского пояса. Более подробно изучены породы позднего палеозоя.

Особое место в тектоническом строении пояса занимает его восточная граница. В пределах Перу, Боливии и севера Аргентины она проходит вдоль предгорий Анд (рис. 39). Здесь под мезозойско-кайнозойским чехлом равнин Бени-Чако докембрийский фундамент Бразильской платформы по системе разломов граничит с геосинклинальными верхнедокембрийскими отложениями Андийского пояса. Почти повсеместно простирания позднедокембрийских структур пояса секут под острым углом направление осей среднепротерозойских складок фундамента платформы. Палеозойские отложения, достигающие больших мощностей в пределах Анд, в платформенном чехле маломощны и представлены мелководными или континентальными осадками. Южнее 35° ю. ш. также по структурному шву структуры Андийского пояса граничат с Патагонской складчатой областью, формирование геосинклинальных толщ которой закончилось, по-видимому, в начале девона. Три складчатые зоны Патагонской области имеют северо-западное простирание. Северная из них прослеживается к северу от р. Рио-Колорадо и разделяет Бразильскую

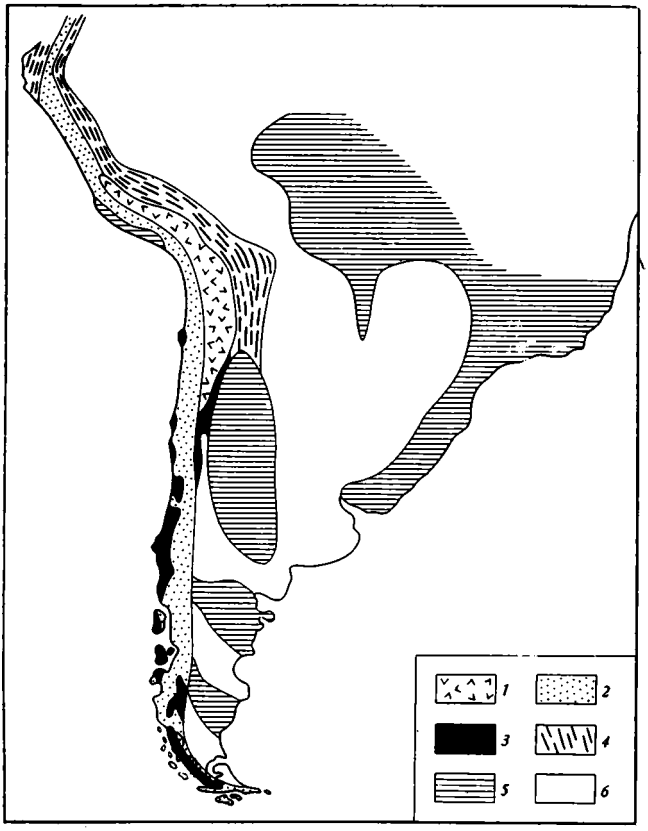


Рис. 39. Геологическая схема Андийского пояса, по А. Коббингу

1 —палеогеновые, неогеновые и четвертичные эффузивы; *2* —мезозой; *3* —верхний палеозой; *4* —нижний палеозой; *5* — докембрий; *6* — платформенный чехол (палеозой, кайнозой)

платформу и Патагонский срединный массив, центральная расположена между срединными массивами Патагонским и Десеадо, а южная занимает территорию к югу от р. Рио-Чико и о. Восточный Фолкленд. Все три складчатые зоны Патагонской области сочленяются со структурами Андийского пояса. Фациально палеозойский разрез этих складчатых областей резко отличается друг от друга. Их сопоставление проведем в заключительной части главы, а сначала рассмотрим строение допалеозойского и палеозойского геосинклинального комплекса Андийского пояса.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Докембрий

Породы докембрийского возраста встречаются в ядрах отдельных антиклинальных структур Андийского пояса. Наиболее широко они распространены в пределах Восточной Кордильеры, Перу, Боливии и субандийских хребтов северной Аргентины. Только на территории Перу эти отложения известны на западе — в Западной Кордильере, но нигде в Андах они не обнажены в береговых хребтах. В береговых хребтах Чили метаморфический комплекс, который был описан ранее Г. Гертом (1959) и В. Цейлем (Zeil, 1964) как докембрийский, на основании последних исследований Ф. Гонзалеса-Бонорино и Л. Агирр (Gonzalez-Bonorino, Aguirre, 1970) датируется как докаменно-угольный, вероятно, ранне- и среднепалеозойский.

Строение докембрийских толщ Андийского пояса быстро меняется по простиранию с севера на юг. На севере внешние структуры Андийского пояса граничат с кристаллическими образованиями архейского блока Мату-Гросу-Гояс (Grabert, 1963; Колотухина и др., 1968). В его пределах глубокометаморфизованные породы с резким угловым несогласием перекрываются неизмененными отложениями верхнего докембрия. В восточной Боливии, в районе Фортин-Мугум на архейских гнейсах практически горизонтально залегают аргиллиты, пестроцветные песчаники и доломиты позднего докембрия, мощность которых не превышает 900 *м* (Ahlfeld, Schneider-Scherbina, 1964). Подобные соотношения между архейскими и верхнедокембрийскими толщами известны и на западе Бразилии. Следовательно, блок Мату-Гросу-Гояс в позднем докембрии представлял собой устойчивую стабильную глыбу.

На юге, в пределах Уругвая и Аргентины, широко распространены докембрийские метаморфические образования. Они обнажаются вдоль побережья залива Ла-Плата, а также в центральных частях срединных массивов Патагонского и Десеадо. Во всех этих районах породы докембрия представлены гнейсами, магматитами и кристаллическими сланцами, которые прорваны гранитными интрузиями. По мнению ряда исследователей (Колотухина и др., 1968), окончательное завершение и образование стабильной складчатой структуры в этих регионах произошло в эпоху бразильской складчатости, т. е. в конце докембрия или в раннем кембрии. Другими словами, на юге континента пояс граничит с с районами, завершившими свое геосинклинальное развитие в конце докембрия. В пределах Патагонской складчатой области геосинклинальное осадконакопление, которое, вероятно, началось в глубоком докембрии, продолжалось и в течение раннего палеозоя.

Внешняя граница Андийского пояса в докембрии проходила, по-видимому, значительно восточнее современных гряд Анд. По данным бурения в холмах Ла-Монтанья в Перу и на западе равнин Бени — Чако в Боливии мезозойско-кайнозойские образования перекрывают зеленосланцевые образования позднего докембрия. Эти породы, в свою очередь, несогласно залегают на двуслюдяных гнейсах, мигматитах и кри-

сталлических сланцах, которые относятся к древнему докембрию. Среди метаморфических сланцев позднего докембрия преобладают филлитовые и хлоритовые разности, причем последние, вероятно, образовались по туфам основных эффузивов. Сланцы местами переслаиваются с прослоями измененных базальтов и андезитов. Южнее, в пределах Боливии, на восточном склоне Восточной Кордильеры, в составе позднего докембрия, который является самым нижним членом стратиграфического разреза, породы вулканического происхождения отсутствуют. Здесь эта толща сложена метаморфизованными песчаниками и филлитами (Ahlfeld, Branisa, 1960).

На юге восточной части Андийского пояса, в Восточных Кордильерах северо-западной Аргентины, породы верхнего докембрия представлены мелководными морскими образованиями (Turner, 1970). Здесь нижняя видимая часть разреза сложена слабо измененными серыми и зеленовато-серыми кварцитами и хорошо слоистыми филлитовыми сланцами. Местами по простиранию кварциты сменяются грубозернистыми красноватыми граувакками и ожелезненными песчаниками. В виде отдельных прослоев среди песчаников встречаются пачки известняков и доломитов, мощность которых достигает 300 *м*. Вся терригенная толща верхнего докембрия имеет четкослоистое строение, и на песчаниках встречаются следы волноприбойной ряби. Общая видимая мощность этих пород составляет 2000 *м*. Они прорваны небольшими по размерам телами гранитов и гранодиоритов, возраст которых датируется калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами в 530+20 млн. лет, т. е. как кембрийский. Но так как граниты перекрываются породами кембрия, то их по возрасту относят к самому концу докембрия.

В цепях Центральной и Западной Кордильер породы, возможно, позднедокембрийского возраста известны только в пределах Перу. Они представлены толщей серицитовых и хлоритовых сланцев, чередующихся с прослоями кварцитов. Эти породы отделены от вышележащей толщи отложений среднего палеозоя резким угловым несогласием. Не исключено, что среди метаморфических образований Западной Кордильеры Перу присутствуют и нижнепалеозойские отложения.

Суммируем кратко данные по строению докембрийских пород Андийского пояса. Эта тектоническая структура заложилась в позднем докембрии на краю континентальной глыбы Южно-Американской платформы. Почти повсеместно бразильский (позднедокембрийский) складчатый комплекс представлен осадками миогеосинклинального типа. Только вдоль крупных тектонических швов, ограничивающих на востоке Андийский трог, прослеживаются в разрезе пачки вулканогенных пород, излияние которых контролировалось, вероятно, этими разломами. В конце докембрия или в начале кембрия проявлением интенсивных складчатых процессов и внедрением интрузий гранитоидов окончательно завершилось образование бразилид. Породы кембрия и ордовика залегают на метаморфических сланцах докембрия с резким угловым несогласием.

Кембрий

В кембрийский период в пределах всего Андийского пояса продолжалось формирование осадочных толщ геосинклинального типа. Отложения этого возраста палеонтологически датированы только в пределах Восточной Кордильеры, вдоль восточного края геосинклинального пояса. Возможно, одновозрастными с ними является и часть сланцевого метаморфического комплекса Центральной Кордильеры и плато Пуна, не содержащая фаунистических остатков.

Разрез кембрийских отложений на восточном склоне Восточной Кордильеры севера Аргентины и юга Боливии был описан впервые в

1876 г. Кайзером; в последующие годы он изучался многими исследователями (Harrington, 1961 и др.). По данным Дж. Тарнера (Turner, 1970), здесь с резким угловым несогласием на метаморфических сланцах верхов докембрия залегают базальные конгломераты среднего кембрия. Они включают гальку позднедокембрийских кварцитов, а также гнейсов и других глубокометаморфизованных пород раннего докембрия. Конгломераты вверх по разрезу сменяются вначале кварцитами и песчаниками, а затем алевролитами, чередующимися с глинистыми сланцами. Мощность нижней части разреза составляет около 1000 *м*. На нижней части кембрийского разреза залегают красноцветные косослоистые песчаники и глинистые сланцы со следами волноприбойной ряби. Сланцы, в свою очередь, вначале перемежаются, а затем сменяются красноцветными алевролитами. Мощность пачки красноцветных пород также достигает не менее 1000 *м*. Венчают разрез кембрия северо-западной Аргентины белые кварцевые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Мощность этой части разреза непостоянна — на востоке Восточной Кордильеры она не превышает 400 *м*, а на западном склоне того же хребта она возрастает — до 3100 *м*. В этих районах суммарная мощность кембрия не менее 5000 *м*.

Такой же мелководный характер разреза кембрийских отложений сохраняется и в пределах плато Пуна, на территории Боливии. Приблизительно в 500 *км* к северу от выходов кембрия в западной Аргентине, в районе г. Тариха, образования верхнего кембрия слагают ядра антиклиналей и представлены толщей мелководных белых и пестроцветных кварцитов и сланцев, содержащих линзы и прослои эвапоритов. Видимая мощность кембрия здесь не превышает 500 *м* (Ahlfeld, 1970; Зонненберг, 1967).

Севернее, в пределах Андийских хребтов Перу, отложения кембрия не выделялись в самостоятельную толщу или формацию. Возможно, они входят в разрез метаморфических сланцев, возраст которых рассматривается обычно как позднедокембрийский — ранне-палеозойский. В других разрезах кембрийские образования, вероятно, описываются совместно с ордовикскими. Однако повсеместно они представлены мелководными песчано-сланцевыми отложениями, содержащими многочисленные прослои конгломератов. Этот характер кембрийских пород сохраняется в пределах всего Андийского пояса и был, по-видимому, обусловлен бразильскими орогенными и складчатыми процессами.

Ордовик

Ордовикские образования в разрезе палеозойских толщ Анд достигают наибольшей мощности. Они известны в ядрах крупных антиклинальных структур пояса в пределах Восточной и Западной Кордильер и плато Пуна. Фаунистически датированные породы ордовика отсутствуют только в Западной Кордильере Перу и Чили.

Отложения ордовика распространены восточнее Андийского пояса на западной окраине Южно-Американской платформы и в пределах Патагонской складчатой системы. Залегая в низах разреза платформенного чехла на востоке Перу и Боливии (Ahlfeld, Branisa, 1960), породы этого возраста представлены мелководными песчаниками и сланцами, содержащими прослои конгломератов и лигнитов. Их максимальная мощность здесь составляет не более 500 *м*.

К югу от Пампасского массива, в пределах западной части Патагонской складчатой системы в палеозойском геосинклинальном разрезе ордовик представлен песчано-сланцевой толщей, содержащей прослои известняков и конгломератов, общей мощностью до 8000 *м*. В этих породах собраны многочисленные граптолиты, брахиоподы и трилобиты Атлантической биогеографической провинции. В восточной части Пата-

гонской области эти породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и прорваны небольшими по размерам интрузиями граносиенитов и гранодиоритов, а также дайками и гипабиссальными телами кварцевых порфиров и дацит-порфиров, возраст которых датируется как позднеордовикский-раннесилурийский (Explicacion del mapa..., 1964).

В пределах Андийского пояса отложения ордовика повсеместно хорошо датированы и четко отделяются от подстилающих и перекрывающих их образований. Они представляют собой трансгрессивную осадочную серию, которая с перерывом, но без углового несогласия перекрывает породы кембрия и резко несогласно залегает на бразилидах. В Восточной Кордильере Перу в основании разреза этих пород залегает горизонт мелкогалечных конгломератов и кварцитов, который выше постепенно сменяется глинистыми и песчано-глинистыми сланцами. В сланцах встречаются граптолиты нижнего и среднего ордовика (А. А. Богданов, 1970). Изредка сланцы чередуются с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Мощность ордовика здесь достигает почти 5000 м.

Западнее, в Западной Кордильере Перу, граптолиты верхнего ордовика были встречены в черных глинистых сланцах, обнажающихся в ядрах антиклиналей. Их соотношения с метаморфическими породами низов разреза и с вышележащими девонскими образованиями еще остаются неясными (Megard, 1967). По своему характеру они мало отличаются от одновозрастных сланцев на востоке этой страны.

Наиболее широко ордовикские отложения распространены в пределах плато Пуна, в Боливии. Образования этого возраста известны как на востоке плато Пуна и в Восточной Кордильере, так и в центральной части этого плато (Ahlfeld, Branisa, 1960; Ahlfeld, 1970). В восточных разрезах породы ордовика слагают низы геосинклинального комплекса, и их контакт с подстилающими толщами не обнажен. Нижняя половина этого комплекса представлена преимущественно песчано-глинистыми сланцами и алевролитами, содержащими многочисленные граптолиты, древнейшими из которых являются тремадокские. Постепенно вверх по разрезу возрастает роль прослоев песчаников, и верхний ордовик здесь представлен аркозовыми песчаниками и кварцитами. Видимая мощность всей толщи достигает около 7000 *м*.

Западнее, в центральной части плато Пуна, породы ордовика согласно залегают на кембрийских образованиях. Здесь в их основании наблюдаются средне-, мелкозернистые песчаники и алевролиты, которые выше сменяются черными глинистыми сланцами, содержащими обильные граптолиты. Интересно отметить, что в этих более западных разрезах заметно уменьшается количество прослоев песчаников. Только среди карадокских сланцев имеются горизонты алевролитов. Общая мощность песчано-сланцевой толщи ордовика здесь достигает 8000—10 000 *м*. По простиранию эти отложения прослеживаются в пределы западной Аргентины.

В северо-западной Аргентине опорный разрез ордовикских отложений был изучен в горах Восточной Кордильеры (Turner, 1970). В основании этого комплекса залегают породы нижнего ордовика, которые представлены конгломератами и песчаниками, постепенно вверх по разрезу сменяющимися глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков. Они с угловым несогласием перекрывают метаморфизованные толщи бразильского складчатого комплекса и трансгрессивно залегают на породах кембрия. По направлению на запад разрез нижнего ордовика заметно меняется — конгломераты и песчаники постепенно фациально замещаются глинистыми сланцами и алевролитами. В этом же направлении возрастает и мощность разреза: если на востоке у границы с платформой мощность нижнего ордовика составляет около 1500 *м*, то на западном склоне Восточной Кордильеры она возрастает до 2300 *м*.

Породы среднего ордовика в этих разрезах представлены мелководной терригенной толщей. Она сложена чередующимися между собой серовато-зелеными тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами. В этих породах встречаются многочисленные граптолиты. На востоке Анд среди сланцев имеются прослои массивных песчаников, которые по направлению на запад выклиниваются, и на границе с Чили в разрезе преобладают сланцевые фации. Мощность среднего ордовика равна 2250 *м*.

Разрез верхнеордовикских образований литологически сходен со среднеордовикским. Пожалуй, он отличается только тем, что в нем встречаются еще более мелководные отложения со следами волно-прибойной ряби. Вероятно, эти его черты обусловлены таконскими орогеническими движениями, которые проявились в Патагонии в конце ордовика или в раннем силуре. Мощность верхнего ордовика на северо-востоке Аргентины составляет около 3000 *м*. Общая суммарная мощность песчано-сланцевого комплекса ордовика в этом районе достигает 7000—7500 *м*. Западнее, в сопредельных районах Чили, ордовикские образования не установлены.

Таким образом, в пределах Андийского пояса отложения ордовика повсеместно представлены тонкообломочными терригенными образованиями, трансгрессивно залегающими на более древних породах. По направлению на запад, т. е. при удалении от платформенных областей, которые, скорее всего, служили источником сноса обломочного материала, уменьшается количество песчанистых прослоев, и они замещаются глинистыми сланцами. В этом же направлении увеличивается и общая мощность разреза этих отложений. Во многих районах ордовик согласно перекрывается породами силура.

Силур

Породы силура были установлены в центральной и восточной частях Андийского пояса. Они выделяются в пределах плато Пуна в Боливии и в Восточной Кордильере Аргентины. Весьма возможно, что они распространены и на территории Перу. Отложения силура были изучены менее детально, чем подстилающие их ордовикские образования. К востоку от Анд, в пределах западной половины Южно-Американской платформы, породы силурийского возраста не установлены и, видимо, отсутствуют. Здесь в чехле платформы ордовикские песчаники непосредственно перекрываются песчаниками и сланцами девона.

К юго-востоку от Андийского пояса, в сопредельной с ним Патагонской складчатой области, известны только верхнесилурийские образования, которые с угловым несогласием залегают на сланцах верхнего ордовика. Их мощность достигает 1500 *м*. Главным образом в восточных районах Аргентины и на Фолклендских островах они подверглись интенсивному метаморфизму и сложно дислоцированы (Adie, 1952; Frakes, Crowell, 1967).

На севере Андийского пояса, в пределах Перу, образования, которые, возможно, относятся к силуру, обнажаются только в пределах Восточной Кордильеры. Здесь, в сланцевой толще нижнего и среднего палеозоя, нижняя часть которой датируется по граптолитам как ранний и средний ордовик, а верхняя, по брахиоподам — средним девоном, имеется пачка черных сланцев и песчаников. Она залегает между ордовикскими и девонскими отложениями и достигает по мощности приблизительно 2000 *м*. Некоторые исследователи (Эйм, Эрреро, 1967) относят эти породы к нижнему девону, считая, что в Перу, так же как и на юге Центрально-Американского региона, породы силурийского возраста отсутствуют. Однако в Восточной Кордильере Перу нет резких отличий по характеру метаморфизма между отложениями ордовика и девона.

Нет между ними и резкого углового несогласия, которое наблюдается во многих районах к северу от этой территории. Поэтому правильнее предположить, на наш взгляд, что эта сланцевая толща является силурийской по возрасту, тем более, что литологически она сходна с силурийскими образованиями плато Пуна в Боливии, которые обнажаются южнее на простирании этих структур.

В восточной Кордильере Боливии и на восточном склоне плато Пуна в основании разреза силура, непосредственно на породах ордовика залегает горизонт крупногалечных и валунных конгломератов, который многими исследователями рассматривается как флювиогляциальные и тиллитоподобные образования (Зонненберг, 1967 и др.). Выше по разрезу конгломераты вначале сменяются аркозовыми песчаниками, а затем — глинистыми сланцами, содержащими многочисленную фауну. Мощность силура в Восточной Кордильере около 1500 *м*.

По направлению на запад от долготы городов Ла-Паса и Оруро разрез силурийских образований постепенно фациально меняется. В центральной части плато Пуна постепенно сокращается количество песчаников и конгломератов, а преобладают глинистые сланцы и алевролиты, среди которых имеются редкие прослои кварцитов. Они также согласно залегают на граптолитовых сланцах ордовика. В этом же направлении мощность силурийских пород возрастает до 2000 *м* (Ahlfeld, 1970). На юге Боливии, в пределах Пампасского массива, отложения силура неизвестны, но они широко распространены к западу от него, откуда по простиранию прослеживаются на юг в северо-западную Аргентину.

В горных цепях Центральной и Восточной Кордильер силурийские образования с перерывом и конгломератами в основании залегают на ордовикских породах. Перерыв в осадконакоплении отвечает, вероятно, раннему силуру (Turner, 1970; Эрреро-Дюклу, 1967). В основании верхнесилурийских отложений здесь залегает 30-метровый горизонт конгломератов, содержащий гальку кварцитов. Выше они постепенно сменяются песчаниками, которые чередуются с алевролитами и глинистыми сланцами. Вся эта толща характеризуется однообразным составом, причем, почти повсеместно в породах наблюдаются признаки мелководности условий их образования. В песчаниках и сланцах встречаются многочисленные брахиоподы, трилобиты и тентакулиды. Общая мощность на западе Аргентины достигает 1600 *м*.

На западе Андийского пояса, в Западной Кордильере Перу и Чили, породы силура не установлены. Возможно, что так же как и ордовикские образования, они входят в комплекс метаморфических сланцев, обнажающийся в ядрах ряда антиклинальных структур этой части пояса.

Метаморфические образования Западной Кордильеры

Интенсивно измененные породы допозднепалеозойского возраста на западе Анд неоднократно описывались в геологической литературе. В большинстве исследований, опубликованных в предыдущие годы, метаморфический комплекс береговых хребтов описывался как докембрий. Этой точки зрения придерживались в своих работах Г. Герт (1959), В. Цейль (Zeil, 1964, 1966) и др. Ф. Мегар (Megard, 1967), рассматривая этот комплекс, подразделил его на две части: нижнюю, сложенную глубокометаморфизованными породами (парагнейсами и кристаллическими сланцами), и верхнюю, менее измененную — хлоритовых и серицитовых сланцев. Нижнюю часть метаморфического комплекса он отнес к докембрию и условно к низам палеозоя, а верхнюю — к ордовику-силуру.

В Чили были проведены специальные исследования, чтобы установить тип метаморфизма пород и их возраст. Комплекс этих пород рас-

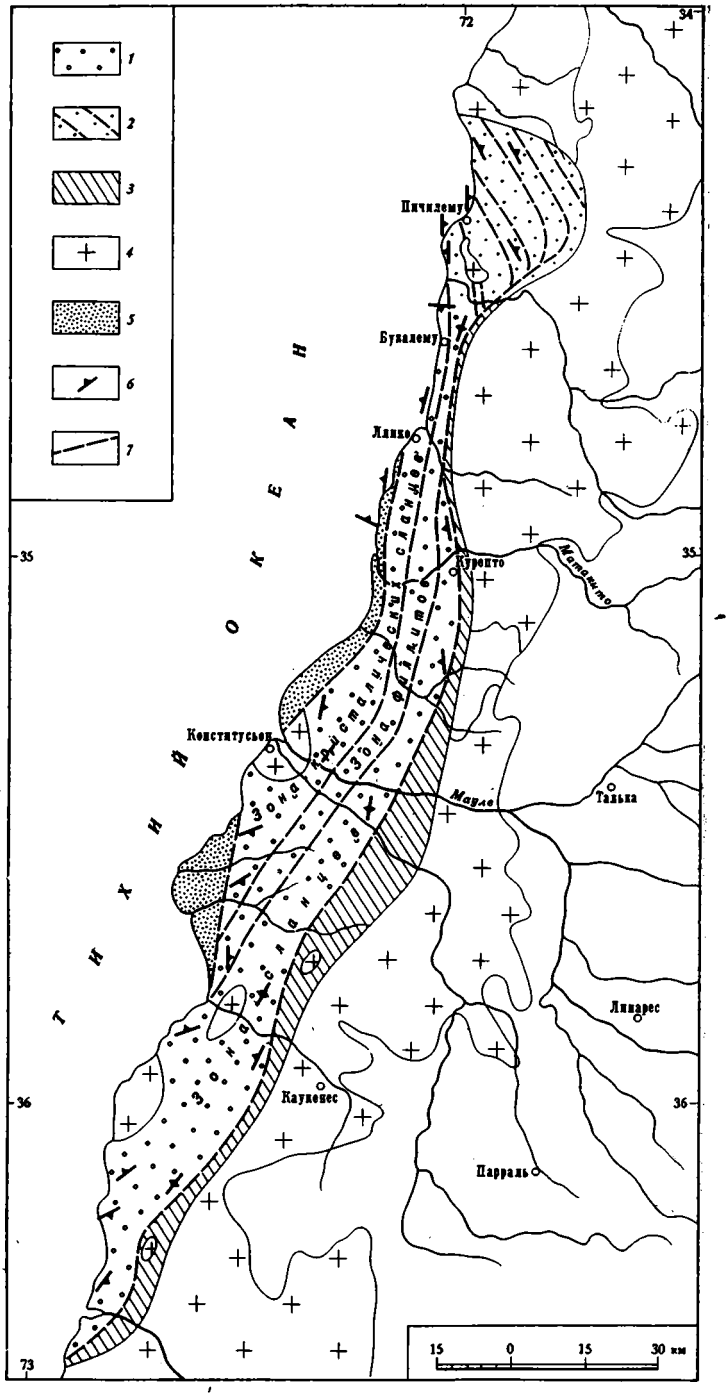


Рис. 40. Распространение метаморфических фаций «кристаллического основания» в Западной Кордильере (Центральная часть Чили), по Ф. Гонзалес-Бонорино и Л. Агирр (Gonzales-Bonorino, Aguirre, 1970)

Метаморфические серии: *1* — западная (Курепто), *2* — северная (Пичилему), *3* — восточная (Ньравило); *4* — гранитные батолиты и штоки; *5* — кайнозойские прибрежные отложения; *6* — простирание и падение плоскости S_1; *7* — границы метаморфических зон

пространен главным образом вдоль западного побережья континента (Garter, Aguirre, 1965; Cecioni, Carcia, 1960), а на юге — между мезозойско-кайнозойскими и верхнепалеозойскими образованиями. Метаморфические толщи прорваны интрузиями гранитов и гранодиоритов, древнейшие из которых имеют палеозойский возраст, а также включают небольшие по размерам тела ультраосновного и основного состава.

Среди метаморфических образований, по данным Ф. Гонзелеса-Бонорино и Л. Агирра (Conzalez-Bonorino, Aguirre, 1970), выделяются три фации пород (рис. 40). Первая представлена наименее измененными отложениями — хлоритовыми и пумпеллиитовыми сланцами, которые образовались при низких температурах и высоких давлениях (серия Курепто, фация зеленых сланцев). Вторая образована значительно более измененными породами — кристаллическими сланцами, амфиболитами и гранулитами (серия Пичелему). И, наконец, третья (серия Ниривило) включает породы, метаморфизованные в контактах с палеозойскими гранитами. По мнению этих авторов, основным, первичным метаморфизмом образований Береговых хребтов, был метаморфизм высоких давлений и низких температур, на который в последующие этапы геологической истории наложились высокотемпературные изменения, приведшие к образованию плагиогнейсов и кристаллических сланцев.

В связи с этим особый интерес вызывают определения абсолютного возраста гранитоидов, которые рвут метаморфический комплекс. В северной и центральной части Чили возраст древнейших гранитов был датирован в 450±45 и 373±40 млн. лет, т. е. как ордовикский — силурийский (Ruiz a. o., 1965). Также ордовиком Ф. Мегар датирует время внедрения гранитов, прорывающих кристаллические сланцы Западной Кордильеры Перу. Возраст небольших по своим размерам тел гранитоидов, которые интрудируют метаморфический комплекс Чили, определяется в 265±30 млн. лет, а самых молодых из них — в 219±10 млн. лет. Ф. Руис и другие считают, что они внедрились в позднепалеозойское время.

Особое место занимает датировка времени изменения кристаллических пород Западной Кордильеры. В восточной части Чили возраст метаморфизма сланцев определяется рубидий-стронциевым методом в 403 и 365 млн. лет, а на западе, в береговых хребтах,— в 342±5 млн. лет. Следует отметить, что данные, полученные калий-аргоновым методом на востоке Чили, равняются 263 и 251 млн. лет, а на западе страны — 288 и 245 млн. лет, т. е. они соответствуют значительно более молодой эпохе и совпадают с определениями возраста позднепалеозойских гранитоидов. Скорее всего, эти данные возраста метаморфизма определяются дополнительным прогревом, который произошел при внедрении гранитов позднего палеозоя.

Таким образом, метаморфические сланцы Западной Кордильеры, Чили и Перу включают додевонские образования, главным образом, раннепалеозойские. В настоящее время отсутствуют какие-либо материалы, указывающие на наличие среди них докембрийских толщ.

Девон

Среди палеозойских отложений породы девонского возраста наиболее распространены в пределах Андийского пояса. Они были установлены как на востоке, в пограничной зоне с платформой, так и в береговых хребтах.

Отложения девона известны на обширной территории Южной Америки. Они входят в состав платформенного чехла на западе Южно-Американской платформы и представлены мощной толщей геосинклинальных образований в пределах Патагонской складчатой области.

Здесь на юге континента в середине разреза пород этого возраста прослеживается перерыв и значительное угловое несогласие. Низы девона входят в состав геосинклинального комплекса и представлены мощной сланцевой толщей. Верхи его (начиная с верхней части среднего девона) сложены грубозернистой молассой и образуют основание орогенного яруса. Эпоха складчатости, после которой закончилось геосинклинальное развитие патагонид, по времени совпадает с акадской или, возможно, с каледонской орогенией, получившей широкое развитие вдоль восточного побережья Северной Америки.

В пределах Андийского пояса отложения девона согласно залегают на песчаниках и сланцах силура, за исключением территории Перу, где взаимоотношения пород этих комплексов остаются неясными. В этой стране, как уже говорилось выше, неизвестны фаунистически датированные породы силурийской системы. Однако здесь, как и в более южных районах, среди образований нижнего девона неизвестны прослои конгломератов и грубообломочных отложений. На востоке Андийского пояса Перу в пределах Восточной Кордильеры в нижней половине разреза девона преобладают черные глинистые и песчано-глинистые сланцы, которые переслаиваются с алевролитами и песчаниками. Постепенно, вверх по разрезу количество прослоев песчаников уменьшается. В этой части пояса не установлены отложения верхнего девона.

Южнее, на территории Боливии, в восточных отрогах Анд и на плато Пуна обнажается полный разрез образований девона. Они с постепенным переходом сменяют глинистые сланцы и песчаники верхнего силура. Толща пород раннедевонского возраста представлена однообразным чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. По направлению к Пампасскому массиву происходит фациальное замещение глинистых сланцев песчаниками, местами ожелезненными. Максимальная мощность нижнего девона в пределах плато Пуна достигает 2000 *м*. Породы среднего девона в этих же разрезах представлены преимущественно тонкозернистыми песчано-глинистыми образованиями с многочисленной морской фауной. В верхнедевонской толще снизу вверх по разрезу происходит смена морских песчаников и алевролитов континентальными терригенными породами с косой слоистостью, со следами волноприбойной ряби и с отпечатками растительных остатков. Общая мощность девона в этой части пояса около 5000 *м*.

По направлению на восток, в сторону платформы, мощность девонских отложений быстро сокращается до нескольких сотен метров. В западном направлении, у границы с Перу и Чили, девонские образования представлены главным образом глинистыми сланцами и алевролитами, среди которых имеются редкие прослои известняков.

Южнее плато Пуна, в Восточной Кордильере Аргентины, на востоке Андийского пояса в разрезе девона преобладают мелководные морские отложения. Здесь породы нижнего девона представлены ожелезненными песчаниками, переслаивающимися с глинистыми сланцами, которые согласно залегают на породах силура (Padvula a. o., 1967). Среди них иногда встречаются грубозернистые песчаники. Постепенно вверх по разрезу желтовато-зеленые песчаники замещают глинистые прослои, и в кровле толщи преобладают косослоистые разности со следами волноприбойной ряби. Мощность девона в этих районах составляет приблизительно 800 *м*.

В пределах Западной Кордильеры Перу и Чили разрез девонских отложений сложен более глубоководными образованиями, имеющими сходство с флишем. На юге Перу, в пределах поднятия Писко-Наска, они представлены нижнедевонской сланцевой серией Кокачакра (Megard, 1967). Видимая мощность ее достигает приблизительно 3000 *м*.

На юге Чили и вдоль западной границы Аргентины в ядрах антиклинальных поднятий обнажается монотонная толща ритмично-чередующих-

ся между собой глинистых сланцев, алевролитов, граувакк и мелкогалечных конгломератов. В. Волкеймер (Volkeimer, 1970) сравнивает ее с флишем. Она прослеживается на юг, почти до о. Огненная Земля. Видимая мощность этих пород не менее 2000 *м*. Эти отложения рассматриваются как девонские, потому что они в ряде мест прорываются телами тоналитов, радиометрические, определения возраста которых рубидий-стронциевым методом равняются 345±16,5 млн. лет (Dessanti, Caminos, 1967).

Таким образом, девонские отложения Андийского пояса представлены в основном морскими терригенными образованиями. На востоке его в верхней части разреза происходит постепенная смена мелководных морских пород прибрежными и континентальными отложениями. В западной части пояса, вероятно, возрастает общая мощность разреза пород этого возраста. Одновременно в этом же направлении они фациально замещаются тонкообломочными образованиями комплекса, сходного с флишем. Литологически породы девона резко отличаются от вышележащих отложений каменноугольной системы.

Карбон

Отложения карбона Южной Америки широко известны как образования ледникового типа, покрывающие обширные пространства материков южного полушария. В пределах Южно-Американской платформы они представлены континентальными породами, мощность которых в синеклизе Чако-Парана достигает нескольких километров (Pimienta, 1958; Barbosa, 1952).

В патагонской складчатой области породы карбона представлены морскими ледниковыми толщами, залегающими в средней части разреза орогенного яруса (Эрреро-Дюклу, 1967). По-видимому, в этот геологический период стабильные континентальные условия сохранялись на территориях массивов Десеадо, Патагонском и Пампасском, и в их пределах отложения карбона либо отсутствовали, либо были маломощны и в последующем оказались размытыми.

В пределах Андийского пояса в течение всего каменноугольного периода накапливались образования геосинклинального ряда. Однако характер этих пород в восточной и западной частях резко отличался. Кроме того, по простиранию пояса с севера на юг от территории Перу до северной Аргентины строение разрезов карбона, особенно в восточной части пояса, также испытывало существенные изменения.

В Восточной Кордильере Перу отложения каменноугольной системы с угловым несогласием залегают на сланцевых толщах девона (рис. 41). В основании карбона прослеживается горизонт конгломератов, который выше по разрезу сменяется песчаниками и аргиллитами группы Амбо, содержащими отпечатки флоры (Newell a. o., 1949). Мощность отложений этой группы увеличивается с востока на запад от 500—800 до 1000 *м*. Верхняя половина разреза карбона на востоке Анд (Перу) сложена морскими образованиями серии Тарма, представленными ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В кровле этой флишоидной толщи встречаются прослои и линзы известняков. Мощность серии непостоянна и резко возрастает по направлению на запад от 300—600 до 2000 *м*. Суммарная мощность карбона в Восточной Кордильере Перу достигает максимально 3000 *м*.

По простиранию на юг, в пределах плато Пуна (Боливия), разрез карбона образован морскими и континентальными отложениями. Морские осадки в этот период накапливались главным образом в северо-западной части Боливии, от района оз. Титикака до широты оз. Поопо, а континентальные преобладали на востоке и юге, протягиваясь узкой полосой вдоль границ Андийского пояса с платформой и с Пампасским

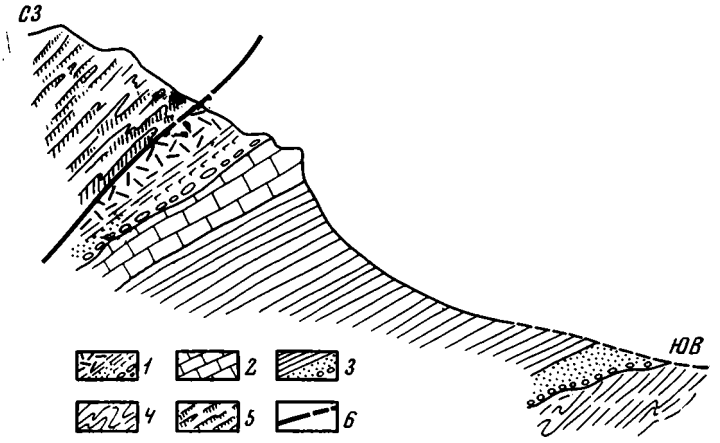


Рис. 41. Схематический разрез палеозоя в районе горы Тарма в Восточной Кордильере, по А. А. Богданову (1970)

1 — верхнепермские красноцветные глины, песчаники, конгломераты и андезиты; *2* — каменноугольные известняки; *3* — пенсильванская флишоидная свита (формация Тарма); *4* — девонская сланцевая свита; *5* — нижнепалеозойская (?) серия серицитовых сланцев; *6* — надвиг

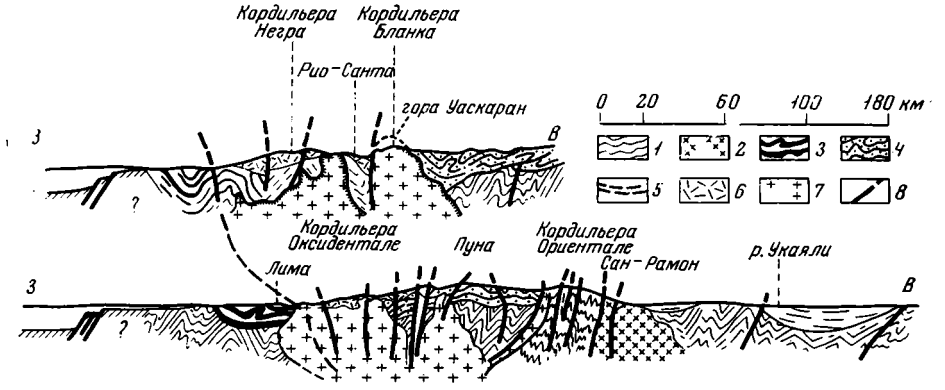


Рис. 42. Геологические разрезы через Перуанские Анды, по А. А. Богданову (1970) с использованием данных Ф. Мергара и Дж. Вильсона

1 — докембрий и палеозой складчатого фундамента; *2* — палеозойские гранитоиды; *3* — юрско-нижнемеловой эвгеосинклинальный комплекс; *4* — мезозойский эвгеосинклинальный комплекс; *5* — мезозойские и кайнозойские толщи предгорных впадин; *6* — вулканогенные палеоген-неогеновые толщи; *7* — позднемеловые (?) — палеогеновые гранитоиды Прибрежного батолита; *8* — разломы

массивом. Между этими районами прослеживается полоса переслаивания морских и континентальных отложений карбона.

В восточной Боливии с перерывом и небольшим угловым несогласием каменноугольные отложения перекрывают сланцы девона. В их основании залегает горизонт тиллитов, выше сменяющихся песчано-глинистыми континентальными и морскими осадками. В средней и верхней частях толщи известны еще два горизонта грубообломочных ледниковых образований. Мощность пород карбона здесь достигает 1500 — 1800 *м*. В центральной части плато Пуна по своему вещественному составу разрез одновозрастных пород не претерпевает заметных изменений. Однако здесь возрастает количество прослоев морских терригенных осадков. Мощность отложений в районе оз. Поопо около 1200 *м*.

На юге восточной части пояса, в предгорьях Кордильер северо-западной Аргентины, мощность разреза каменноугольной системы сокра-

щается до 500—700 *м*. В основании его прослеживается горизонт косослоистых континентальных песчаников, чередующихся с образованиями ледникового типа. Выше они сменяются морскими глинистыми сланцами, мергелями и песчаниками. Верхи карбона сложены тиллитами и континентальными пестроцветными песчаниками (Furgue, 1958). Вся эта толща с несогласием залегает на косослоистых песчаниках верхнего девона, но простирания структур и характер складчатых дислокаций в этих двух толщах не имеют резких отличий.

В западной части Андийского пояса отложения карбона представлены только морскими образованиями. Здесь несогласие в основании каменноугольной системы было установлено только в отдельных районах на севере Чили, и оно прослеживается лишь в ограниченном по площади районе на границе между Перу и Чили.

Таким образом, разрез карбона в Андийском поясе существенно меняется по направлению с востока на запад. В этом направлении происходит смена континентальных осадков морскими и одновременно возрастает их мощность. В западных частях пояса увеличивается степень метаморфизма и усложняется характер дислокации. Следует также напомнить, что на западе Анд расположено много гранитных интрузий, возраст которых датируется как каменноугольный (рис. 42). Вопросы датировки их возраста уже разбирались при описании метаморфических образований пояса.

Пермь

Разрез пермских отложений Андийского пояса повсеместно в его пределах делится на две части — нижнюю, представленную геосинклинальными образованиями, и верхнюю, сложенную молассами и орогенными вулканическими покровами. Строение пермских толщ Анд было подробно описано Н. Ньювеллом и др. (Newell a. o., 1949), Дж. Харрисоном (Harrison, 1956) и многими другими исследователями. Они специально изучались геологами нефтяных компаний при поисках нефти в верхней половине пермского комплекса, включающей мощные горизонты соли и эвапоритов.

В пределах Южно-Американской платформы образования перми представлены континентальными песчаниками и сланцами, содержащими прослои тиллитов. Наибольшей мощности эти отложения достигают в пределах синеклизы Чако-Парана, где их наблюдается не менее 1500 *м*.

На юге континента, в Патагонской складчатой области Аргентины, породы перми входят в состав разреза орогенного комплекса. Они представлены косослоистыми песчаниками с редкими прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев, содержащих отпечатки растений. Мощность этих пород невелика и изменяется от 300 до 500 *м*. Таким образом, в перми, как и в карбоне, к востоку от Андийского пояса не происходило накопления осадков геосинклинального типа.

В пределах пояса мощная толща пород раннепермского возраста распространена в Восточной и Западной Кордильере Перу, на западе плато Пуна и, наконец, в пределах береговых хребтов. Нижнепермские образования в Восточной Кордильере Перу представлены толщей органогенных известняков, которые согласно, с постепенным переходом сменяют породы каменноугольного возраста. Фациально эта толща очень устойчива, хотя мощность ее неоднократно меняется от 1800—2000 *м* на севере до 300—600 *м* у границы с Боливией. В пределах этой страны, на северо-западе плато Пуна, подобная толща карбонатных пород перми также согласно залегает на сланцах и известняках карбона, а ее мощность здесь составляет около 700 *м*.

Южнее, по простиранию восточной части Андийского пояса морские осадки постепенно сменяются континентальными и мелководными образованиями. На п-ове Копакобана разрез нижней перми сложен черными

сланцами с линзовидными прослоями углей. Глинистые сланцы чередуются с косослоистыми кварцевыми песчаниками, содержащими остатки флоры, и линзами известняков с морской фауной. Мощность этих пород колеблется от 80 до 500 *м* (Альфельд, 1959). На северо-западе Аргентины, в субандийских хребтах, в основании разреза перми прослеживается горизонт тиллитов с прослоями песчаников и ленточных сланцев. Выше их залегают светло-серые известковистые песчаники, чередующиеся с пестроцветными сланцами (Харрингтон, 1959). Общая мощность этих отложений составляет около 1000 *м*.

На западе Андийского пояса, в Западных и Береговых Кордильерах Перу и Чили, нижнепермские морские отложения выступают на поверхность только в тектонических блоках и ядрах антиклиналей. В основном они образуют песчано-сланцевую толщу, среди которой встречаются линзы известняков, содержащих фузулиниды нижней перми. Мощность их достигает нескольких сотен метров.

Таким образом, нижнепермские отложения в Андийском поясе испытывают существенные изменения по направлению с востока на запад. Если в его восточной части они представлены исключительно прибрежными и континентальными осадками, то в западной их разрез сложен морскими, хотя тоже весьма мелководными, шельфовыми образованиями. Между ними и подстилающим комплексом миогеосинклинальных пород карбона нет резких структурных угловых несогласий.

В отличие от нижнепермских верхнепермские отложения повсеместно резко несогласно залегают на всех более древних образованиях. В пределах Перу эта толща выделяется в группу Миту (Newell, a. o., 1949). Она сложена валунными и мелкогалечными красноцветными конгломератами, сменяющимися косослоистыми песчаниками, алевролитами, мергелями. Верхняя часть толщи представлена лавами и туфами андезитов и риолитов. В южной части страны и на севере Боливии красноцветы чередуются с гипсоносными и соленосными породами, образующими в районе оз. Хунин диапировые купола. По своему типу и составу породы группы Миту относятся к типичным орогенным молассам. Их мощность колеблется от 1000 до 4000 *м*. Подобная молассовая формация известна и на территории Боливии, где она сложена красноцветами и конгломератами групп Окита и Беу (Альфельд, 1959), мощность которых достигает 2000 *м*.

Литологически сходны с ними верхнепермские образования Чили и Аргентины. Повсеместно здесь они представлены красноцветами и грубозернистыми песчаниками, содержащими растительные остатки. В верхах разреза песчаники чередуются с риолитами и их туфами, возраст которых определен калий-аргоновым методом в 269±13,5 млн. лет (Volkeimer, 1970). Весьма типичным для этих районов является то, что интрузии, датирующиеся как позднепалеозойские, прорывают все нижележащие породы палеозоя и перекрываются этими красноцветами. Последние включают гальку палеозойских магматических пород. Выше верхнепермских моласс на всем протяжении Андийского пояса залегают песчаники и кислые эффузивы триаса, образующие вместе с ними орогенный структурный ярус.

Итак, в середине пермского периода в пределах пояса проявились складкообразующие движения аппалачской, или варисцийской, складчатости, которые привели к замыканию геосинклинального режима. В последующее позднепермское и триасовое время формировалась молассовая формация. Следует отметить, что возобновление геосинклинального режима в мезозое и кайнозое произошло не на всей территории Анд. Значительная часть их, как, например, складчатая область Пуна, полностью стабилизировалась и вместе с платформой была жесткой консолидированной структурой.

* * *

Выше разобраны характер и мощности разрезов палеозойских толщ Андийского пояса. Несомненно, что в этом образе использованы не все данные, так как часть из них еще не опубликована, а часть приведена в изданиях отдельных обществ или университетов, мало известных за пределами стран Южной Америки. Тем не менее даже уже изложенные общие сведения по строению образований палеозоя несомненно позволяют сделать общие выводы по истории палеозойского тектонического развития этого складчатого пояса.

Заложение геосинклинальных структур собственно Андийского пояса произошло, по-видимому, в позднем докембрии. Вероятно, повсюду в пределах современного континента формирование и развитие позднекембрийской геосинклинали Анд происходило на коре континентального типа, так как породы верхнего докембрия во всех раойнах представлены мелководными шельфовыми осадками, залегающими несогласно на гранитизированном цоколе среднего и раннего докембрия. Скорее всего, эти же породы гранитизированного фундамента залегают и под палеозойскими и позднедокембрийскими отложениями в пределах береговых хребтов, так как здесь широко развиты граниты раннего палеозоя, для образования которых было бы недостаточно мощности пород, накопившихся здесь к раннему палеозою. Характерно, что в пределах Андийского пояса получила полное выражение бразильская (позднедокембрийская — раннепалеозойская) складчатость. Она подтверждается наличием резкого углового, а местами и структурного несогласия между палеозойским комплексом и бразилидами, развитием досреднекембрийских гранитоидов и более интенсивным метаморфизмом верхнедокембрийских пород. Напомним, что эта складчатость не проявилась в Кордильерском поясе Северной Америки, но четко установлена на востоке Австралии.

На протяжении всей палеозойской геосинклинальной истории в пределах современного Андийского пояса происходило накопление осадков миогеосинклинального типа. Формационно вся толща пород палеозоя от кембрия до нижней перми включительно имеет много сходства. Она сложена песчано-сланцевыми отложениями, фациально меняющимися для отдельных геологических периодов (девон, карбон, пермь) от мелководных на западе до континентальных на востоке. Легко проследить, что снос обломочного материала шел главным образом с востока. Здесь в палеозое подвергались размыву выступы докембрийского фундамента платформы, поэтому в палеозойском разрезе миогеосинклинали Анд преобладает аркозовый материал. Судя по количеству прослоев грубообломочных пород на востоке пояса, источники сноса располагались недалеко от его границы.

Амплитуда опускания миогеосинклинального трога Андийского пояса в течение палеозоя была весьма значительной, потому что в его пределах накопилась толща осадков, мощность которой достигает 20 000 *м*. Если в западной части миогеосинклинального прогиба Анд накопление осадочных толщ в палеозое, вплоть до верхней перми, было непрерывным, то на востоке пояса орогенные и складчатые процессы, происходившие в пределах Патагонской складчатой области, приводили к воздыманию восточного края трога и кратковременным перерывам в процессе седиментации.

Андийский пояс представляет собой своего рода уникальную складчатую область среди палеозойских структур обрамления Тихого океана: в его пределах полное выражение получили прогибы с миогеосинклинальным типом развития и отсутствуют эвгеосинклинальные. Поэтому, естественно, возникает вопрос: были ли в палеозое к западу от миогеосинклинали эвгеосинклинальные троги? При анализе строения палео-

зойской миогеосинклинали Анд ряд косвенных признаков позволяет предполагать наличие подобных трогов. Действительно, по направлению с востока на запад, вкрест простирания пояса, возрастает мощность палеозойских отложений и увеличиваются глубины их накопления. В этом же направлении возрастает количество интрузивных пород палеозойского возраста. Отдельные штоки и небольшие тела позднепалеозойских гранитов известны в Западной Кордильере, но их на порядок больше в береговых хребтах. В пределах береговых горных цепей Перу и Чили внедрение гранитоидов происходило по крайней мере начиная с ордовика вплоть до позднепермской эпохи. В этих же районах миогеосинклинальные отложения палеозоя подверглись метаморфизму как низкотемпературному, так и высокотемпературному. Кроме того, в разрезе девонского флиша береговых хребтов Чили встречаются прослои граувакк, которые, вероятно, образовались за счет размыва эффузивов основного состава. Вулканические же породы палеозоя нигде не были установлены в пределах Анд, поэтому можно полагать, что область сноса вулканогенного обломочного материала располагалась западнее современного континента.

К западу от Андийского пояса ширина континентального склона между береговой линией и бортом Перуанско-Чилийского желоба максимально достигает 200 *км* между 8 и 12° ю. ш., а обычно она не превышает 100 *км*. Структура желоба прослеживается от мыса Париньяс до архипелага Чонос, т. е. только вдоль той части Анд, которые рассматриваются в этой главе. В пределах континентального склона, по данным Д. Хейса (Hayes, 1966), Д. Шолла и др. (Scholl a. o., 1970), широко развиты метаморфические образования, причем от широты г. Лима до широты г. Писко край желоба сечет простирания палеозойских структур под острым углом, а южнее они простираются параллельно друг другу. Так как в районе г. Писко желоб граничит со структурами миогеосинклинали, не известным в чилийских береговых хребтах, то вполне вероятно, что они слагают континентальный склон у берегов Чили. Поэтому можно предположить, что зона распространения палеозойских эвгеосинклинальных образований в Андийском поясе не обнажается в пределах океанического шельфа.

В пределах Перуанско-Чилийского желоба и к западу от него, в Перуанской и Чилийской котловинах Тихого океана, земная кора имеет типично океаническое строение. В котловинах мощность коры обычно достигает 10—12 *км*, причем она образована главным образом «базальтовым» слоем (до 8—10 *км*), а мощность осадочных пород не превышает 2 *км*. В пределах желоба, по данным Д. Хейса, океаническая кора утоняется до 2—6 *км* за счет сокращения мощности «базальтового» слоя. К востоку от желоба, в пределах окраины континента и под Андийским поясом земная кора имеет континентальное строение. «Гранитно-метаморфический» слой, выклинивающийся у восточного борта желоба, быстро увеличивается в мощности по направлению на восток, достигая 30 *км* уже в 70 *км* от желоба. Приблизительно на этом же расстоянии от границы области распространения коры океанического типа мощность «базальтового» слоя возрастает от 10 до 40 *км*. Таким образом, под Андами общая мощность коры превышает 70 *км* и является аномально увеличенной по сравнению с другими складчатыми областями Тихоокеанского обрамления.

Для сравнения укажем, что мощность коры в Восточной Австралии и в Береговых хребтах Калифорнии составляет не более 40—45 *км*, а ее «базальтового» слоя — до 15—20 *км*.

Исчезновение западной, эвгеосинклинальной части Андийского пояса объяснялось в ряде специальных исследований (Miller, 1970; Scholl a. o., 1970; А. А. Богданов, 1970). В целом оно сводится к двум разным точкам зрения.

Согласно одной из них, после образования складчатой структуры Анд, т. е. в кайнозойскую эру, крупные массивы континентальной коры, ранее занимавшие пространство к востоку от Восточно-Тихоокеанского хребта, были поглощены подъемом мантии и «базальтового» слоя и полностью переработаны в пределах океанического желоба. Наиболее полно эта точка зрения была изложена в работе В. В. Белоусова (1968). Г. Миллер высказал также предположение, что эта часть геосинклинального пояса вначале была разбита на блоки, а затем подверглась океанизации по частям.

Вторая точка зрения, сторонниками которой являются ученые, работавшие над теорией расширения океанического дна, сводится к тому, что часть Андийского пояса была поддвинута вместе с океанической корой под континент Южной Америки в послепермское время. По мнению автора, эта гипотеза дает возможность объяснить не только исчезновение палеозойской эвгеосинклинали пояса, но и увеличение мощности коры под западной частью континента. Вероятно, первоначально поддвиг произошел в силуре или до среднего девона, и в результате огромных тектонических напряжений и высоких давлений сформировались глаукофановые сланцы в западной части миогеосинклинали. В течение карбона за счет перемещения под миогеосинклиналь зон с высоким тепловым потоком в ее пределах происходило частичное переплавление сиалических масс и образование гранитных интрузий. Гранитоиды формировались и в течение пермского периода, в эпоху общего орогенеза и складчатости. Однако, без сомнения, часть эвгеосинклинали Андийского пояса, сложенная палеозойскими породами, в это время располагалась западнее современной береговой линии. Именно за счет ее разрушения в мезозое образовывались граувакковые толщи юры и мела к югу от архипелага Чонос.

Повторно эвгеосинклиналь была поддвинута под континент в позднемеловую эпоху. Именно в это время вновь оформировались магматические фронты линейной системы, состоящие из прибрежного Андского батолита и грандиозного вулканического андезитового пояса. Поддвигом позднемеловой эпохи и расширением дна океана, по-видимому, можно объяснить отсутствие осадков позднего мезозоя в пределах желоба и прилегающей к нему части океанического ложа (Scholl a. o., 1970).

Выше уже указывались особенности строения Андийского пояса в палеозойскую эру. Особо надо подчеркнуть, что весьма характерным для него было проявление двух эпох складчатости — бразильской (позднедокембрийской) и аппалачской (позднепалеозойской), которая в конечном счете и определила складчатую структуру палеозойского основания. Каледонские движения, прослеживающиеся повсеместно в Центрально-Американском регионе и Патагонской области т. е. в поясах широтного или близкого к широтному простиранию, тяготеющих к Атлантическому сегменту, здесь не получили своего развития. Позднепалеозойская складчатость явилась заключительным этапом в формировании тектонической структуры и другого крупного региона — складчатой области Пуна. С ней было связано внедрение гранитоидов, орогенические движения и субсеквентный магматизм (излияния кислых эффузивов позднепермской молассовой формации Миту).

Андийский пояс Южной Америки и складчатая область Новой Англии в Австралии имеют много общего в строении собственно геосинклинального комплекса.

Кроме того, они сходны по времени проявления, по характеру строения моласс и магматической деятельности на позднепалеозойском этапе развития. В то же время палеозойский геосинклинальный комплекс Анд резко отличается от одновозрастного комплекса Кордильер Северной Америки.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ТИПЫ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

В предыдущих главах рассмотрены строение разрезов и история развития в палеозое геосинклиналей Тихоокеанского обрамления четырех континентов, а также островных дуг, которые окаймляют их или расположены между ними. Теперь остановимся на общих закономерностях развития и типах этих структур. Выводы построены на анализе геосинклинальных областей, доступных для геологических исследований, и автор, конечно, отдает себе отчет в том, что они были бы более полными, если бы удалось познакомиться с геологией палеозоя и тех зон, которые сейчас оказались либо ниже уровня моря, либо перекрыты крупными тектоническими покровами, либо, наконец, скрыты под более молодыми образованиями. Ниже мы коснемся следующих проблем: 1) времени заложения геосинклиналей Тихого океана; 2) характера проявления основных эпох складчатости в палеозое в Тихоокеанском сегменте Земли и 3) типов геосинклиналей.

ВРЕМЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Вопрос о времени заложения первых геосинклинальных структур вдоль границ материков и Тихого океана неоднократно обсуждался в литературе. Большинство исследователей, занимавшихся историей складчатого обрамления Тихого океана, приходило к заключению, что геосинклинали здесь начали формироваться еще в докембрии. Такой вывод обосновывали Г. Штилле (Stille, 1940), М. Кэй (1955), Н. П. Херасков (1963), Ю. М. Пущаровский (1968, 1972), В. Е. Хаин (1968) и др. Но в этих работах не давался развернутый анализ строения докембрийских структурных зон, которые существовали на месте складчатых поясов, входящих в Тихоокеанский сегмент Земли.

Впервые Ф. Кинг (1969) обратил внимание на то, что среднедокембрийские впадины в пределах запада Северной Америки не представляли единой системы прогибов, а образовывали ряд разобщенных седиментационных бассейнов. Слагающие их породы резко несогласно залегают на более древних комплексах докембрия. Ф. Кинг пришел к этому выводу, базируясь на изучении простираний и установлении определенных изменений фациального состава среднедокембрийских толщ к востоку от Кордильерского пояса, на границе его с Северо-Американской платформой. Именно только у границ с платформами, складчатый фундамент которых сложен различными древними метаморфическими комплексами, можно выявить характер структурных соотношений между комплексами докембрия геосинклинального пояса и континентальных блоков. И действительно, соотношения ранних структурных элементов складчатого обрамления Тихого океана и подстилающих их метаморфи-

ческих комплексов фундамента хорошо видны в пределах миогеосинклинальных зон, расположенных как у Северо-Американской платформы, так и у Южно-Американской, Австралийской и Южно-Китайской. Такие зоны заложились на гранитизированном и сложно дислоцированном архейском и допозднепротерозойском основании. В эвгеосинклинальных зонах подобные соотношения установить нельзя, так как самые древние докембрийские образования в них представлены породами меланократового фундамента, точный возраст которых остается неизвестным.

Рассмотрим характер соотношения позднедокембрийских миогеосинклинальных прогибов со структурами гранитизированного основания вдоль Тихоокеанского края древних платформ.

В пределах п-ова Корея на востоке Северо-Китайской платформы позднедокембрийские геосинклинальные троги представляют собой узкие шовные структуры северо-восточного простирания. Как Хесан-Ривонская и Манченренская зоны на севере полуострова, так и Окчхонская на юге обрамляются с северо-запада и юго-востока выступами более древних архейских пород, имеющих почти широтные простирания. Таким образом, тектонические швы, вдоль которых прослеживаются прогибы с рифейскими геосинклинальными толщами, пересекают простирания складок консолидированного архейского цоколя почти под прямым углом. В позднем докембрии они явились новообразованием, не связанным с более ранними этапами тектонической истории региона. Следует отметить, что в рифейских трогах становление складчатых форм, их метаморфизм и частичная гранитизация произошли, вероятно, одновременно с внедрением ривонского комплекса гранитоидов, возраст которого П. Н. Кропоткиным и Ро Су Воном (1966) определяется в 1300—730 млн. лет.

На востоке Южно-Китайской платформы ядра архейской консолидации обрамляются кристаллическими сланцами группы Пансхи, возраст которых, согласно данным Ен Чи-шуна (Jen Chi-shun, 1964), определяется как среднерифейский. В целом структуры, сложенные породами этого комплекса, имеют простирания, близкие к меридиональным, и секут широтные простирания архейских гнейсов почти под прямым углом. Образования группы Панхси подверглись гранитизации и метаморфизму в среднерифейское время, так как внедрение посторогенных неизменных гранитов в этих районах, согласно Лю Хун-юню и Ша Цинь-юню (1969), произошло в период, датирующийся в 900—800 млн. лет. Выше этих пород залегают толщи верхнерифейских грубообломочных конгломератов и песчаников, которые представляют собой посторогенные образования, в свою очередь сменяющиеся миогеосинклинальными отложениями верхов рифея, кембрия и ордовика. Следовательно, на востоке Южно-Китайской платформы миогеосинклиналь Катазиатской складчатой области заложилась на гранитизированном и метаморфизованном фундаменте в конце позднего докембрия, позднее рубежа в 800 млн. лет.

Очень сходная картина наблюдается в восточной части п-ова Индокитай (Кудрявцев и др., 1969). Здесь докембрийские и метаморфические сланцы толщи Наханг с резким структурным несогласием срезаются складчатыми элементами позднего докембрия и раннего палеозоя, имеющими северо-северо-восточное простирание.

На западе Северной Америки эпоха заложения геосинклинального пояса Кордильер устанавливается наиболее четко. По данным Р. Бейлея и У. Мюхлбергера (Bayley, Muchlberger, 1968), структуры миогеосинклинали Кордильер с севера на юг секут под углом 45° простирания складчатых форм, образовавшихся на Аляске в эпоху гренвильской складчатости (1000—880 млн. лет), в Канаде — гудзонской (1860—1640 млн. лет) и кенорской (2600—2400 млн. лет), на юге Соединенных Штатов — гудзонской, а в Мексике — снова гренвильской складчатости. Одновременно меняется и возраст наиболее древнего геосинклинального комп-

лекса собственно Кордильерского пояса. В центральных областях материка возраст нижних горизонтов миогеосинклинальных толщ определяется в 800 млн. лет. Южнее, в Мексике, и на севере, в пределах Аляски, он датируется в 900—710 млн. лет (Fries, Rinson-Orta, 1965 и др.). Следовательно, окончательное оформление единого геосинклинального пояса Кордильер вдоль западного побережья Северной Америки произошло лишь в позднерифейское время, и далее его развитие продолжалось приблизительно по одному плану без радикальных структурных перестроек на протяжении почти всего неогея.

Таким образом, в северном полушарии заложение геосинклинальных структур собственно обрамления Тихого океана произошло после раннебайкальской складчатости, имевшей место на рубеже 900—750 млн. лет. Собственно байкальская (раннекембрийская) складчатость здесь не получила своего развития, и процессы седиментации в миогеосинклиналях продолжались непрерывно в течение позднего докембрия и раннего палеозоя.

В южном полушарии позднедокембрийские геосинклинальные комплексы широко распространены как на востоке Австралии, так и на западе Южной Америки. В восточной половине Австралии структурные элементы архейских и более поздних образований, сформировавшихся 2200—1900 млн. лет тому назад, имеют в целом простирания, близкие к широтным. Они обнажены в центральной части континента (щит Масгрейв) и в южной (щит Гоуцилер). Протерозойские складчатые формы с резким азимутальным несогласием срезаются структурами, закончившими свое геосинклинальное развитие уильямской складчатостью, возраст которой датируется в 1700—1650 млн. лет. Последние слагают щит Георгтаун и массив Маунт-Айза на севере континента, а также срединный массив Брокен-Хилл, в его южной части (Tectonic map of Australia and New Guinea, 1971). На севере простирания гнейсов в пределах щита Георгтаун северо-восточные, и их складки срезаются меридиональным поясом Аделаидской складчатой зоны под углом 25—30°. На юге, в районе Аделаидской складчатой области, различие в простираниях среднедокембрийских толщ и более молодых образований еще более резкое — не менее 40—50°. Общий анализ простирания среднедокембрийских структур (с возрастом древнее 1650 млн. лет) позволяет предположить, что в эту эпоху ядро архейской и раннепротерозойской стабилизации, расположенное в западной части континента, как бы концентрически обрамлялось с востока более молодыми протерозойскими структурами.

В период, датирующийся в 1400—1300 млн. лет, вдоль восточного края континента на всех более древних складчатых формах почти в строго меридиональном направлении с резким структурным несогласием произошло заложение Аделаидской геосинклинали. Развитие последней продолжалось вплоть до начала среднего кембрия (550 млн. лет). Обширный миогеосинклинальный пояс Аделаидской области развивался на коре континентального типа, в то время как его эвгеосинклинальная зона (трог Канмантуу) заложилась на океаническом основании.

Сейчас трудно установить, насколько далеко на восток прослеживалась эта зона. Можно только предположить, что значительная часть миогеосинклинали каледонской Лахланской системы образовалась уже на коре, мощность которой была близка к континентальной. Учитывая тождественность простираний позднедокембрийской и палеозойской складчатых областей и их общую связь в истории развития, позднедокембрийские структуры, несомненно, следует относить к поясу обрамления Тихого океана. Следовательно, на востоке Австралии возраст заложения этого пояса датируется в 1400—1300 млн. лет.

Очень сходная картина развития геосинклинальных структур позднего докембрия установлена для Андийского пояса Южной Америки. Здесь

с резким угловым несогласием на глубокометаморфизованных породах архея в западной Боливии и в Перу залегают терригенные образования позднего докембрия. Простирания архейских структур северо-восточные, и они секутся осями складок позднего докембрия, направление которых совпадает с общим простиранием Андийского пояса. Заложение геосинклинальных прогибов позднего докембрия в пределах Перу и западной Колумбии произошло, по данным Ф. Альмеда (Almeida, 1971), в начале так называемой минасской эпохи (1300—1200 млн. лет). Вероятно, в это же время заложились геосинклинальные троги на юге Аргентины — в южной части Анд и Патагонии. К сожалению, позднедокембрийский комплекс Анд изучен далеко не равномерно, и для ряда мест еще нет данных о возрасте нижних частей разреза позднего докембрия. Возможно, что в Боливии и на востоке Чили позднедокембрийский комплекс начал образовываться позднее — 900 млн. лет назад. Однако время заложения геосинклиналей Андийского пояса в целом нами, в какой-то мере условно, принимается в 1400—1200 млн. лет.

Почти повсеместно образования позднего докембрия как в восточной, так и в центральной части Андийского пояса, по-видимому, отделены от более молодых палеозойских отложений региональным перерывом и складчатостью, являющейся ранне- или среднекембрийской. В Южной Америке эта складчатость выделяется под названием бразильской. По времени своего проявления она одновозрастна с аделаидской складчатостью Австралии. Отметим также, что в это геологическое время закончилось геосинклинальное развитие широкого поперечного пояса в Антарктиде, охватывающего почти весь Трансантарктический хребет (Равич, Каменев, 1972).

Таким образом, в пределах материков северного полушария как в Азии, так и в Северной Америки, заложение геосинклинальных поясов по краям континентов, параллельных современной береговой линии Тихого океана, произошло после завершения гренвильской или раннебайкальской эпох складчатости, которые датируются в 900—750 млн. лет. В дальнейшем развитие геосинклинальных трогов в обширных регионах северных континентов происходило без перерывов и структурных перестроек вплоть до проявления в некоторых районах каледонской складчатости. Следовательно, верхнедокембрийские и нижнепалеозойские образования входят в единый геосинклинальный комплекс.

В обширных поясах Тихоокеанского обрамления южного полушария заложение геосинклинальных трогов произошло значительно раньше — на рубеже 1350—1200 млн. лет. Как в Восточной Австралии, так и в Андах геосинклинальный комплекс накапливался непрерывно вплоть до начала среднего кембрия, когда процессы седиментации сменились складкообразованием и сопровождающим его метаморфизмом. После эпохи аделаидской, или бразильской (позднебайкальской), складчатости накопление палеозойских геосинклинальных толщ происходило в структурах, простирание которых в целом совпадало с простиранием складчатых элементов позднего докембрия.

Следовательно, разное по характеру тектоническое развитие северного и южного полушарий, или биполярность Земли, на которую указывал Н. А. Штрейс (1964), подтверждается на материалах по истории геологического развития структур Тихоокеанского складчатого обрамления. Эпоха возникновения последних падает на поздний докембрий. В архее и раннем протерозое на краях современных континентов Тихоокеанского сегмента Земли развитие структур и образование новых блоков коры континентального типа шло по совершенно иному плану. Можно сказать, что линейных меридиональных геосинклинальных поясов такой ширины и протяженности, как в позднем докембрии и фанерозое, тогда еще не существовало.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Хорошо известно, что мезозойская и кайнозойская эпохи складчатости Тихоокеанского сегмента Земли не синхронны с основными тектоническими эпохами Атлантического сегмента. Хотя в пределах последнего широко были распространены орогенические движения в поздней юре и в конце мела, однако по масштабам своего проявления и магматизму они не идут ни в какое сравнение с позднеюрской — раннемеловой (невадийской, верхоянской и т. д.) и ларамийской эпохами складчатости, проявившимися как на востоке, так и на западе Тихоокеанского сегмента. Многие исследователи полагали, что в палеозойскую эру основные этапы складкообразования в Тихоокеанском и Атлантическом сегментах происходили также разновременно и что в Тихоокеанской области не получили своего четкого выражения байкальская, каледонская и варисцийская эпохи складчатости. До сих пор такого же взгляда, после работ Д. Гиллули (Gilluly, 1950), придерживаются многие американские ученые, работающие на западе Северной Америки. Однако этот регион нельзя признать подходящим для исследования палеозойских складчатых движений, так как первая крупная складчатость после заложения Кордильерской геосинклинали в послепозднерифейское время проявилась здесь в эпоху невадийской орогении.

Анализ складчатых зон на континентах показывает, что эпохи складчатости палеозоя проявились в Тихоокеанском сегменте, но не повсеместно. Так, байкальский (раннекембрийский — аделаидский, бразильский) орогенез наиболее полное выражение получил в Австралии и Южной Америке, но не проявился на крайнем востоке Азии и в Кордильерах Северной Америки. Каледонская эпоха складчатости (позднесилурийская — раннедевонская) привела к прекращению геосинклинального режима в Лахланской зоне на востоке Австралии и в Катазии. Перерывы в осадконакоплении и эпейрогенические движения этого времени установлены в пределах Анд. Однако складкообразовательные процессы этой тектонической эпохи не получили никакого развития на западе Северной Америки и в пределах северо-восточной Азии. Наиболее широко, но также далеко не повсеместно, развиты варисциды. Они распространены на крайнем востоке Австралии; четко выражено варисцийское несогласие в Андийском поясе и Центральной Америке, а также на юге северо-восточной Азии (Гродековская и Удско-Шантарская зоны). Тем не менее в варисцийскую тектоническую эпоху не были захвачены складчатостью обширные области запада Северной Америки и северной части Азии. Поэтому вывод Г. Штилле (Stille, 1945) о том, что эпохи палеозойской складчатости нельзя считать циркумтихоокеанскими, остается правильным и в настоящее время. Однако анализ материала о времени заложения палеозойских эвгеосинклиналей на океанической коре позволяет заключить, что этот процесс происходил в определенные тектонические эпохи, в целом синхронные с основными эпохами палеозойской складчатости.

Наиболее древние базальтовые серии офиолитов относительно широко распространены на востоке Австралии и на о. Южной Новой Зеландии, т. е. на территориях, сопредельных с Аделаидской складчатой областью. В пределах штата Виктория и на западе о. Тасмания одновременно с эпохой складчатости, которая захватила широкую Аделаидскую зону, с востока обрамлявшую Австралийский протоконтинент, на океанической коре заложились новые обширные эвгеосинклинальные области. В это же время началось развитие эвгеосинклинали на западе о. Южного Новой Зеландии, где в пределах массива Кобб обнажаются самые древние, среднекембрийские, эвгеосинклинальные серии Новой Зеландии, залегающие на породах офиолитовой ассоциации. Уже в сред-

нем и позднем кембрии и в ордовике глубоководные образования сменились толщами вулканогенноосадочных пород, сходных с отложениями островных дуг.

На северо-востоке Азии в начале кембрия заложение эвгеосинклинальных трогов произошло в районах, сопредельных с жесткими консолидированными структурами. К ним относятся Удско-Шантарская зона, прослеживающаяся к юго-востоку от Сибирской платформы, и западная часть Пенжинской зоны. В первом из этих районов кембрийский возраст спилитовых толщ доказан палеонтологически, а во втором — залегающие выше офиолитов и андезито-базальтовых серий отложения содержат ордовикскую фауну. Но не только к западу от Тихого океана происходили подобные процессы. Образование новых эвгеосинклинальных прогибов в начале палеозойской эры началось на океаническом основании и к востоку от него — вдоль края Северо-Американского континента. Раннепалеозойские (доордовикские) амфиболиты и спилиты, входящие в офиолитовую ассоциацию, прослеживаются на западе гор Кламат и к югу от Оахакского массива, в центральной Гватемале и на островах Гондурасского залива. Возможно, раннепалеозойскими по возрасту являются также и метаморфизованные спилиты и кремнистые глинистые толщи береговых хребтов Чили, которые ассоциируют с серпентинитами.

Таким образом, в раннем кембрии одновременно со складчатыми процессами байкальской (аделаидской, бразильской) эпохи, которые захватили значительные территории в южном полушарии, на океаническом ложе, по-видимому, на более обширной площади, чем нам известно, начали формироваться новые эвгеосинклинальные зоны. Надо подчеркнуть одну своеобразную особенность пространственного положения этих прогибов: если в южном полушарии они располагались на океаническом ложе непосредственно на площадях, сопредельных с областями складчатости, то в северном — эти зоны прослеживаются вдоль края жестких масс, которые, по-видимому, за исключением района гор Кламат, отделялись от областей с симатической корой крутым континентальным уступом.

Каледонские (силурийские — раннедевонские) складчатые области, как уже указывалось выше, известны только на западе Тихоокеанского обрамления. В этой же части региона одновременно заложились новые эвгеосинклинальные зоны, захватившие обширную территорию. В Азии к ним принадлежат Сихотэ-Алинская зона и Япония, первые эвгеосинклинальные серии которых, залегающие на породах базальтового слоя, относятся к верхнему силуру. Непосредственно к северу от Сихотэ-Алиня в Удско-Шантарской зоне в конце силура и начале девона процессы растяжения привели к образованию в осевой части зоны глубокого трога, в котором вновь происходило накопление мощных спилитовых и кремнистых толщ. С ним начался новый цикл развития эвгеосинклинали, продолжавшийся до позднего палеозоя. Вероятно, в это время значительно расширилась на восток и северо-восток эвгеосинклиналь района Пенжинского кряжа, захватив территорию Понтонейских гор и Ваежского поднятия. Следовательно, в этой части обрамления Тихого океана эвгеосинклинальные зоны практически уже непрерывной полосой отделяли континент от океанической впадины. Кроме того, часть океана была отделена начавшей свое развитие островной дугой Японии, вершины гор которой находились близко к поверхности океана.

В Австралии, к востоку от Лахланской каледонской складчатой системы, непосредственно на базальтах океанической коры и породах верхнего силура заложилась новая эвгеосинклиналь (Новая Англия и восточная часть штата Квинсленд), которая, возможно, захватывала и часть современной глубоководной впадины Тасманова моря. К востоку от нее в эту эпоху уже существовала островная дуга, связывавшая

запад Новой Зеландии и о. Новая Каледония. Мы не можем точно назвать время начала формирования этой дуги (возможно, она заложилась в раннем кембрии), но после каледонской тектонической эпохи эта дуга несомненно существовала, так как девонские толщи островов имеют много сходства и представляют собой образования эвгеосинклинального типа. В силурийский период заложение новых эвгеосинклиналей на океанической коре произошло и вдоль края континента Северной Америки. К ним относятся районы гор Кламат и, по-видимому, западной части хр. Сьерра-Невада, где древнейшие породы представлены силурийскими спилитовыми толщами, залегающими на габбро-перидотитовых породах. Значительно расширилась эвгеосинклиналь и в Центральной Америке. Здесь эвгеосинклинальный процесс захватил обширную территорию южной Гватемалы и Гондураса, а также, возможно, и район Карибских хребтов Венесуэлы. Во всех этих регионах океанические осадки, сменяющие спилиты, датируются средним палеозоем.

Каледонская складчатость свое полное выражение получила только в Восточной Австралии и Катазии. В первом из этих районов период развития эвгеосинклинали охватывает весь промежуток времени от начала кембрия до конца силура, т. е. от начала накопления кремнисто-спилитового комплекса, залегающего на офиолитах, вплоть до формирования батолитов гранитоидов. В Катазии, занимающей в целом сходное структурное положение, неизвестно время начала накопления эвгеосинклинальных серий. В силу этого для данной зоны нельзя установить продолжительность эвгеосинклинального цикла, хотя несомненно, что его начало было не позже позднего рифея или того геологического времени, в которое сформировались первые серии миогеосинклинали.

Итак, после эпохи каледонской складчатости эвгеосинклинальные троги существовали вдоль побережья Тихого океана у всех континентов. Образовались новые островные дуги, и уже, по-видимому, после этого районы Тасманова и Японского окраинных морей на западе Тихого океана превратились в характерные сложные по строению приокеанские зоны.

В варисцийскую эпоху складчатости процесс геосинклинальной седиментации прекратился в пределах Удско-Шантарской и Южно-Приморской зон, востока Австралии, юга Гватемалы, севера Гондураса и Андийского пояса Южной Америки. В последнем он вновь возобновился в конце триаса и продолжался до начала кайнозоя. Во всех перечисленных областях варисцийская эпоха характеризовалась образованием сложной складчатой структуры и внедрением гранитов.

Этими процессами лишь слабо были охвачены или совсем не охвачены области Сихотэ-Алиня, севера Вьетнама, Кордильер Северной Америки и ряд других. Однако в варисцийскую тектоническую эпоху (в перми) в их пределах произошло раскалывание и растяжение образовавшейся к этому времени коры континентального или субконтинентального типа, в результате чего заложились узкие троги, в которых на породах габбро-перидотитовой формации вновь на базальтовом слое коры накапливались глубоководные осадки. Выделение трогов растяжения четко фиксируется по выходам пород офиолитовой ассоциации, базальтовые серии которой имеют пермский возраст. Надо отметить, что процесс заполнения этих трогов эвгеосинклинальными толщами был кратковременным и закончился к середине триаса.

В позднем палеозое на базальтовом слое океана заложились системы островных дуг запада Тихоокеанского обрамления, включая Сахалин — Хоккайдо, Рюкю, Тайвань, дугу Банда Индонезии, восточную часть Южного и Северного островов Новой Зеландии. Они отделили от Тихоокеанской впадины Восточно-Китайское, Южно-Китайское и Тасманово моря, причем между Евразией и Австралией к востоку от Индонезийского архипелага образовалась узкая эвгеосинклинальная

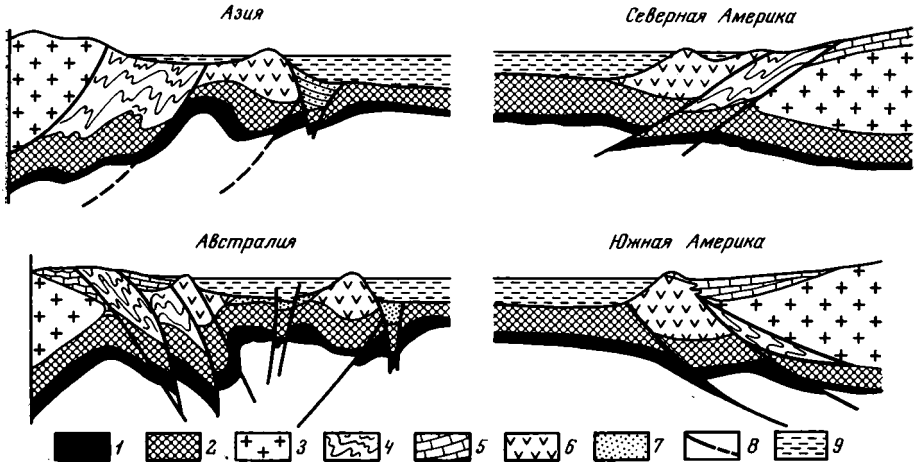


Рис. 43. Положение и строение геосинклинальных поясов обрамления Тихого океана в позднем палеозое

1 — верхняя мантия; *2* — «базальтовый» слой; *3* — докембрийские массивы; *4—5* — раннепалеозойские геосинклинали: *4* — эвгеосинклинальные зоны, *5* — миогеосинклинальные зоны; *6—7* — позднепалеозойские эвгеосинклинальные зоны: *6* — вулканические дуги, *7* — талассогеосинклинали; *8* — разломы; *9* — океанические и морские бассейны

зона. В это же геологическое время произошло дальнейшее расширение Кордильерского пояса за счет захвата эвгеосинклинальным процессом части океана, прилегавшей к поясу с запада. Началось накопление эвгеосинклинальных толщ в районах Западных Кордильер Канады, включая острова Королевы Шарлотты и о. Ванкувер. Во всех упомянутых регионах, за исключением зоны Сахалин — Хоккайдо и востока Новой Зеландии, глубоководные осадки океанического типа сменились андезитовыми и туфогенно-терригенными толщами, т. е. формациями, типичными для современных островных дуг. В пределах островов Сахалина, Хоккайдо, восточной части Южного и Северного островов Новой Зеландии с позднего палеозоя началась седиментация граувакко-кремнистой толщи францисканского типа, которая, вероятно, выполняла талассогеосинклинали или глубоководные впадины современных желобов. Процесс формирования отложений этого типа продолжался длительно, вплоть до конца раннего мела. Таким образом, с позднего палеозоя в обрамлении Тихого океана, по-видимому, уже существовали структуры, сходные по своей морфологии и характеру седиментации с современными геосинклинальными системами островных дуг — глубоководных желобов (рис. 43).

Итак, был рассмотрен характер тектонических движений основных палеозойских эпох складчатости в обрамлении Тихого океана. Каждая из этих эпох — позднебайкальская, каледонская и варисцийская — не получила своего полного выражения во всех частях обрамления океана в виде складчатой структуры и сформировавшегося гранитно-метаморфического слоя. Однако именно в эти эпохи произошло заложение на базальтовом слое океана новых эвгеосинклиналей. Если позднебайкальский тектонический период характеризовался образованием эвгеосинклиналей по окраинам материков, то в каледонскую эпоху такие зоны в океане закладывались далеко от берегов континентов. В варисцийскую эпоху складчатости процесс захвата океанического ложа эвгеосинклиналями еще более расширился. С этого этапа геологического развития в западной части океана возникли первые аналоги современных геосинклинальных систем типа дуга — желоб. Таким образом, палеозойские

тектонические эпохи в геосинклинальном обрамлении Тихого океана проявились не столько как эпохи складчатости, сколько как периоды заложения эвгеосинклиналей на «базальтовом слое» океанической коры.

ТИПЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ

В последние годы учение о геосинклиналях коренным образом пересматривается в связи с тем, что получены новые данные о сходстве строения пород офиолитовой ассоциации в океанах и на континентах. Отсюда был сделан вывод об океаническом основании эвгеосинклиналей (Пейве, 1969; и др.). Теперь соответствующие доказательства получены уже для многих эвгеосинклинальных трогов, в том числе для палеозойских эвгеосинклиналей обрамления Тихого океана. В связи с этим появился ряд совершенно новых идей о характере развития геосинклиналей и их типах.

Укажем на три основных направления в разработке современной теории геосинклиналей. Первое из них связано с концепцией этапности роста коры континентального типа. Оно развивается в работах А. В. Пейве и его соавторов (Пейве и др., 1971, 1972; Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972). Согласно их идее, на древней океанической коре в процессе геосинклинальной истории происходит постоянное образование коры континентального типа, при этом выделяются три стадии развития геосинклиналей — океаническая, переходная и орогенная. Среди геосинклинальных поясов имеются два основных типа — с линейной и мозаичной структурами, которые отличаются рядом специфических черт в истории своего развития.

Второе направление отрицает созидательную роль геосинклинального процесса. К нему относятся ученые, поддерживающие гипотезу «новой глобальной тектоники», согласно которой геосинклинали отвечают тем зонам, в которых происходит либо столкновение плит, либо погружение их друг под друга. Дж. Дьюи и Б. Хорсфилд (Dewey, Horsfield, 1970) выделили разные типы складчатых поясов (рис. 44), большинство из которых (за исключением Гималайского) используется ими для объяснения происхождения геосинклинальных зон Тихоокеанского пояса.

Третье, менее развитое направление в изучении геосинклиналей основывается главным образом на примерах внутриконтинентальных систем. Соответствующая схема геосинклинального развития была предложена Л. П. Зоненшайном (1971), который считает, что происходит общая эволюция структуры от срединно-океанического хребта к островной дуге и далее к складчатой зоне. По его мнению, в геосинклиналях в процессе развития полностью создается новая кора, включая «базальтовый» и «гранитно-метаморфический» слои (рис. 45). Этот тип развития геосинклинальных систем в целом не является характерным для Тихоокеанского обрамления, так как здесь в течение всей доступной для изучения тектонической истории геосинклинали и располагались в зоне сочленения разных блоков с корой континентального и океанического типа.

Сторонники «новой глобальной тектоники» дают трактовку строения и развития не всей геосинклинальной системы или ортогеосинклинали (по Г. Штилле), а только эвгеосинклинальным зонам. Между тем в строении палеозойского складчатого обрамления Тихого океана миогеосинклинали также играли важную роль. Среди них в описываемой области выделяются два основных типа, в общем соответствующих классификации Ю. М. Пущаровского (1972).

Первый тип — это миогеосинклинали, заложившиеся на докембрийском складчатом основании. Примерами его служат миогеосинклинальные зоны Кордильер Северной Америки, Андийского горного пояса (домезозойские миогеосинклинали) и Катазии. Стратиграфический перерыв

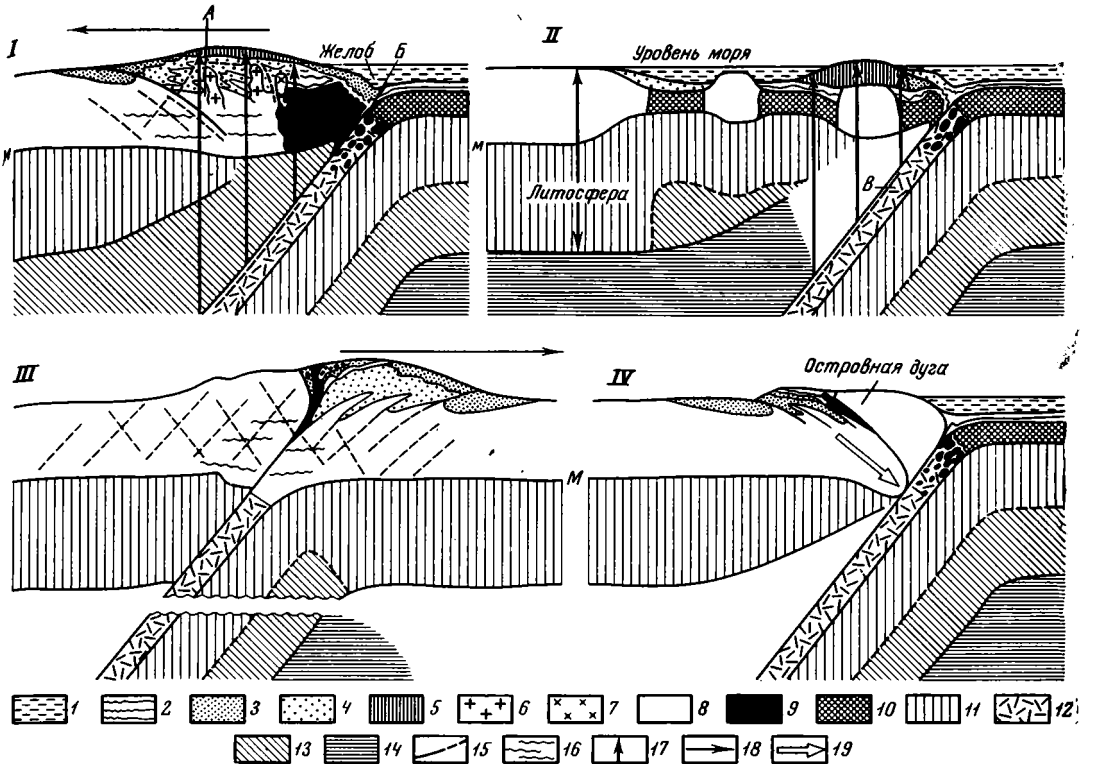


Рис. 44. Четыре основных типа орогенических поясов, развивающихся на краю разрушающей плиты литосферы, по Дж. Дьюи и Б. Хорсфилду (Dewey, Horsfield, 1970)

I — Кордильерский тип ортотектонического орогена; *II* — ортотектонический тип островной дуги; *III* — Гималайский тип паратектонического орогена (столкновение континентов); *IV* — паратектонический ороген краевой части континента.

1 — океанические и морские бассейны; *2* — океанические осадки; *3* — флиш и молассы; *4* — осадки континентального склона; *5* — базальты и андезиты; *6* — калиевые граниты; *7* — монцониты; *8* — континентальная кора; *9* — офиолиты; *10* — океаническая кора; *11* — перидотит; *12* — эклогит; *13* — пиролит; *14* — астеносфера (слой пониженных скоростей); *15* — разрывы, в том числе надвиги; *16* — зона образования гранитов; *17* — пути подъема базальтовой магмы; *18* — направление распространения деформаций; *19* — направление более раннего движения опускающейся плиты

Буквы на схеме: *А* — зона высокотемпературного метаморфизма; *Б* — зона высокобарного метаморфизма; *В* — зона образования базальтов; *М* — поверхность Мохоровичича

между временем образования складчатого фундамента и их заложением различен, но иногда, как, например, на юге Канады и на севере США, он достигает 1,5 млрд. лет. В других случаях (в Катазии, на юге Кордильер и в Мексике) этот перерыв относительно невелик — около 100 млн. лет. Однако во всех поясах по краям докембрийских платформ между простираниями миогеосинклиналей и структур фундамента существует резкое несогласие. В пределах миогеосинклинальных зон выделяются отдельные прогибы и впадины, а также разделяющие их геоантиклинальные поднятия, которые имели длительную геологическую историю. Миогеосинклинальное развитие продолжалось здесь в течение нескольких сотен миллионов лет, а в Скалистых горах Северной Америки — от позднего докембрия до начала мела, без существенной миграции основных границ миогеосинклинали. В зоне сочленения миогеосинклинали и эвгеосинклинали не было резко выраженных геоантиклинальных поднятий, и они были связаны между собой поясом переходных фаций.

Второй тип миогеосинклиналей объединяет структурные зоны, которые заложились на позднедокембрийском или раннепалеозойском складчатом и гранитизированном основании. К нему относятся миогеосинкли-

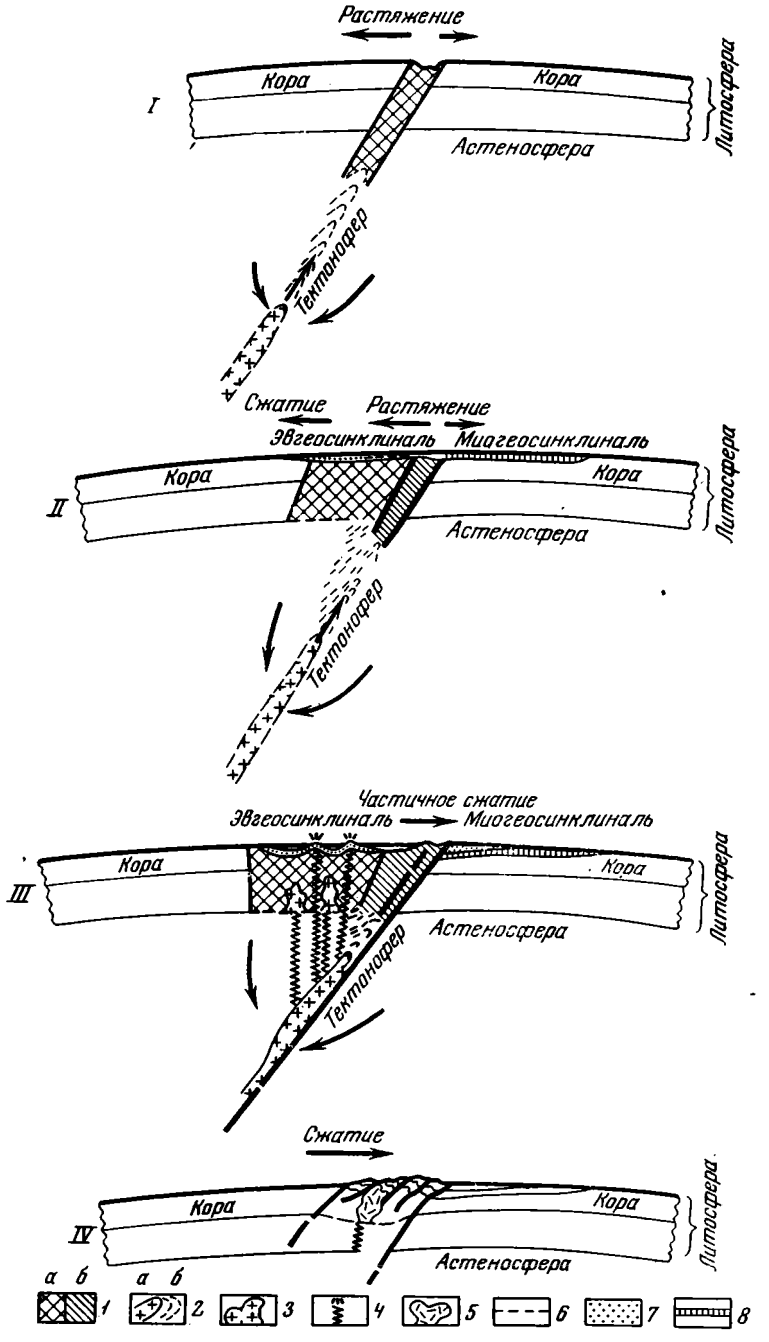


Рис. 45. Принципиальная схема развития геосинклинального процесса, по Л. П. Зоненшайну (1971)

I — заложение эвгеосинклинали; *II* — начальная стадия «растекания морского дна»; *III* — зрелая стадия; *IV* — эпоха складчатости

1 — вновь сформированная литосфера: *а* — в стадию заложения эвгеосинклинали, *б* — в начальную стадию «растекания морского дна»; *2* — зона тектонофера: *а* — литофальное вещество, *б* — интрателлурические потоки; *3* — синорогенные габбро-плагиогранитные интрузии; *4* — зоны андезитового вулканизма; *5* — субсеквентные гранитоиды; *6* — глубоководные кремнистые осадки; *7* — флиш, граувакки; *8* — карбонатные осадки

нали Лахланской и Новоанглийской систем востока Австралии. Миогеосинклинали здесь закладывались на эвгеосинклинальных комплексах предыдущего этапа развития после эпохи складчатости. Как и сопредельные с ними одновозрастные эвгеосинклинали, они имели историю развития, соответствующую одному тектоническому циклу, в абсолютных цифрах исчисляющуюся в 250—300 млн. лет. В отличие от миогеосинклиналей, заложившихся на краю древней платформы, внутренняя структура данного типа миогеосинклиналей простая. Здесь не было четко выраженных линейных троговых форм; в целом они представляют собой полого наклоненный в сторону океана склон континента, на котором в первые этапы развития накопление осадков выровняло неровности рельефа, оставшиеся от предыдущего периода тектонической истории. В целом их строение сходно со строением континентальных шельфов Восточно- и Южно-Китайского морей, изученных К. Эмери (Emery a. o., 1969), Н. Хейлом (Haile, 1971) и др.

Однако не всюду древние консолидированные глыбы отделялись от океана и структур, заложившихся на океанической коре, миогеосинклиналями. Например, на Северо-Востоке СССР Омолонский массив, обладавший корой континентального типа, непосредственно граничил с палеозойскими эвгеосинклинальными зонами, строение которых требует, однако, еще специального изучения.

Палеозойские эвгеосинклинали обрамления Тихого океана имеют сложную внутреннюю структуру. В поперечном сечении в них обычно выделяются резко выраженные геоантиклинальные поднятия, которые в процесс длительной тектонической истории были вулканически активными зонами. В пределах геоантиклиналей устанавливается определенная последовательность накопления вулканических и вулканогенно-осадочных толщ. Здесь (это можно проследить в восточной части хр. Сьерра-Невада или в поднятии Бенамбриан Восточной Австралии) в основании разреза расположены породы офиолитовой ассоциации. Вверх по разрезу они сменяются вначале спилито-кератофирами, андезито-базальтами и их туфами, а еще выше — андезитами. Среди андезитовых серий встречаются прослои мелководных известняков и граувакк. Следует отметить, что именно в этих зонах происходит образование первых гранитных батолитов.

В прогибах, сопредельных с зонами широкого распространения вулканитов, преобладают сланцевые и туфогенно-сланцевые толщи, а также граувакки. Среди них имеются пачки и прослои эффузивов среднего и основного состава, а также карбонатных пород. Характерно, что в их пределах неизвестны выходы офиолитов; последние встречаются только в основании надвиговых чешуй, перемещенных из геоантиклиналей. Складчатая структура этих зон очень сложна и обычно, как, например, в округе Тейлорсвилл на севере хр. Сьерра-Невада, имеет покровное строение. Образование гранитоидов здесь происходило несколько позже, чем в геоантиклиналях. Надо отметить, что для палеозойских эвгеосинклинальных зон Тихоокеанского обрамления не характерны флишевые серии.

Интересно положение поясов метаморфизма в этих зонах. Впервые А. Миясиро (Miyashiro, 1961) было установлено, что в пределах Японии вдоль простирания структур эвгеосинклинали прослеживаются парные метаморфические пояса с последовательной сменой (по направлению от континента к океану) комплексов, метаморфизованных при высоких температурах и низких давлениях, комплексами, измененными при низких температурах и высоких давлениях. Пространственно пояса высокотемпературного метаморфизма располагаются в пределах геоантиклиналей, а высоких давлений — вдоль краев геосинклиналей. Более детально проблема метаморфизма геосинклинальных толщ островной дуги была рассмотрена в работах М. С. Маркова (1970) и др. Предложенные ими

схемы могут быть использованы и для объяснения характера образования метаморфических комплексов палеозойских геосинклинальных зон Тихоокеанского обрамления. Точно так же к этим регионам применимы и схемы роста гранитно-метаморфического слоя, которые предлагаются М. С. Мартовым (1970; Марков и Соловьева, 1972) для мезозойско-кайнозойских островных дуг (рис. 46).

Хотя, на наш взгляд, не вызывает сомнения правомерность сравнения этих эвгеосинклинальных областей прошлого с современными островными дугами, что поддерживается большой группой геологов (Hess, 1946; Павловский, 1953; Муратов, 1957; Шатский и др., 1957; Васильковский, 1963; Хаин, 1964, 1972; Шейнманн, 1968; Пейве и др., 1971; Зоненшайн, 1971), необходимо подчеркнуть их различия в структурном положении.

Современные островные дуги отделены от континента окраинными морями с глубоководными впадинами, имеющими кору океанического или переходного типа. Палеозойские эвгеосинклинали Тихоокеанского обрамления, за исключением Японии и Новой Зеландии, были расположены у самого края континентов. Сторонники гипотезы «тектоники плит» (Д. Дьюи, У. Гамильтон и др.) объясняют это тем, что океанические образования и вулканические дуги, сформировавшиеся на них, в результате перемещения плит были придвинуты к континентам и частично надвинуты на их края в виде хаотического нагромождения пластин. С этой точки зрения, трудно объяснить два факта — наличие в каждой конкретной зоне базальтовых серий офиолитов одного возраста и тесную геологическую связь мио- и эвгеосинклинальных зон, в частности, формационные переходы

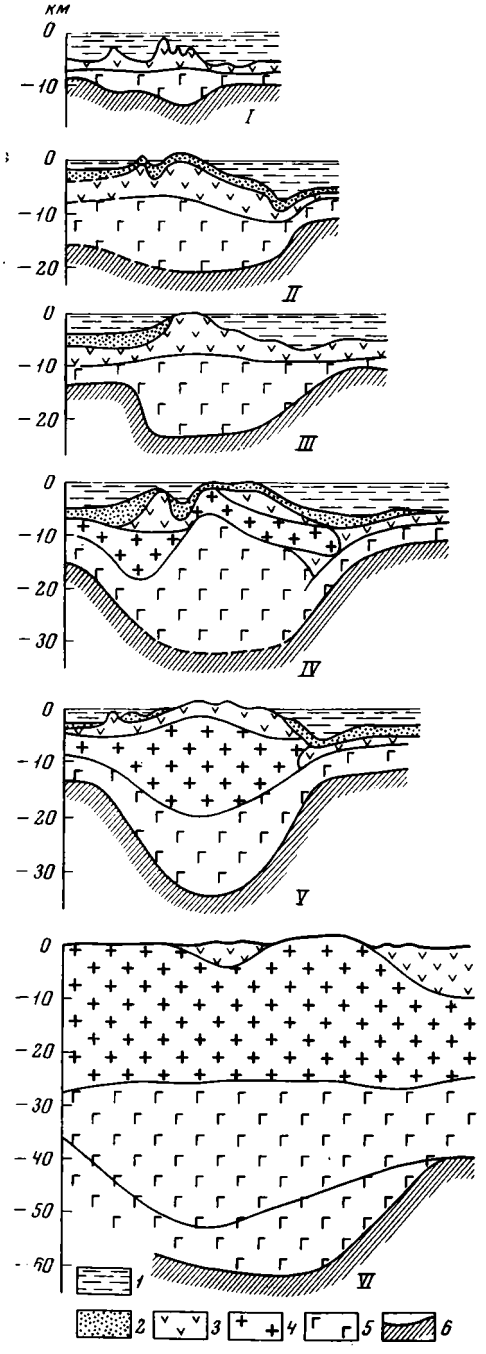


Рис. 46. Эволюционный ряд островных дуг на примере современных структур, по М. С. Маркову и И. А. Соловьевой (1972)

Разрезы частично схематизированы: *I* — подводный хребет Лайн; *II* — островная дуга Тонга; *III* — Алеутская островная дуга; *IV* — островная дуга Больших Антилл; *V* — Японская островная дуга; *VI* — Восточные Альпы

1 — вода; *2* — рыхлые осадки (скорости сейсмических продольных волн до 4,0 *км/сек*); *3* — вулканогенно-осадочные образования (V_p = =4,1—5,6 *км/сек*); *4* — «гранитный» слой (V_p = =5,7—6,2 *км/сек*); *5* — «базальтовый» слой (V_p=6,3—7,6 *км/сек*); *6* — мантия ($V_p \geqslant 7{,}7$ *км/сек* и выше)

между ними. Естественно полагать, что при пространственно разобщенном положении дуг и континентов никаких фациальных замещений вкрест простирания между береговым шельфом и вулканической дугой, отделенной от него глубоководной впадиной, не будет. В том же случае, если дуга переместится к континенту, то среди океанических отложений и офиолитов в полосе скручивания материала должны быть как серии, залегавшие в основании островной дуги, так и базальты, офиолиты и турбидиды и глубоководной впадины, располагавшейся в тылу дуги, которые много моложе по возрасту первых. Но в действительности это не

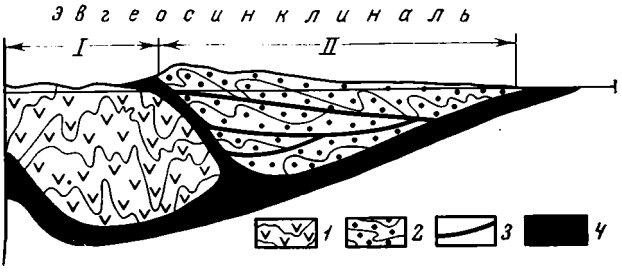


Рис. 47. Схематический разрез позднепалеозойской эвгеосинклинали

I — вулканическая дуга; II — талассогеосинклиналь
1 — вулканические (андезитовые) серии островной дуги; *2* — граувакковый комплекс; *3* — линии надвигов; *4* — ультрабазиты и габброиды

имеет места. Следовательно, правомерно считать, что палеозойские эвгеосинклинали обрамления Тихого океана, имеющие сходство по своему внутреннему строению с современными островными дугами, располагались всегда у краев континентов, а не были позднее придвинуты к ним перемещавшимися плитами.

Второе отличие палеозойских эвгеосинклинальных зон описываемого региона от современных геосинклинальных систем состоит в том, что в них (заложившись до позднего палеозоя) неизвестны осадочные комплексы, аналогичные комплексам современных глубоководных желобов, или талассогеосинклиналей. По-видимому, талассогеосинклинали представляют собой структуры, которые появились лишь на более поздних этапах геологической истории — в позднем палеозое; их формирование началось, вероятно, после варисцийского тектогенеза.

Верхнепалеозойские и мезозойские глубоководные серии талассогеосинклиналей, расположенных во внешних частях эвгеосинклинальных зон (рис. 47) резко отличаются по своему строению от сопредельных с ними вулканогенных одновозрастных формаций. Они прослеживаются в пределах островов Сахалин и Хоккайдо и в восточной части Новой Зеландии. На северо-востоке о. Южного Новой Зеландии на базальтовых шаровых лавах офиолитовой ассоциации непосредственно залегают черные глинистые сланцы, которые вверх по разрезу сменяются кремнисто-граувакковой толщей, достигающей по мощности не менее 15 *км*. Несмотря на свою большую мощность, состав этой толщи удивительно постоянен. Чаще всего граувакки представлены среднезернистыми породами, состоящими более чем на половину из обломков эффузивов основного состава. Отличительной их особенностью, по сравнению с другими глубоководными образованиями, является довольно большое содержание кварца (до 20%) и малое количество глинистых минералов (5—10%). Иногда среди граувакк встречаются массивные разности без видимых следов слоистости. По простиранию отдельные прослои и пачки граувакк не выдерживаются более чем на 10—15 *км*. Проведенные детальные исследования (Bailey a. o., 1964) показали, что перенос грауваккового обломочного материала осуществляется турбидидными потоками вдоль простирания зоны седиментации. При переносе происходило перемещение грауваккового материала различной степени окатанности и зернистости. Областью сноса для образования граувакк служили, вероятно, борта прогибов, сложенные базальтами и амфиболитами,

а также соседняя с прогибом островная дуга. Часть обломочного материала, главным образом, мелкозернистого, поступала со стороны океана.

Граувакки переслаиваются с подчиненными по мощности пачками шаровых лав, спилитов и прослоями красных, зеленых яшм и кремнистых сланцев. Значительно реже вместе с лавами встречаются линзы хемогенных известняков. Ни один из горизонтов этих пород также не является маркирующим, прослеживаясь по простиранию на первые километры. Вверх по разрезу грауваккo-кремнистая толща сменяется флишем или флишоидными сериями. Такое специфическое постоянство в составе сохранилось в талассогеосинклиналях обрамления Тихого океана на протяжении почти 100—150 млн. лет (от перми до раннего мела включительно), и это одно уже резко отличает их от других типов эвгеосинклинальных зон (Н. Богданов, 1965, 1969).

Талассогеосинклинали характеризуются и рядом других специфических черт. В их пределах практически не развиты гранитоиды. Последних здесь даже меньше, чем в миогеосинклинальных зонах. Породы в их пределах подверглись только метаморфизму зоны высоких давлений и низких температур. Складчатая структура талассогеосинклиналей очень сложна. Чаще всего она представлена серией тектонических чешуй, в основании которых иногда встречается серпентинитовый меланж, чаще — тектоническая брекчия. Обычно чешуи трудно поддаются картированию, так как автохтон и аллохтон сложены сходными по составу породами.

Такое однообразное строение эвгеосинклинального грауваккового комплекса, залегающего на породах офиолитовой ассоциации, в структурах с низким тепловым потоком, сохраняющимся на протяжении всей геосинклинальной истории, и с условиями глубоководного осадконакопления в течение нескольких геологических периодов, позволяет считать талассогеосинклинали аналогами современных океанических желобов. Талассогеосинклинали, сложенные палеозойскими и мезозойскими образованиями, прослеживаются как с запада, так и с востока Тихого океана, образуя зоны, протяженностью около 1000 *км*. В то же время они неизвестны в пределах внутриконтинентальных палеозойских складчатых областей Атлантического сегмента Земли. Вероятно, в истории Земли, как и на современном этапе ее развития, глубоководные желоба, или талассогеосинклинали, обрамляли только древнейшую океаническую впадину — Тихоокеанскую, подчеркивая планетарную тектоническую асимметрию, развернутый анализ которой опубликован Ю. М. Пущаровским (1972).

Рассматривая строение океанических эвгеосинклинальных зон Тихоокеанского обрамления, можно отметить их интересную эволюционную особенность. В позднем докембрии — в начале палеозоя они, вероятно, располагались только у краев континентов. В раннем и среднем палеозое, после байкальской и каледонской эпох складчатости, подобные структуры могли возникнуть на базальтовом слое океана уже далеко от краев континента, но они не имели еще фронтальных структур типа глубоководных желобов. Только в конце палеозоя образовались системы островных дуг, внутреннее строение, размеры и площадь распространения которых сопоставимы с современными дугами Тихого океана. Во многих из них процесс геосинклинального развития до настоящего времени не завершился.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная работа основана на анализе последних данных по строению разрезов, тектонике и истории развития в палеозое Тихоокеанского обрамления Азии, Австралии, Северной и Южной Америки и сопредельных с ними островов. Главное внимание в ней уделено тектонической зональности окраин континентов и новой, весьма сложной проблеме — условиям образования, закономерностям развития и типизации геосинклиналей, возникших на океанической коре.

Палеозойские структуры Тихоокеанского обрамления Азии имеют наиболее сложную зональность. Они граничат как с древними платформами (Сибирской, Северо- и Южно-Китайской), так и с древними консолидированными массивами. Последние расположены в зонах сочленения Тихоокеанского пояса и широтных Восточно-Арктического и Евразиатского поясов.

Геосинклинальные зоны, протягивающиеся по окраинам платформ, имеют различное строение. В одних случаях (Удско-Шантарская зона) они образованы только эвгеосинклиналями, в других (Юго-Восточный Китай) — эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями. Заложение эвгеосинклиналей произошло в позднем рифее на океанической коре, и развитие их продолжалось в течение одного или двух тектонических циклов (350—400 млн. лет), причем без существенного изменения границ.

Сложные по внутреннему строению геосинклинальные зоны, прилежащие к жестким массивам (Чукотскому, Омолонскому, Ханкайскому и Индосинийскому), заложились в разные геологические эпохи: Лаосско-Вьетнамская и Пенжинско-Анадырская — в позднем рифее или раннем палеозое, Сихотэ-Алинская — в среднем палеозое. Образование эвгеосинклиналей в пределах современных островных дуг произошло на островах Хонсю, Сикоку и Кюсю в среднем палеозое, а на островах Сахалин, Хоккайдо, Рюкю, Тайвань, Палаван, Сулавеси и Тимор — в позднем палеозое. В этих зонах геосинклинальное развитие продолжалось в мезозое и кайнозое.

На востоке Австралии и островах Внутренней Меланезии процессы интенсивного геосинклинального развития происходили в течение позднего докембрия и палеозоя. На континенте после эпохи байкальской, каледонской и варисцийской складчатостей имела место миграция геосинклиналей в сторону океана. При этом длительность эвгеосинклинального процесса каждой геосинклинальной зоны примерно соответствовала продолжительности одного тектонического цикла 200—250 млн. лет. Развитие эвгеосинклинали в пределах Внутренней Меланезии продолжалось с начала кембрия до позднего мела.

К востоку от Тихого океана вдоль западного побережья Северной и Южной Америки прослеживаются Кордильерский и Андийский складчатые пояса, развитие которых в палеозое шло по иному плану, чем поясов западного обрамления. Кордильерский пояс как единая структурная

зона образовался в позднем рифее. На протяжении всего палеозоя в его пределах шло непрерывное накопление геосинклинальных толщ, при этом эвгеосинклинальная зона пояса в течение палеозоя расширялась после эпох складчатости, проявившихся на других континентах, за счет захвата эвгеосинклинальным осадконакоплением прибрежных частей океанического ложа. В пределах Кордильерского пояса в палеозое не произошло образования складчатости структуры, и геосинклинальное развитие здесь продолжалось в мезозое, а в отдельных районах — и в кайнозое.

Андийский пояс заложился раньше Кордильерского — в начале среднего рифея. После позднебайкальской (бразильской) складчатости здесь снова началось формирование геосинклинальных толщ, которое продолжалось до конца палеозоя. На западе Южной Америки ныне хорошо прослеживается только палеозойская миогеосинклинальная зона пояса, но имеются признаки былого существования здесь и эвгеосинклинали, которая, возможно, частично находится в автохтоне под современными Андами.

Анализ общих данных по истории развития всех палеозойских структур обрамления Тихого океана свидетельствует о том, что заложение геосинклинальных поясов, протягивающихся по краям континентов произошло в Тихоокеанском сегменте в рифее. В южном полушарии они начали формироваться в среднем рифее, на рубеже 1350—1200 млн. лет. После эпохи аделаидской, или бразильской (позднебайкальской), складчатости формирование геосинклинальных толщ происходило в структурах, простирание которых совпадало с направлением складчатых элементов позднего докембрия. В северном полушарии заложение геосинклиналей складчатого обрамления Тихого океана произошло после гренвильской, или раннебайкальской, складчатости, которая датируется в 1000—800 млн. лет. В дальнейшем развитие геосинклинальных трогов здесь происходило без структурных перестроек вплоть до проявления в некоторых районах каледонской складчатости.

Эпохи байкальской, каледонской и варисцийской складчатостей проявились в пределах геосинклинальных структур обрамления Тихого океана не повсеместно. Во многих районах в эти эпохи не возникало складчатых поясов и не произошло, соответственно, формирования гранитно-метаморфического слоя. Однако именно с ними оказалось связанным заложение на «базальтовом» слое океана новых эвгеосинклиналей. В байкальскую тектоническую эпоху они образовались непосредственно вдоль краев материков. В каледонскую эпоху впервые появились океанические геосинклинали, отстоящие далеко от континентов. Варисцийская эпоха характеризуется возникновением первых аналогов современных геосинклинальных систем, образованных двумя главными структурами: островной дугой и глубоководным желобом.

Детальный разбор типов палеозойских эвгеосинклинальных комплексов обрамления Тихого океана свидетельствует о наличии общей последовательности в их формировании. В основании разрезов повсеместно залегают породы офиолитовой ассоциации — гипербазиты, габброиды и амфиболиты, базальты и кремнистые образования. Они перекрываются толщей глинистых и кремнистых глубоководных отложений. Исследования дна океанов показали, что такая последовательность сходна с разрезом океанической коры. Это позволяет данную стадию развития соответствующих областей считать еще собственно океанической. Выше по разрезу залегают разнообразные комплексы магматических и осадочных пород, отвечающие уже собственно геосинклинальной стадии тектонической истории. В одних районах они представлены базальтами и андезито-базальтами, сменяющимися андезитами и их туфами, а также сланцевыми и кремнистыми сериями с прослоями карбонатных пород. Зоны с преимущественным накоплением вулканических пород

вкрест простирания здесь часто сменяются прогибами, в которых преобладают терригенные и туфогенные толщи, отлагавшиеся как в глубоководных, так и в мелководных условиях. Мощность образований велика и достигает 10—15 *км*. Формирование комплексов завершилось их складкообразованием и созданием в эвгеосинклинали сложной покровной структуры, а также проявлением процессов гранитизации. Такой тип разреза эвгеосинклинали сходен с разрезами современных островных дуг. Он наиболее широко распространен среди палеозойских эвгеосинклиналей складчатого обрамления Тихого океана.

В других районах, находящихся непосредственно в приокеанических частях эвгеосинклинальных поясов, на породах океанического основания накапливались исключительно кремнисто-граувакковые толщи. Они сложены главным образом граувакками, среди которых имеются подчиненные прослои спилитов, кремнистых сланцев и яшм. Наличие в составе граувакк достаточно большого количества кварца свидетельствует о том, что они формировались в зонах, сопредельных с островными дугами. Несмотря на большую мощность (до 15 *км*) вся толща граувакк не меняется по составу вверх по разрезу, из чего можно заключить, что она накапливалась в одинаковых условиях. Наличие следов турбидидных течений и глубоководной фауны свидетельствует о том, что седиментация в них происходила на значительных глубинах. Во времени граувакки сменяются флишем. Такой тип эвгеосинклиналей выделяется нами под названием талассогеосинклиналей и сопоставляется с глубоководными океаническими желобами. В их пределах не проявился высокотемпературный метаморфизм и не было гранитизации. Талассогеосинклинали, как и современные океанические желоба, свойственны только структурам Тихоокеанского сегмента Земли. Интересно отметить, что структуры этого типа обладают определенной металлогенической специализацией, в частности, с ними связано значительное ртутное оруденение.

Автор хотел бы надеяться, что выполненное им исследование будет способствовать дальнейшему развитию представлений о главных этапах формирования геосинклинальных поясов и особенно океанических геосинклиналей. Это новое направление является и интересным, и перспективным, так как требует совместного анализа геологических данных по океанам и континентам.

ЛИТЕРАТУРА

Альфельд Ф. 1959. Боливия.— В кн. «Очерки по геологии Южной Америки». Перев. с англ. М., ИЛ.

Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М.—Л., ОНТИ.

Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. М.—Л., Гостоптехиздат.

Архипов И. В. 1964. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага.— Труды ГИН АН СССР, вып. 113.

Белоусов В. В. 1963. О тектонике Анд.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **38**, вып. 2.

Белоусов В. В. 1968. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука».

Беляевский Н. А. 1966. Рецензия на книгу Т. К. Куанг, Чанг Ченг-Хун, Чанг Чи-менг и Чен Куо-минг. «Об эвгеосинклиналях и миогеосинклиналях Китая и их полициклического развития».— Геотектоника, № 4.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. 1964. Глубинное строение северо-западной части подвижной Циркум-Тихоокеанской зоны.— Сов. геол., № 9.

Беммелен Р. ван. 1957. Геология Индонезии. Перев. с англ. М., ИЛ.

Берсенев И. И. 1969. История геологического развития.— В кн. «Геология СССР, т. 32. Приморский край», ч. I. Геологическое описание. М., «Недра».

Богданов А. А. 1965. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **40**, № 5, 6.

Богданов А. А. 1970. О геологии Перуанских Анд.—Бюлл. МОИП, отд. геол., **45**, вып. 2.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. 1963. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **38**, вып. 3.

Богданов Н. А. 1963. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики.— Труды ГИН АН СССР, вып. 99.

Богданов Н. А. 1965. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое.—Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Богданов Н. А. 1966. Строение палеозоид 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. 1971. Вопросы тектоники Берингова моря и его обрамления.— Геотектоника, № 1.

Васильковский Н. И. 1963. К проблеме островных дуг.— В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного поля». М., Изд-во АН СССР.

Браун Д., Кемпбелл К., Крук К. 1970. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир».

Вопросы по геологии Австралии. М., ИЛ, 1964.

Вуд Б., Гриндли Д., Харингтон Х. 1963. Геологический очерк Новой Зеландии. Перев. с англ. М., ИЛ.

Гатинский Ю. Г., Чан Ван Чи, Исаев В. Н., Ле Ван Кы, Каменецкий А. К., Кужельный Н. М., Рассказов Ю. В., Сухов В. И. 1970. К вопросу о тектоническом районировании Северного Вьетнама.— Геология, № 89—90, 4. Ханой (На вьетнамском языке).

Гельман М. Л., Терехов М. И. 1968. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива.— В кн. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР». Владивосток.

Геологическое развитие Японских островов. 1968. М., «Мир».

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. 1966. М., «Недра».

Геология Кореи. 1964. М., «Недра».

Герасимова Н. А., Гусаров Б. М., Дылевский Е. Ф., Ковальчук И. А., Симаков К. В. 1971. Основные черты тектоники Омолонской глыбовой области.— В кн. «Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока». Магадан.

Герт Г. 1959. Геология Анд. М., ИЛ.

Гладенков Ю. Б. 1963. Офиолитовые

формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье).— Труды ГИН АН СССР, вып. 89.

Глушков А. П. 1963. Находка нижнепалеозойских молассоподобных отложений в басс. Тутона и Нимана (бассейн среднего течения р. Амур).— Сов. геол., № 5.

Гнибиденко Г. С. 1969. Метаморфические комплексы в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., «Наука».

Грейтс Дж., Грик Дж. 1967. Структура и история тектонического развития Аляски.— В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Джакобс С., Бюргл Г., Конли Д. 1967. Хребет Колумбии.— В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Дженкс У. П. 1959. Перу.— В кн. «Очерки по геологии Южной Америки. Перев. с англ. М., ИЛ.

Добрецов Н. Л., Понамарева Л. Г. 1965. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта северо-западной части Камчатки.— Докл. АН СССР, **160**, № 1.

Довжиков А. Е., Буи Фу Ми, Висилевская Е. Д., Жамойда А. И., Иванов Г. В., Изох Э. П., Ле Динь Хыу, Мареичев А. М., Нгуйен Ван Тиен, Нгуйен Тыонг Три, Транг Дык Лыонг, Фам Фан Куанг, Фам Динь Лонг. 1965. Геология Северного Вьетнама (Монография к геологической карте Северного Вьетнама масштаба 1 : 500 000). Ханой.

Егиазаров Б. Х. 1963. Основные черты геологического строения Корякского нагорья.— В кн. «Геология Корякского нагорья». (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16). М., Госгортехиздат.

Егиазаров Б. Х. 1969. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л., «Недра».

Егоров А. Е. 1967. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалина.— Докл. АН СССР, **175**, № 6.

Егоров А. Е. 1969. Метаморфические комплексы острова Сахалина.— Труды Сахалинск. комплексн. научно-исслед. ин-та, вып. 22, Южно-Сахалинск.

Елисеева В. К. 1962. Новые данные о стратиграфии и палеографии морских пермских отложений Южного Приморья.— Сов. геол., № 10.

Елисеева В. К., Соснина М. И. 1964. О находке верхнепермских отложений на о. Сахалине.— Геол. и геофиз., № 10.

Заводовский В. М. 1961. Биостратиграфия пермских отложений Омолонского массива.— В кн. «40 лет советской палеонтологии (1917—1957)». (Труды IV сессии Всес. палеонт. об-ва). М., Госгеолтехиздат.

Зоненшайн Л. П. 1969. О миогеосинклиналях.— Геотектоника, № 4.

Зоненшайн Л. П. 1971. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника» — Геотектоника, № 6.

Зонненберг Фр. 1967. Боливия и Анды.— В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Ирдли А. 1954. Структурная геология Северной Америки.— М., ИЛ.

Ирдли А. 1960. Тектоническая связь Северной и Южной Америки.— В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ.

Иликсон М. И., Музылев С. А. 1963. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 85.

Кайгородцев Г. Г. 1963. О природе известняковых утесов в бассейне р. Ваеги.— В кн. «Геология Корякского нагорья». (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16). М., Госгортехиздат.

Капица А. А. 1961. Доверхнемеловые отложения Сахалина.— В кн. «Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». М., Гостоптехиздат.

Караулов В. Б. 1970. Палеозойские структуры Западного Приохотья.— (Удско-Шантарский и Тугурский районы).— Геотектоника, № 1.

Кинг Ф. Б. 1961. Геологическое развитие Северной Америки, М., ИЛ.

Кинг Ф. Б. 1969. Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во МГУ.

Книппер А. Л. 1969. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые вопросы инициального магматизма.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». (Труды совещания). М., «Наука».

Книппер А. Л. 1970. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, № 2.

Ковтунович Ю. М. 1970. Восточно-Сахалинские горы. Палеозойская и мезозойская группы.— В кн. «Геология СССР, т. 33. Остров Сахалин, ч. 1. Геологическое описание». М., «Недра».

Колотухина С. Е. 1966. Тектоническое развитие Бразильского щита.— Геотектоника, № 4.

Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И., Первухина А. В., Потемкин К. В. 1968. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука».

Кордильеры Америки. 1967. М., «Мир».

Кропоткин П. Н., Ро Су Вон. 1966. Тектоника Северо-Восточной Кореи и Юго-западного Приморья.— В кн. «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья». М., «Наука».

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. 1965. Геологическе строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 134.

Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В. 1969. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. Л., «Недра».

Кудрявцев Г. А., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В., Строганов А. Н. 1968. Некоторые черты тектоники Бирмы и Малаккского полуострова.— Геотектоника, № 4.

Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. Перев. с англ. М., ИЛ.

Кюенен Ф. Г. 1952. Индонезийские глубоководные депрессии.— В кн. «Островные дуги». Перев. с англ. М., ИЛ.

Липкин Ю. С. 1966. Некоторые особенности строения Хаккайского массива и история его формирования.— В кн. «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток.

Липкин Ю. С., Липкина М. И. 1971. Геологическое строение Ханкайского массива и его положение в мезозоидах Сихотэ-Алиня.— В кн. «Мезозойский тектогенез». (Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан.

Ллойд Дж. Дж. 1967. История тектонического развития южной части Центрально-Американского орогена.— В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Лоувелл Дж. 1963. Край ордовикской миогеосинклинали в центральной Неваде.— В кн. «Труды XXI Международного геологического конгресса, вып. 1. Стратиграфия, палеонтология и палеогеография». М., ИЛ.

Лю Хун-юнь, Ша Цинь-юнь. 1966. Границы, стратиграфия и палеография синийской системы в Южном Китае.— Реф. журн., геол., № 8, Б. 22.

Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М. А. 1966. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн. «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья». 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., Соловьева И. А., Шуваев А. С. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.— Труды ГИН АН СССР, вып. 168.

Марков М. С., Соловьева И. А. 1972. Глубинное строение земной коры островных дуг и Альпийской складчатой области.— Геотектоника, № 1.

Мартин Л. Дж. 1967. Тектоника Северной Кордильеры Канады.— В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Меланхолина Е. Н. 1967. Складчатая система невадид южных Кордильер.— Труды ГИН АН СССР, вып. 180.

Менард Г. 1966. Геология Тихого океана. М., «Мир».

Менчер Е. 1967. История тектонического развития Венесуэлы.— В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. 1971. Состояние проблемы срединных массивов Северо-Востока СССР.— В кн. «Мезозойский тектогенез». (Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан.

Мигович И. М. 1963. Палеозойские, ранне- и среднемезозойские отложения Пенжинского кряжа.— В кн. «Геология Корякского нагорья». (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16). М., Гостортехиздат.

Миллер Д. Д., Пейн Т. Г., Грик Дж. 1961. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. Перев. с англ. М., Гостоптехиздат.

Михайлов А. Ф. 1959. Каменноугольные и пермские отложения Пенжинского кряжа.— Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 15.

Михайлов А. Ф. 1962. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий Юго-Западной части Пенжинского кряжа.—«Петрографический сборник», № 4. (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 73). Л.

Мишин В. П. 1971. Разновозрастные эвгеосинклинальные формации главного антиклинория Сихотэ-Алиня.— В кн. «Мезозойский тектогенез». (Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан.

Мишкин М. А. 1963. К петрологии докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива (Приморье).— В кн. «Тезисы докладов VI конференции молодых специалистов ДВФ СО АН СССР». Владивосток.

Муньос Кристи Х. 1959. Чили.— В кн. «Очерки по геологии Южной Америки». Перев. с англ. М., ИЛ.

Муратов М. В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 5.

Муратов М. В. 1962. Основные типы геосинклинальных прогибов Альпийской складчатой области.— Докл. АН СССР, 147, № 5.

Нагибина М. С. 1969. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., ВИНИТИ.

Некрасов Г. Е. 1972. Тектоника и магматизм полуострова Тайгонос и северо-западной Камчатки.— Автореф. канд. дисс. М.

Обуэн Ш. 1967. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Перев. с англ. М., «Мир».

Объяснительная записка к тектонической карте Австралии. 1965.— В кн. «Вопросы геологии Австралии». М., «Мир».

Основы тектоники Китая. 1962. Перев. с китайск. М., Госгеолтехиздат.

Павловский Е. В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Павловский Е. В. 1959. Зоны перикратонных опусканий и платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол., вып. 5.

Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.

Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. 1972. Проблема внутриконтинентальных геосинклинальных областей.— В кн. «Тектоника». (Междунар. геол. конресс. XXIV сессия, Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, **196**, № 3.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. 1972. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геол., № 12.

Петрушевский Б. А. 1970. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **45**, вып. 2.

Понамарева Л. Г., Добрецов Н. Л. 1966. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (северо-западная Камчатка).— Геол. и геофиз, № 4.

Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. 1964. Тектоническое развитие и структура Индокитая.— Труды ГИН АН СССР, вып. 103.

Пущаровский Ю. М. 1965. Впечатление о тектонике Северного Вьетнама.— Геотектоника, № 5.

Пущаровский Ю. М. 1958. Основные черты строения Тихоокеанского сегмента земной коры.— В кн. «Орогенические пояса». (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Недра».

Пущаровский Ю. М. 1972. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли.— Труды ГИН АН СССР, вып. 234.

Равич М. Г., Каменев Е. Н. 1972. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., Гидрометиздат.

Региональная стратиграфия Китая. 1960—1963. Вып. 1—2. Перев. с англ. М., ИЛ.

Рождественский В. С. 1970. Таулдан-Армуданский хребет. Палеозойская и мезозойская группы.— В кн. «Геология СССР, т. 33. Остров Сахалин, ч. I. Геологическое описание». М., «Недра».

Руб М. Г. 1960. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 33.

Русаков И. М., Трухалев А. И. 1962. Находка триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и ее значение.— Докл. АН СССР, **145**, № 2.

Салун С. А. 1971. Основные черты мезозойского тектогенеза в южной части Советского Дальнего Востока.— В кн. «Мезозойский тектогенез». (Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан.

Семенов Д. Ф. 1970. Сусунайский хребет. Палеозойская и мезозойская группы.— В кн. «Геология СССР, т. 33. Остров Сахалин, ч. I. Геологическое описание». М., «Недра».

Силантьев В. Н. 1963. Новые данные о верхнепермских отложениях центральной части Южного Сихотэ-Алиня.— Сов. геол., № 2.

Симаков К. В. 1967. Допермские образования Омолонского блока.— Геол. и геофиз., № 12.

Смирнов А. М. 1964. О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Камчатки и Сахалина.— В кн. «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса». М., «Наука».

Смирнов А. М. 1972. Докембрий северо-запада тихоокеанского подвижного пояса и его платформенного обрамления.— Автореф. докт. дисс. М.

Смирнов С. С. 1946. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Соболевская В. Н. 1965. Основные черты тектонического развития Австралии. Геотектоника, № 5.

Стратиграфический справочник. 1960. Вьетнам, Лаос, Камбоджа, Таиланд, Малайя. М., ИЛ.

Тарасевич Ю. Н. 1970. Тонино-Анивский полуостров. Палеозойская и мезозойская группы.— В кн. «Геология СССР, т. 33. Остров Сахалин, ч. I. Геологическое описание». М., «Недра».

Тектоника Евразии. 1966. (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М., «Наука».

Терехов М. И. 1971. Геологическое строение и история развития южной части Омолонского массива и его складчатого обрамления.— Автореф. канд. дисс. Владивосток.

Тильман С. М. 1962. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья.— Труды Сев.-Вост. комплексн. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 1. Магадан.

Тильман С. М. 1963. К вопросу о тектоническом развитии северо-восточной окраины Азии и Аляски в палеозойское время.— В кн. «Геология Корякского нагорья». (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16). М., Госгортехиздат.

Тильман С. М. 1970. Сравнительная тектоника мезозоид севера тихоокеанского кольца.— Автореф. докт. дисс. Новосибирск.

Тильман С. М. 1971. Тектоническая природа мезозоид Севера Тихоокеанского кольца.— В кн. «Мезозойский тектогенез». (Материалы VII сессии научного

совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан.

Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. 1969. Тектоника Северо-Востока СССР. (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1 : 2 500 000).— Труды Северо-Вост. комплексн. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 33. Магадан.

Умбгров И. Г. Ф. 1952. Островные дуги.— В кн. «Островные дуги». Перев. с англ. М., ИЛ.

Фаворская М. А., Руб М. Г., Кигай В. А., Цох Э. П., Ганеева Г. М., Преображенская Р. К. 1961. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 45.

Фролова Н. В. 1951. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Труды Иркутск. ун-та, серия геол., 5, вып. 2.

Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., «Недра».

Хаин В. Е. 1968. Об основных тенденциях в развитии земной коры.— Вестник МГУ, геол., № 1.

Хаин В. Е. 1972. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.— Геотектоника, № 4.

Харрингтон Х. 1959. Аргентина.— В кн. «Очерки по геологии Южной Америки». М., ИЛ.

Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 91.

Хесс Г. Г. 1952. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В кн. «Островные дуги». Перев. с англ. М., ИЛ.

Хуан Бо-Цинь. 1952. Основные черты тектонического строения Китая. М., ИЛ.

Хуан Цзи-цинь. 1961. Основные черты тектоники Китая.— Сов. геол., № 9.

Черныш Б. Я. 1965. К выделению верхнепалеозойских эвгеосинклинальных отложений на северо-западе Приморья и в смежных районах.— Сов. геол., № 10.

Шатский Н. С., Богданов А. А., Муратов М. В., Херасков Н. П., Яншин А. Л. 1957. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат.

Швольман В. А. 1964. Тектоника Филиппинского архипелага.— В кн. «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана».— Труды ГИН АН СССР, вып. 113.

Шейнманн Ю. М. 1968. Очерки глубинной геологии. М., «Недра».

Шен Цзинь-чжан. 1960. Пермские отложения Китая. Расширенное резюме на русск. яз.— Science Rec., N. S. 4, N 4.

Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Беляева Г. В., Журавлева И. Т., Мамонтов Ю. А. 1966. Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя бассейна р. Уды (Хабаровский край).— Сов. геол., № 7.

Шоу Е. В. 1967. Канадские Скалистые горы, их положение во времени и пространстве.— В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Шпетный А. П. 1968. О новой тектонической карте Северо-Востока СССР.— Сов. геол., № 4.

Шпетный А. П. 1969. Омолонский массив структуры каледонской консолидации.— В кн. «Мезозойский тектогенез». (Тезисы докл. VII сессии по тектонике Сибири и Дальнего Востока СССР). Магадан.

Штилле Г. 1964. Тектоническое развитие островного мира Неоавстралии. Избранные труды. Перев. с нем. М., ИЛ.

Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны.— В кн. «Гондвана». (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука».

Шустов В. А. 1961. Палеозойские отложения Таулак-Армуданской горной гряды на о. Сахалине.— Труды ВНИГРИ, вып. 181.

Эйм К. К., Эрреро Л. Дж. 1967. Субандийская система разломов в восточном Перу и Эквадоре.— В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Эйриш А. В. 1960. Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хингана.— Сов. геол., № 3.

Эрреро-Дюклу А. 1967. Анды западной Аргентины.— В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Adie R. J. 1952. Representatives of the Gondwana System in the Falkland Islands.— Congr. géol. intern., 19 session. Sympos. sur les séries de Gondwana. Alger.

Ahlfeld F. 1970. Zur Tektonik des andinen Bolivien.— Geol. Rundschau, **59**, H. 3.

Ahlfeld F., Branisa L. 1960. Geologia de Bolivia. La Paz.

Ahlfeld F., Schneider-Scherbina A. 1964. Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia.— Bol. Dept. nac. geol., N 5.

Albers J. P., Robertson J. F. 1961. Geology and ore deposits of East Shasta copper-zinc district, Shasta County, California.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 238.

Allen C. R. 1962. Circum-Pacific faulting in the Philippines — Taiwan region.— J. Geophys. Res., **67**.

Almeida F. F. M., de. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America.— Rev. brasil. geochronol., N 1.

Andrews E. C. 1938. The structural development of N. S. W. during the Palaeozoic.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **71**, pt 2.

Ao Chen-Kuan. 1956. Discussions on influence of Caledonian movement on southern part of China platform and

development history of geotectoniac.— Acta geol. sinica, **36**, N 3.
Arango G. 1940. Geologia sobre el Ordoviciano de Antioquia.— Rev. mineral., **17**, N 99.
Arango G. 1963. Contribucion al conocimiento de la geologia de la Zona Central de Antioquia.— An. fac. min., N 57.
Arnold H. C. 1966. Upper Palaeozoic Sabaneta-Palmerio sequence of Merida Andes, Venezuela.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **50**, N 11.
Avias J. 1953. Contribution à l'etude stratigraphique et paléontologique des formations antecretacées de la Nouvelle Calédonie Centrale.— Sci. Terre, **1**, N 1—2.
Bailey E., Irwin W., Jones D. 1964. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California.— Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 183.
Banks M. R. 1956. The Middle and Upper Cambrian series (Dundas group and its correlates) in Tasmania.— Intern. Geol. Congr., 20th Session. El sistema Cambrico Sympos. Vol. 2. Mexico.
Banks M. R. 1962a. Cambrian system.— J. Geol. Soc. Australia, **9**, pt 2.
Banks M. R. 1962b. Ordovician system.— J. Geol. Soc. Australia, **9**, pt 2.
Banks M. R. 1962c. Permian system.— J. Geol. Soc. Australia, **9**, pt 2.
Banks M. R. 1962d. Silurian and Devonian system.— J. Geol. Soc. Australia, **9**, pt 2.
Banks M. R., Ahmad N. 1962. The Permian system in Western Tasmania.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, **96**.
Barbosa O. 1952. Comparison between the Gondwana of Brazil, Bolivia and Argentina.— Congr. géol. internat., 19 session. Sympos. sur les séries de Gondwana. Alger.
Bateman P. C., Clark L. D., Huber N. K. 1963. The Sierra Nevada batholith. A synthesis of recent work across the central part.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 414— D.
Bayley R. W., Muchlberger W. R. 1968. Map of basement rocks of the United States. Scale 1 : 2 500 000 (Washington). U. S. Geol. Surv.
Beck A. C. 1964. Geological map of New Zealand. Sheet 14, Marlborough Sounds. Scale 1 : 250 000. Wellington, N. Z. Dept Sci. and Industr. Res.
Becraft G. E. 1964. Preliminary geologic map of the Wilmont Creek quadrangle, Ferry and Stevens Counties, (scale 1 : 48 000). Washington, *U. S.* Geol. Surv. Mineral Inv. Field Structures Map M. F.
Bellizzia A., Bellizzia M. 1961. Geologia y reservas de la cuenca carbonifera de Naicual, Estado Anoategui.— Congr. geol. Venezuela III. Caracas, 1959. Mem. Vol. 4.
Bellizzia A., Juana C. G., de. 1964. Contribution of Venezuela to the edition of World Geological Map. Caracas.
Bellizzia A., Rodrigues G. D. 1968. Consideraciones sobre la estratigrafia de los Estados Lara, Yarucuy, Cojedes y Carabobo.— Bol. geol. Caracas, **9**, N 18.
Bemmelen R. W., van. 1949. The geology of Indonesia. The Hague, Nijhoff.
Benson W. N. 1912. Geology of the Nundle district.— Rept Austral. and N. Z. Assoc. Advanc. Sci, N 12.
Benson W. N. 1913. Great serpentine belt of New South Wales.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, **38**.
Benson W. N. 1915. The geology of the Tamworth district.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, **40**.
Benson W. N. 1934. The geology of the region adjacent to Preservation and Chalky inlets, South-West Fiordland, New Zealand.— Trans. N. Z. Inst., **63**, pt 4.
Benson W. N., Keble R. A., Kinga L. C., McKee L. T. 1936. The Ordovician of Northwest Nelson, New Zealand. Paper, with notes on other Ordovician fossils.— Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z., **65**, pt. 4.
Blusson S. L. 1967. Sekwi mountain, Nahanni, and Frances lake map — area.— Geol. Surv. Canada Paper, N 67—1.
Bogdanov N. A., Markov M. S. 1970. Tectonic framework of the western part of the Bering Sea.— Abstracts. Sympos. Geophys. and Geol. Bering Sea Region. Fairbanks, Alaska.
Bonis S. B. 1967. Excursion guide book for Guatemala.— Geol. Bull. Inst. Geogr. Nac. Guatemala, N 4.
Brabb E. E. 1967. Stratigraphy of the Cambrian and Ordovician Rocks of East-Central Alaska.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 559 — a.
Brew D. A., Loney R. A., Muffler L. J. 1966. Tectonic history of Southeastern Alaska.— Canad. Inst. Mining and Metallurgy, Spec. Vol., N 8.
Brooks J. H. 1960. Silurian of Northern coastal Queensland.— J. Geol. Soc. Australia, **7**.
Brown A. S. 1966. Tectonic history of the Insular belt of British Columbia.— Canad. Inst. Mines and Metallurgy, Spec. Vol., N 8.
Brown D. A. 1964. Excursion notes on the geology of the Yass district, New South Wales.— Geological Excursion to Canberra. Meeting Austral. and N. Z. Assoc. Advanc. Sci., Canberra.
Brown I. A. 1928. The geology of the south coast of New South Wales. The Palaeozoic geology of the Maruya district.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, **53**, pt 3.
Brown I. A. 1933. The geology of the south coast of New South Wales, with special reference of the origin and relationships of the igneous rocks.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, **58**, pt 5—6.
Brown I. A. 1954. The stratigraphy and

structure of the Silurian and Devonian rocks of the Yass, Bowning district.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **74**, pt 3.
Brown W. R. 1926. The geology of the Gosforth district, New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **60**, pt 2.
Brown W. R. 1947. A short history of the Tasman geosincline of Eastern Australia.— Sci. Progr., **35**, N 140.
Bruce G. 1962. The geology of the Nelson city area.— Trans. Roy. Soc. N. Z., Geol., **1**, N 11.
Bryan W. H. 1925. Earth movement in Queensland.— Proc. Roy. Soc. Queensland, **37**.
Bryan W. H., Jones O. A. 1954. Contributions to the geology of Brisbane. N 2. The structural history of the Brisbane metamorphics.— Proc. Roy. Soc. Queensland, **65**.
Buddington A. F., Chapin T. 1929. Geology and mineral deposits of Southeastern Alaska.— Bull. U. S. Geol. Surv., N 800.
Bürge H. 1961. Historia geologica de Colombia.— Rev. acad. Colombia ci. exat. fis. e natur., **1**, N 43.
Burwash R. A., Baadsgaard H., Peterman Z. E., Hunt G. H. 1964. Precambrian (chap. 2).— Geological history of Western Canada. Calgary, Alberta Geol. Soc.
Buwalda J. P. 1954. Geology of the Tehachapi Mountains, California.— Bull. Div. Mines. Dept Natur. Resources. State Calif., N 170, pt 2, chap. 2.
Cairnes D. D. 1914. Geological section along the Yukon — Alaska boundary line between Yukon and Porcupine Rivers.— Bull. Geol. Soc. America, **25**.
Campana B. 1954. Absolute age determination of the uraniferous granite and Precambrian tillite in Crockers Well area (Olary district, South Australia).— Austral. J. Sci., **16**, N 6.
Campana B. 1958. The geology of the Gawler military sheet.— Rept Invest. Geol. Surv. South Australia, N 4.
Campana B. 1958. The Mt. Lofty — Olary region and Kangaroo Island.— J. Geol. Soc. Australia, **5**, pt 2.
Campana B., King D. 1963. Palaeozoic tectonism, sedimentation and mineralization in West Tasmania.— J. Geol. Soc. Australia. **10**, pt 1.
Campana B., King D., McKenna. 1960. Unconformable units of the Cambrian succession of West Tasmania.— Austral. J. Sci., **22**, N 8.
Campbell A. B., Good S. E. 1963. Geology and mineral deposits of the Twin Crage quadrangle, Idaho.— Bull. U. S. Geol. Surv., N 1142 — A.
Campbell K. S. W. 1952. The geology of the Crussbrook, Buaraba area.— Papers Univ. Queensland, Dept Geol., N. S., **3**, N 17.
Campbell K. S. W., Engel B. A. 1963. The faunas of the Tournaisian Tulcumba Sandstone and its members in the Werrie and Belyue synclines, New South Wales.— J. Geol. Soc. Australia, **10**, pt 1.
Carey S. W. 1937. The Carboniferous sequence in the Werrie basin.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, **62**, pt 5—6.
Carey S. W. 1938. Tectonic evolution of New Guinea and Melanesia. Sydney, Univ. Press.
Carey S. W., Banks M. R. 1954. Lower Palaeozoic unconformities in Tasmania.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, **88**.
Carey S. W., Browne W. R. 1938. Review of the Carboniferous stratigraphy, tectonics and palaeogeography of New South Wales and Queensland.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **71**, pt 2.
Carte géologique de l'Indochine. 1961. A l'echelle du 1 : 500 000. Feuilles NN 14W, 14E, 15W, 17W, 17E, 18W, 20W, 20E. Retable et publiée par le Service géographique national du Viet-Nam, Saigon.
Carter W. D., Aguirre L. 1965. Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley Graben, Chile.— Bull. Geol. Soc. America, **76**.
Cecioni G. O., Garcia F. A. 1960. Stratigraphy of coastal range in Tarapaca Province, Chile.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **44**, N 10.
Chserna Z., de 1965. Reconocimiento geologico en la Sierra Madre del sur de Mexico, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero.— Bol. Univ. nac. autonoma Mexico, Inst. Geol., N 62.
Churkin M. 1962. Facies across Palaeozoic miogeosynclinal margin of Central Idaho.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **46**, N 5.
Churkin M., Brabb E. 1965. Ordovician, Silurian and Devonian biostratigraphy of East-Central Alaska. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **49**, N 2.
Churkin M., Langenheim R. 1960. Silurian strata of the Klamath Mountains, California.— Amer. J. Sci., **258**.
Clark L. D. 1964. Stratigraphy and structure of part of the Western Sierra Nevada Metamorphic, California.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 410.
Cochrane Q. W., Samson H. R. 1950. The geology of the Nowa — South Buchan area. Victoria.— Proc. Roy. Soc. Victoria, **60**.
Colani M. 1924. Nouvelle contribution à l'étude des Fusulinides de l'Extreme Orient.— Mem. Serv. géol. Indochine, **2**, fasc. 1.
Compton R. R. 1966. Granitic and metamorphic rocks of the Salinian block, California Coast Ranges.— Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
Condon W. H. 1961. Geology of the Craig quadrangle, Alaska.— Bull. U. S. Geol. Surv., N 1108 — B.
Conolly J. R. 1963. Upper Devonian stratigraphy and sedimentation in the

Wellington, Molong district, New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **96**, pt 1.
Cooper G. A., Arellano A. R. 1946. Stratigraphy near Caborea, Northern Sonora.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **30**.
Cotton C. A. 1949. A. review of the tectonic relief of Australia.— J. Geol., **57**, N 3.
Cox S. H. 1879. Report on the Wakatipu and Greenstone districts.— N. Z. Geol. Surv. Rept Geol. Explor. 1878—1879, **12**.
Crohn P. W. 1950. The geology, petrology and physiography of the Omeo district, North-Eastern Victoria.—Proc. Roy. Soc. Victoria, **62**, N 1.
Crook K. A. W. 1961. Stratigraphy of the Tamwoth group Lower and Middle Devonian, Tamworth, Nundle district.— Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **94**, pt 5.
Daily B. 1956. The Cambrian in South Australia.— Intern. Geol. Congr., 20th Session. El sistema Càmbrico Sympos. Vol. 2. Mexico.
Daily B. 1963. The fossiliferous Cambrian succession on Fleurien peninsula, South Australia.— Rec. South Austral. Museum, **14**, N 3.
David T. W. 1911. Notes on some of the chief tectonic lines of Australia.— J. Roy. Soc. N. S. Wales, **45**.
David T. W. 1932. Explanatory notes to accompany a new geological map of the Commonwealth of Australia. Sydney.
David T. W 1950. The geology of the Commonwealth of Australia. London.
Davis G. 1966. Metamorphic and granitic history of the Klamath Mountains.— Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
Davis G. A., Holdaway M. J., Lipman P. W., Romey W. D. 1965. Structure, metamorphism and plutonism in the South-Central Klamath Mountains, California.— Bull. Geol. Soc. America, **76**, N 8.
Dengo G. 1961. Geologia de la region de Caracas.— Bol. Geol. Caracas, **1**, N 1.
Dengo G. 1962. Tectonic-igneous sequence in Costa Rica.— Buddington volume, Geol. Soc. America.
Dengo G. 1968. Geologica, historia tectonica y morfologia de America Central. Mexico.
Dengo G. 1969. Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean.— Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., **19**.
Dengo G., Bohnenberger O. 1969. Structural development of Northern Central America.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, N 11.
Denmead A. K. 1928. A survey of the Brisbane schists.— Proc. Roy. Soc. Queensland, **39**.
Denmead A. K., Tweedale G. W. 1960. Permian of the Great Artesian Basin.— J. Geol. Soc. Australia, **7**.
Derrington S. S. 1961. Tectonic framework of the Bowen basin, Queensland. APEA Conference Papers, Melburne.
Dessanti R. N., Caminos R. 1967. Ededes potasio-argon y posicion estratigrafica de algunas rocas igneas y metamorficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza.— Rev. asoc. geol. argent., **22**, N 2.
Dewey J. F., Horsfield B. 1970. Plat-tectonics, orogeny and continental growth.— Nature, **225**, N 5232.
Diets R. S. 1963. Alpine serpentinites as oceanic ring fragments.— Bull. Geol. Soc. America, **74**, N 7.
Dixson C. G. 1956. Geology of Southern British Honduras, with notes on adjacent areas. Honduras Govt Printing Office.
Douglas R. J. W. 1970. Geology and economic minerals of Canada. Ottawa, Dept Energ., Mines and Resources Canada.
Dozy J. J., Jonc W. J., Schouten C. a. o. 1939. Geological results of the Carstensz expedition, 1936.— Leidse geol. meded., **11**, N 1.
Eardley A. J. 1947. Palaeozoic Cordilleran geosyncline and related orogeny.—J. Geol., **55**.
Eardley A. J. 1962. Structural geology of North America. Harper.
Easton J. C. 1938. The geology and physiography of the Mitchell river.— Mining and Geol. J. Victoria, **1**, N 3.
Elliston J. 1954. Geology of the Dundas district, Tasmania.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, **88**.
Emery K. O., Hayashi Y., Hilde T. 1969. Geological structure and some water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea.— Techn. Bull. ECAFE, **2**.
Engel B. A. 1962. Geology of the Bulahdelah, Port Stephens district, New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **95**, pt 6.
Evernden J. F., Richards J. R. 1962. Potassium-argon ages in Eastern Australia.— J. Geol. Soc. Australia, **9**, pt. 1.
Ewing J., Antoine J., Ewing M. 1960. Geophysical measurements in the Western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico.— J. Geophys. Res., **65**.
Explicacion del mapa geologico de la Republica Argentina. Tezon R. V. (Ed.). Esc. 1 : 2 500 000. 1964. Buenos Aires.
Fairbridge R. W. 1950. Problems of Australian geotectonics.— J. Sci. Union, Univ. Western Australia, **1**, N 5.
Feuiöõetan de Broyn W. N. H. 1921. Contribution à la géologie de la Nouvelle Guinèe. Lausanne.
Fisher R. L., Raitt R. W. 1962. Topography and structure of the Peru — Chile trenct.— Deep-Sea Res., **9**.
Fletcher H. O. 1952. Permian fossils from

Southland. Pt 1.— Bull. N. Z. Geol. Surv., Palaeontol., N 19.
Flint D. E. 1954. Mineral resources of the Ryukyo-retto. Geol. Surv. Branch, Intell. Div. Off. Eng. Hg. U. S. Army Forces, Far East, with personnel of U. S. Geol. Surv. Washington.
Foster H. L., Stensland C. H., May H. G., Fosbog F. R., Alvis R. J. 1960. Military geology of Isidaki-shima, Ryukyu-retto. Pt 1. General description of the terrain. Geol. Surv. Branch, Intell. Div. Off. Eng. Hg. U. S. Army Forces, Far East, with personnel of U. S. Geol. Surv. Washington.
Frakes L. A., Crowell J. C. 1967. Facies and palaeogeography of Late Palaeozoic diamictite, Falkland Islands.— Bull. Geol. Soc. America, **78**.
Fries C. Jr. 1965. Resena de la geologia des estado de Sonora con enfasis en el Paleozoico.— Bol. Asoc. mexicana geol. petrol., **45**.
Fries C. Jr., Rincon-Orta. 1965. Nuevas aportaciones geocronologicas y technicas empleadas en laboratorio de geocronometria.— Bol. Univ. nac. autonoma Mexico, Inst. Geol., **73**, pt 2.
Fries C. Jr., Schmitter E., Damon P. E., Livingston D. E. 1962. Rocas Precambricas de edad grevilliana de la parte central de Oaxaca en sur de Mexico.— Bol. Univ. nac. autonoma Mexico, Inst. Geol., **64**.
Fromaget J. (1931. L'anthracolithique en Indochine apres la regression monocovienne, sa stratigraphie et ses transgressions.— Bull. Serv. géol. Indochine, **19**, fasc. 2.
Fromaget J. 1937. Études géologiques sur le Nord-Ouest du Tonkin et le Nord du Haut-Laos. Pt I. Le Bati.— Bull. Serv. géol. Indochine, **23**, fasc. 1.
Fromaget J. 1941. L'Indochine française, sa structure géologiques, ses roches, ses mines et leur relations possibles avec la tectonique.— Bull. Serv. géol. Indochine, **26**, fasc. 2.
Fromaget J. 1952. Études géologiques le Nord-Ouest du Tonkin et le Nord du Haut-Laos. Pt 2—3.— Bull. Serv. géol. Indochine, **29**, fasc. 6.
Fujimoto H. 1961. Recent studies of the Palaeozoic group of Japan.— Intern. Geol. Rev., **3**, N 11.
Furque G. 1958. El Gondwana inferior Precordillera Septentrional (Argentina).— Congr. Geol. Intern., 20 session. Comis. correlacion sistema Karroo (Gondwana). Mexico.
Gabrielse H. 1967. Operation Selwyn, 1967, in Report of Activities.— Geol. Surv. Canada Paper N 68—1, pt 4.
Gabrielse H. 1968. Operation Selwyn, 1967, Yukon territory, District of Mackenzie, Britich Columbia.— Geol. Surv. Canada Paper, N 68—1.
Gabrielse H., Reesor J. 1964. Geochronology of plutonic rocks in two areas of the Canadian Cordillera.— Roy. Soc. Canada Spec. Publs, N 8.
Gabrielse H., Wheeler J. 1961. Tectonic framework of Southern Yukon and Northwestern British Columbia.— Geol. Surv. Canada Paper, N 60—24.
Gansser A. 1954. The Guiana Shield (S. America). Geological observation.— Eclogae geol. helv., **47**, N 1.
Geological History of Western Canada. 1964. McCrossan R. G., Glaister R. P. (Eds). Calgary, Alberta Soc. Petrol. Geologists.
Gervasio F. C. 1966a. The age and nature orogenesis of the Philippines.— Philippine Geologist, **20**.
Gervasio F. C. 1966b. A study of the tectonics of Philippines archipelago.— Philippine Geologist, **20**.
Gervasio F. C. 1971. Geotectonic development of the Philippines.— Mem. XII Pacific Science Congress. Vol. 2. Tokyo.
Gillily J. 1950. Distribution of mountain building in geologic time.— Geol. Rundschau, **38**, H. 2.
Glaessner M. F. 1950. Geotectonic position of New Guinea.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **34**, N 5.
Glaessner M. F. 1958. New fossils from the base of the Cambrian in South Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, **81**.
Glaessner M. F. 1962. Pre-Cambrian fossils.— Biol. Rev., **37**.
Glaessner M. F., Daily B. 1959. The geology of the Late Precambrian fauna of the Ediacara fossil reserve.— Rec. South Austral. Museum, **13**, N 3.
Glaessner M. F., Lewellyn K. M., Stanley G. 1950. Fossiliferous rocks of Permian age from the territory of New Guinea.—Austral. J. Sci., **13**, N 1.
Glaessner M. F., Parkin L. W. 1958. The geology of South Australia.— J. Geol. Soc. Australia, **5**, pt 2.
González-Bonorino F., Aguirre L. 1970. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile.— Geol. Rundschau, **59**, H. 3.
Grabert H. 1963. Zum Bau des Brasilianischen Schildes. Versuch einer Analyse des Brasiliden-Orogenes.— Geol. Rundschau, **52**. H. 1.
Gradwell R. 1955. The petrology of the Samford granodiorite.— Papers Univ. Queensland, Dept Geol., **4**, N 7.
Gradwell R. 1960. The Permian to Triassic granites of southern and coastal Queensland.— J. Geol. Soc. Australia, **7**.
Green L. H. 1968. Reconnaissance of Aishihic Lake (115 H), Snag (115—J and K (east half)), and a portion of Stewart River (115—N (east half)).— Geol. Surv. Canada Paper, N 68—1.
Gregg D. R. 1964. Geological map of New Zealand. Sheet 18, Hurunui. Sc. 1 : 250 000 Wellington, N. Z. Dept Sci. and Industr. Res.
Grindley G. W. 1957. Evidence for depth of burial metamorphism of the geosynclinal sediments.— Abstracts Lectures.

and Papers Austral. and N. Z. Assoc. Advanc. Sci., C 66.
Grindley G. W. 1958. The geology of the Eglinton valley, Southland.— Bull. N. Z. Geol. Surv., N 58.
Grindley G. W. 1961. Geological map of New Zealand. Goldenbay. Sc. 1 : 250 000. Wellington, N. Z. Dept Sci. and Industr. Res.
Grindley G. W. 1963. Structure of the Alpine schists of South Westland, Southern Alps, New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., **6**, N 5.
Grindley G. W., Waterhouse J. B. 1960. Infaulted Triassic outlier at Lake Ferguss, Eglinton valley, Southland.— N. Z. J. Geol. and Geophys., **3**, N 2.
Gromberg D. N., Banks P. O., McBirney A. R. 1968. Guatemala — preliminary zircon ages from Central Cordillera.— Science, **162**, N 38—49.
Gryč G. 1970. History of petroleum exploration in Northern Alaska.— Proc. Geol. Seminar. North Slope, Alaska. AAPG, Los Angeles.
Gubler J. 1935. Étude geólogique au Cambodge Occidental.— Bull. Serv. géol. Indochine, **22**, fasc. 2.
Guzman E. J., Cserna Z., de. 1963. Tectonic history of Mexico.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **2**.
Haile N. S. 1971. The geology of the northern part of the Sunda Shelf and adjacent land areas.— Mem. XII Pacific Science Congress. Vol. 1. Canberra.
Hall T. S. 1894. Geology of Castlemaine.— Proc. Roy. Soc. Victoria, 7.
Hamada T. 1961. The Middle Palaeozoic group of Japan and its bearing on the geological history.— J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2, **13**, pt. 1.
Hamada T. 1962. Gotlandian stratigraphy of the outer zone, South West Japan.— Intern. Geol. Rev., **4**, N 9.
Hang E. 1900. Les geosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des transgressions et des regressions marines.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, **28**.
Harrington H. J. 1961. The Cambrian formation of South America.— В кн. «Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы. Симпозиум (Междунар. геол. конгресс, XX сессия), т. 3. М., Изд-во АН СССР.
Harrington H. J. 1962. Palaeographic development of South America.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **46**, N 10.
Harrington H. J. 1967. Devonian of South America.— Proc. Intern. Sympos. Devonian System, vol. 2, Calgary.
Harrington H. J., Kay M. 1951. Cambrian and Ordovician faunas of Eastern Colombia.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **46**, N 10.
Harris W. J., Thomas D. E. 1934. Notes on the geology of the Upper Goulbourn basin. Pt. 1. The Jamieson valley.— Mining and Geol. J. Victoria, **2**, N 3.
Harrison J. V. 1956. Geologia de la cartera Huancaya — Santa Beatriz en el Peru Central.— Bol. Soc. geol. Peru, **28**.
Harrison J. E., Campbell A. B. 1963. Correlation and problems in belt series stratigraphy, Northern Idaho and Western Montana.— Bull. Geol. Soc. America, **74**, N 12.
Hay R. F. 1960. The geology of Mangakahia Subdivision.— Bull. N. Z. Geol. Surv., N 61.
Hayama Y. 1962. Mutual relations between the Sangun, the Sambagawa and the Ryoke metamorphic belts in South Western Japan (JWE).— Earth Sci., N **63**.
Hayama Y., Miyagawa K., Nakajima W., Yamada T. 1963. The Kashio tectonic zone, Urakawa-to-Wada area, Central Japan (JWE).— Earth Sci., N 66.
Hayes D. E. 1966. A geophysical investigation of the Peru-Chile trench.— Marine Geol., **4**.
Hea J. P., Whitman A. B. 1960. Estratigrafia y petrologia de los sedimentos precretacicos de la parte norte-central de la Sierra de Perija, Estado Zulia, Venezuela.— Congress Geologic Venezuela III, Caracas, 1959, Mem. 1. Caracas.
Hector G. 1877. Progress Report 1876—1877.— Rept Geol. Explor. N. Z. Geol. Surv., **10**.
Henderson J., Fyfe H. E. 1927. Marchison subdivision.— Annual Rept N. Z. Geol. Surv., **21**.
Henderson J., Grange L., Macpherson E. 1925. Motueka Subdivision.— Annual Rept N. Z. Geol. Surv., **19**.
Henderson J., Grange L., Macpherson E. 1958. The geology of Motueka subdivision.— Bull. N. Z. Geol. Surv., N **35**.
Hess H. H. 1939. Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions. A contribution to the ophiolite problem.— Intern. Geol. Congr., 17th Session. Vol. 2, Moscow.
Hess H. H. 1940. Appalachian peridotite belt, its significance in sequence of events in mountain building.— Bull. Geol. Soc. America, **51**.
Hess H. H. 1946. Drowned ancient islands of the Pacific basin.— Amer. J. Sci., **244**.
Hill D. 1951. Geology.—Handbook of Queensland. Brisbane.
Hill D. 1960. Geological structure.— J. Geol. Soc. Australia, **7**.
Hills E. D. 1929. The geology and palaeontography of the Canthedral Range.— Proc. Roy. Soc. Victoria, **41**, pt 2.
Hills E. S. 1932. The geology of Marysville, Victoria.— Geol. Mag., **69**.
Hills E. S. 1946. Some aspects of the tectonics of Australia.— J. Roy. Soc. N. S. Wales, **79**.
Hills E. S. 1956a. A contribution of the morphotectonics of Australia.—J. Geol. Soc. Australia, **3**.
Hills E. S. 1956b. The tectonic style of Australia.— Geotektonisches Symposium, zur Ehren von Hans Stille. Stuttgart.
Ho C. S. 1967. Structural evolution of Taiwan.— Tectonophysics, **4**.
Ho C. S., Lee Chin-Nan. 1963. Chapters on

geology of Taiwan.— Taipei, Geol. Surv. Taiwan.
Hoffet J. 1933. Étude géologique sur le centre de l'Indochine entre Tourane et le Mékong.— Bull. Serv. géol. Indochine, **20**, fasc. 2.
Hoffet J. 1935. Carte géologique au 500 000. Notice sur la feuille de GUE. Hanoi.
Hsieh Chia-Jung. 1961. Geotectonic problems of China.— Acta geol. sinica, **41**, N 2.
Huang Chi-Ch'ing. 1954. Principal geological structure units in China.— China Geol. Press, N 6.
Hunt Ch. B., Mabey D. R. 1966. Stratigraphy and structure of Death Valley, California.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 494—A.
Hutton C. O. 1940. Metamorphism in the Lake Wakatipu region, Western Otago, New Zealand.— N. Z. Dept Sci. and Industr. Res., Geol. Mem., N 5.
Hutton C. O., Turner F. J. 1936. Metamorphic zones in North-West Otago.— Trans. Roy. Soc. N. Z., **65**.
Irish E. J. W. 1964. Preliminary account of the Lower Palaeozoic strata of a part of north-eastern British Columbia.— Bull. Canad. Petrol. Geologists, **12**, N 4.
Irwin W. P. 1963. Preliminary geologic map of the Weaverville quadrangle, Western California and South-Western Oregon.— U. S. Geol. Surv. Mineral Inv. Field Studies. Map MF—275, sc. 1 : 62 500. Washington.
Irwin W. P. 1966. Geology of the Klamath Mountains province.— Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
Ishioka K., Kamei T., 1950. A discovery of Gotlandian formation in the upper part of Kuzuryu, Fukui prefecture. Preliminary report.— J. Geol. Soc. Japan, **56**, N 653.
Isomi H. 1968. Tectonic map of Japan. Scale 1 : 2 000 000. Tokyo, Geol. Surv. Japan.
Iten K. W. B. 1952. Facies change — a factor in ore localization in the Cobar mineral field, New South Wales.— Mining Mag., **42**, N 2.
Iten K. W. B., Cater E. K. 1951. Geological investigations in the Cobar area, New South Wales. Canberra.
Jackson D. E. 1966. Graptolitic facies of the Canadian Cordillera and Arctic Archipelago; a review.— Bull. Canad. Petrol. Geologists, **14**, N 4.
Jackson D. E., Steen G., Sukes D. 1965. Stratigraphy and graptolite zonation of the Kechika and Sanbrile groups in North-Western British Columbia.— Bull. Canad. Petrol. Geologists, **13**, N 1.
Jen Chi-Shun. 1960. Discussions on characteristics of geotectonics in South-Eastern China.— Geol. Discus., **20**, N 3.
Jen Chi-Shun. 1964. Certain geotectonic formations occurring before the Devonian in South-Eastern China.— Intern. Geol. Rev., **10**, N 12.
Joklik G. F. 1950. Structural and tectonic studies in the Cobar mineral field, New South Wales.— Econ. Geol., **45**, N 4.
Jones O. Th. 1947. Ore genesis in Queensland.— Proc. Roy. Soc. Queensland, **59**.
Joplin G. A. 1937. The Ben Bullen plutonic complex, New South Wales.— J. Roy. Soc. N. S. Wales, **70**.
Joplin G. A. 1942. Petrological studies of the Ordovician of New South Wales.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, **68**.
Joplin G. A. 1947. Petrological studies in the Ordovician of New South Wales. 4. The Northern extension of the North-East Victorian metamorphic complex.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, **72**.
Joplin G. A. 1962. An apparent magmatic cycle in the Tasman geosyncline.— J. Geol. Soc. Australia, **9**, pt 1.
Joplin G. A., Culey A. G. 1938. The geological structure and stratigraphy of the Molong-Manildra district.— J. Roy. Soc. N. S. Wales, **71**.
Kanemera K. 1953. The Kuma formation with special reference to the Upper Permian in Japan.— J. Geol. Soc. Japan, **59**, N 697.
Kanemera K. 1961. Middle Permian Kozaki formation.— Sci. Repts. Fac. Sci. Kyushu Univ., Geol. **5**, N 4.
Kanuma M. 1958. Stratigraphical and palaeontological studies of the southern part of the Hida plateau and north-eastern part of the Mino mountainland.— Jubil. Publ. Commemorat. Prof. H. Fujimoto. Tokyo.
Kay M. 1945. North American geosynclines — their classification (abstract).— Bull. Geol. Soc. America, **56**.
Kay M. 1947. Geosynclinal nomenclature and the craton.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **31**.
Kay M. 1966. Comparison of the Lower palaeozoic volcanic and nonvolcanic geosynclinal belts in Nevada and Newfoundland.— Bull. Canad. Petrol. Geologists, **14**, N 4.
Kay M., Colbert E. N. 1965. Stratigraphy and Life History. N. Y.
Kay M., Crauford J. P. 1964. Palaeozoic facies from the miogeosynclinal to the eugeosynclinal belt in thrust slices, Central Nevada.— Bull. Geol. Soc. America, **75**.
Keble R. A., Benson W. N. 1929. Ordovician graptolites of North-West Nelson. Trans. N. Z. Inst., **59**.
Kellogg H. E. 1963. Palaeozoic stratigraphy of the Southern Egan Range, Nevada.— Bull. Geol. Soc. America, **74**.
Keyser F., de. 1961. Misima Island — geology and gold mineralization.— Rept Austral. Dept Mining Res. Geol. and Geophys., N 57.
Keyser F., de, Bayly M. B., Wolf K. W. 1960. Silurian of the Chillagoe Area.— J. Geol. Soc. Australia, **7**.
King H. F., Thomson B. P. 1953. The geology of the Broken Hill district.— 5th Empire Mining and Metallurg. Congr. Publ. Vol. 14. Melbourne.

King Ph. B. 1959. The Evolution of North America. Princeton, Univ. Press.
King Ph. B. 1969a. The Precambrian of the United States of America: South-Eastern United States.— In: «Precambrian», vol. 4.
King Ph. B. 1969b. The tectonics of North America — a discussion to accompany the tectonic map of North America, scale 1 : 5 000 000.— U. B. Geol. Surv. Profess. Papers, N 628.
Kingma I. T. 1959. The tectonic history of New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 2, N 1.
Kleeman A. W., Skinner B. J. 1959. The Kanmantoo group in the Strathalbyn Harrogate region, South Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, 82.
Kleeman A. W., White J. R. 1956. The structural petrology of portion of the eastern Mt. Lofty Ranges.— J. Geol. Soc. Australia, 3.
Klompé Th. H. F. 1957. Pacific and Variscian orogeny in Indonesia.— Indones. J. Natur. Sci., 113.
Kobayashi T. 1952. Pre-Cambrian history of Eastern Asia. Japan.— J. Geol. and Geogr., 22.
Kobayashi T. 1953. Geology of South Korea with special reference to the limestone plateau of Kogendo.— J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2, 8, pt 4.
Koch P. 1958. Introduction à la géologie de la Nouvelle-Calédonie et dépendances. Notice explicative sur la carte géologique au 1 : 4 000 000.— Bull. géol. Nouvelle-Calédonie, N 1.
Kojima G. 1958. The Sambagawa metamorphic zone.— Jubil. Publ. Commenmorat Prof. J. Suzuki. Tokyo.
Kojima G., Hide K., Yoshino T. 1956. The stratigraphical position of Kieslager in the Sambagawa crystalline schist zone in Shikoku.— J. Geol. Soc. Japan, 62, N 724.
Kolbel H. 1945. Die tektonische Entwicklung Australiens.— Geotekton. Forsch., N 7—8.
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.
Krause D. C. 1966. Tectonic, marine geology and bathimetry of the Celebes sea — Sulu sea region.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 8.
Kundig E. 1956. The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism.— Geol. en mijnbouw, 18, N 4.
Landphere M. A., Irwin W. P. 1965. Isotopic age of Salmon and Abrams Schists, Klamath Mountain, California.— Geol. Soc. America, Cordillera Sec., 61st annual meeting, Fresno.
Lanphere M. A., Loney R. A., Brew D. A. 1965. Potassium-argon ages of some plutonic rocks, Tenakee area, Chichagof Island, South-Eastern Alaska.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 525-B.
Lanphere M. A., MacKevett E. M., Stern T. W. 1964. Potassium-argon and lead-alpha ages of plutonic rocks, Bokan mountain area, Alaska.— Science, 145, N 3633.
Lenson G. J. 1963. Geological map of New Zealand. Sheet 16. Kaikoura. (Scale 1 : 250 000). Wellington, N. Z. Dept Sci. and Industr. Res.
Levingston K. G. 1960. Devonian of the Herberton, Mt. Garnet area.— J. Geol. Soc. Australia, 7.
Lexico estratigrafico de Venezuela. 1970. 2 ed. Caracas.
Lexique Stratigraphique International. 1968. Amerique Latine. Vol. 5. Colombia (primière partie). M. Julivert (Ed.). Paris, Centre nat. rech. sci.
Lillie A. R. 1970. The structural geology of lawsonite and glaucophane schists of the Ouegoa district, New Caledonia.— N. Z. J. Geol. and Geophys., N 13.
Lillie A. R., Brothers R. N. 1971. The geology of New Caledonia.— N. Z. J. Geol. and Geophys., N 13.
Linder A. W. 1953. The geology of the coastline of Waratah Bay between Walkerville and Cope Liptrap.— Proc. Roy. Soc. Victoria, 64.
Littele H. W. 1960. Nelson map-area, west half, British Columbia, Canada.— Geol. Surv. Canad. Mem., 308.
Loney R. A. 1964. Stratigraphy and petrography of the Pybus-Gambier area, Admiralty Island.— Bull. U. S. Geol. Surv., N 1178.
Loney R. A., Condon W. H., Dutro J. T., 1963. Geology of the Freshwater Bay area, Chichagof Island, Alaska.— Bull. U. S. Geol. Surv., N 1108-C.
Lukas K. A. 1960. The Texas area.— J. Geol. Soc. Australia, 7.
Mackoy W. I. 1955. Geological report on a reconnaissance of the Markham and Upper Ramu drainage systems, New Guinea. Canberra.
MacNell F. S. 1960. Tertiary and Quaternary Gastropoda of Okinawa.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 339.
Malone E. J. 1964. Depositional evolution of the Bowen Basin.— J. Geol. Soc. Australia, 11, pt 2.
Matsumoto T. 1967. Fundamental problems in the Circum-Pacific orogenesis.— Tectonophysics, 4, N 4—6.
Matsumoto T., Yamaguchi M., Yanagi T. 1968. The Precambrian problem in younger orogenic zones. An example from Japan.— Canad. J. Earth Sci., N 5.
Mawson D. 1912. Geological investigations in the Broken Hill area.— Mem. Roy. Soc. South Australia, N 2.
Mawson D. 1927. Geological notes on an area along the north-eastern portion of the Willouran Ranges. — Trans. Roy. Soc. South Australia, 51.
Mawson D. 1942. The structural character of the Flunders Ranges.— Trans. Roy. Soc. South Australia, 66, pt 2.
Mawson D. 1946. The geological backgro-

und of South Australia.— Handbook of South Australia. Adelaida.
Mawson D., Segnit E. 1949. Purple state of the Adelaide System.— Trans. Roy. Soc. South Australia, 72.
Mawson D., Sprigg R. 1950 Subdivision of the Adelaide System.— Austral. J. Sci., 13, N 13.
Maxwell W. G. H. 1960. Tournaisian brachiopods from Baywulla, Queensland.— Papers Queensland Univ., Dept. Geol., 5, N 8.
McBirney A. R. 1963. Geology of a part of the Central Guatemalan Cordillera.— Publ. Univ. Calif., Geol. Sci., 38.
McBirney A. R., Bass M., 1969a. Geology of Bay Islands, Gulf of Honduras.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, N 11.
McBirney A. R., Bass M. 1969b. Structural relation of Pre-Mesozoic rocks of Northern Central America.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, N 11.
McDougall I., Dunn P. R., Compston W., Webb A. W., Richards J. R., Bofinger V. M. 1965. Isotopic age determination on Precambrian rocks of the Carpentaria region, Northern Territory, Australia.— J. Geol. Soc. Australia, 12, pt. 1.
McElroy C. T. 1962a. The geology of the Clarence — Moreton basin.—Mem. Geol. Surv. N. S. Wales, N 9.
McElroy C. T. 1962b. Map sc. 1 : 250 000. Geological series explanatory notes. Sydney, N. S. Wales, Sheet 1/56—5. Bur. Mineral. Resources, Geol. and Geophys.
McGugan A., Roessingh H. K., Danner W. R. 1966. Permian.— Geological History of Western Canada. 2nd ed. Calgary Alberta Soc. Petrol. Geologists.
McMath V. E. 1966. Geology of the Taylorsville area. Northern Sierra Nevada.— Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
McMillan N. J., Malone E. J. 1960. The geology of the Eastern Central Highlands of New Guinea.— Rept Austral Bur. Mineral. Resources, Geol. and Geophys., N 48.
Megard F. 1967. Commentaire d'une coupe schematique à travers des Andes Centrales du Perou.— Rev. géogr. phys. et géol. dynam., sér. 2, 9, fasc. 4.
Meng C. Y. 1971. The structural relations between the Island of Taiwan and the Ryukyu Island area.— Proc. XII Pacific Sic. Congr. Vol. 1. Canberra.
Mertie J. B. 1937. The Yukon-Tanana region, Alaska.— Bull. U. S. Geol. Surv., 872.
Miller H. 1970. Das Problem des hypothetischen Pazifischen Kontinentes gesehen von der chilenischen Pazifikküste.— Geol. Rundschau, 59, H. 3.
Minato M. 1950. On the geological importance of the so-called Murakami conglomerate.— Kobutsu-to-Chishitsu (Mineral. and Geol.), 3, N 6.
Minato M. 1952. Study on the Palaeozoic formation in Japan.— Bull. Geol. Comm. Hokkaido, N 19.
Minato M. 1954. Zur Biostratigraphie der permischen Formation des Setamai-Geländes im Süd-Kitakami Gebirge.— J. Geol. Soc. Japan, 60, N 708.
Minato M. 1958. On the age of metamorphic complexes in the Japanese Islands.— Proc. Japan Acad., 33, N 10.
Minato M. 1966. Stratigraphie des Paläozoikums des Kitakami Gebirges und Abe-Orogenese in Japan.— Prof. S. Matsushita Memorial Volume, Kyoto Univ., N 1.
Misch P. 1966. Tectonic evolution of the Northern Cascades of Washington State.— Canad. Inst. Mining and Metallurgy., Spec. Vol., N 8.
Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., N 1.
Miyashiro A. 1967a. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands.— Medd. Danmarks geol. forening, 17, N 4.
Miyashiro A. 1967b. Aspects of metamorphism in the Circum-Pacific region.— Tectonophysics, 4, N 4—6.
Mountjoy E. W., Aitken J. D. 1963. Early Cambrian and Late Precambrian palaeocurrents, Banff, Jasper National Parks.— Bull. Canad. Petrol. Geologists, 11.
Mu En-Tzu. 1962. China's Silurian. National Stratigraphic Conf. Techn. Reports. Pekin, Scient. Press.
Mu En-Tzu, Chen Hsu. 1962. China's graptolite fossils.— China's fossils of various kinds. Pekin, Scient. Press.
Munizaga F. 1967. Geochronologia de los esquistos del sur de Chile.— J. Trab. Inst. Geol., 10.
Mutch A. R. 1963. Geological map of New Zealand. Sheet 23. Oamaru. Scale 1 : 250 000. Wellington.
Nakamura S. 1924. On the knowledge of the Ordovician formation in Korea up to present.— Chikyu (Globe). Vol. 1. Tokyo.
Nakayama I. 1960. The tectonic movement and the rock structure of the Sambagawa metamorphic zone, Japan (JWE).— Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan, N 10.
Nath S. J. 1958. Classification of the Tasman geosyncline.— Rec. Geol. Surv. India, 85, pt 4.
Newell N. D., Chronic J., Roberts T. G. 1949. Upper Palaeozoic of Peru.— Univ. Serv. Bureau, Colombia Univ. N. Y.
Noakes L. C. 1954. Geology and geomorphology of the Canberra region.— Canberra. A Nation capital. Canberra.
Nolan T. B., Merriam C. W., Williams J. S. 1956. Stratigraphic section at Eureka, Nevada.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 276.
Norford B. S. 1962. The Beaverfoot — Brisco formation in the Stanfors Range, British Columbia.—J. Alberta Soc. Petrol. Geol., 10, N 7.
Norford B. 1964. Reconnaissance of the Ordovician and Silurian rocks of Northern Yukon Territory.— Geol. Surv. Canada Paper, N 63—39.

Norford B., Gabrieise H., Taylor G. 1966. Stratigraphy of Silurian carbonate rocks of the Rocky Mountains, Northern British Columbia.— Bull. Canad. Petrol. Geologists, **14**, N 4.
Obradovich J. D., Peterman Z. E. 1967. Geochronology of the Belt Series. Montana.— Geochronology of Precambrian stratified rocks. Geochronology Comm., JUGS Ottawa.
Opik A. A. 1954. The geology of the Canberra City district.— Canberra. A national capital. Canberra.
Opik A. A. 1956. Cambrian palaeogeography of Australia.— Intern. Geol. Congr., 20th Session. El sistema Cámbrico Sympos., Vol. 2. Mexico.
Opik A. A. 1958. The geology of the Canberra City district.— Bull. Austral. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., N 32.
Packham G. H. 1958. Stratigraphic studies in the older Palaeozoic rocks of the Tasman geosyncline in Central-Western New South Wales. Sydney (unpubl. thesis).
Packham G. H. 1959. An interpretation of the stratigraphy of Central-Western New South Wales. Sydney (unpubl.).
Packham G. H. 1960. Sedimentary history of part of the Tasman geosyncline in South-Eastern Australia.— Intern. Geol. Congr. 21st Session. Report. Pt 12. Copenhagen.
Packham G. H. 1962. An outline of the geology of New South Wales.— A geology heritage. ANZAAS jubilee. Sydney.
Packham G. H. 1969. The geology of New South Wales.— J. Geol. Soc. Austral., **2**.
Packham G. H., Falvey D. A. 1971. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific.— Tectonophysics, **11**, N 2.
Packham G. H., Stevens N. C. 1955. The Palaeozoic stratigraphy of Spring and Quarry creeks, West of Orange, New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **88**, pt 3.
Padvula E., Rolleri E., Mingramm A., Grado Rogue P., Flores M., Baldis B. 1967. Devonian of Argentina.— Proc. Intern. Sympos. Devonian System. Vol. 2. Calgary.
Pantoja-Alor J., Robenson R. A. 1967. Palaeozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico.— Science, **157**, N 3792.
Park J. 1921. Geology and mineral resources of Western Southland.— Bull. N. Z. Geol. Surv. N. S., **23**.
Patte E. 1927. Étude géologique dans l'Est du Tonkin.— Bull. Serv. géol. Indochine, **16**, fasc. 1.
Perry. 1962. General report on lands of the Alice Springs area, Northern Territory, 1956—1957.— CSIRO Land Research Series, N 6.
Pimienta J. 1958. Le rivage du Gondwana Bresilien.— Congr. géol. intern., 20 session. Mexico. Comision para la correlation del sistema Karroo (Gondwana).
Pinson W. H., Hurley P. M., Mencher E., Fairbairn H. W. 1962. K—Ar and Rb—Sr ages of biotites from Colombia. South America.— Bull. Geol. Soc. America, **73**, N 7.
Piroutet M. 1917. Étude stratiographique sur la Nouvelle-Calédonia.
Preto V. A. 1965. Structural relations between the Shusmap terrain and the Cache Greere group in Southern British Columbia.— Canad. Mining J., **86**.
Price R. A., Mountjoy E. W. 1970. Geologic structure of Canadian Rockies between Bow and Athabasca rivers, a progress report.— Geol. Assoc. Can. Special Paper N 6.
Pushkar P. 1968. Strontium isotope ratios in volcanic rocks of three island arc areas.— J. Geophys. Res., **73**.
Radelli L. 1964. Ensayo de reconstruccion de la cronoestratigrafia y de la paleogeografia del Altiplano y de las Cordilleras Orientales de Bolivia despues des Paleozoico superior.— Riv. ital. paleontol., **70**, N 4.
Reed F. R. C. 1927. New Trilobites from the Ordovician beds of New Zealand.— Trans. N. Z. Inst., **57**.
Reesor J. E. 1957. The Proterozoic of the Cordillera in South — Eastern Alberta.— The Proterozoic in Canada. Gill. J. E. (Ed.). Roy. Soc. Canada Spec. Publ., **2**.
Richards J. R., Pidgeon R. F. 1963. Some age measurement on micas from Broken Hill, Australia.— J. Geol. Soc. Australia, **10**, pt 2.
Rickwood F. R. 1955. The geology of the western highlands of New Guinea.— J. Geol. Soc. Australia, **2**.
Rinehart C. D., Ross D. C. 1964. Geology and mineral deposits of the Mount Morison quadrangle, Sierra Nevada, California, with a section on a gravity study of Long Valley, by L. C. Parkiser.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 385.
Roberts J. 1961. The geology of the Gresford district, New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **95**. pt 2.
Roberts J. 1965. Lower Carboniferous zones and correlation based on faunes from the Gresford — Dungog district New South Wales.— J. Geol. Soc. Australia, **12**, N 1.
Roberts R. 1964. Stratigraphy and structure of the Antler peak, quadrangle Humboldt and Lander Counties, Nevada.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 459 — A.
Roberts R., Crittenden M. D. Jr., Tooker E. W., Morris H. T., Hose R. K., Cherney T. M. 1965. Pennsylvanian and Permian basins in North — Western Utah, North-Eastern Nevada and South-Central Idaho.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **49**, N 11.
Roberts R., Hotz P. E.. Gilluly J., Ferguson H. G. 1958. Palaeozoic rocks of North-Central Nevada.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **42**, N 12.
Roddick J. A. 1966. Coast crystalline beds of British Columbia.— Canad. Inst. Mining and Metallurgy, Spec. Vol., **8**.
Roddick J. A., Wheeler J. O., Gabrielse H.,

Souther J. G. 1966. Age and nature of the Canadian part of the Circum-Pacific orogenic belt.— Tectonophysics, **4**, N 4—6.
Rodgers J. 1967. Chronology of tectonic movements in the Appalachian region of Eastern North America.— Amer. J. Sci., **265**, N 3.
Roever W. P., de. 1942. Olivine-basalts and their alkaline differentiates in the Permian of Timor.
Roever W. P., de. 1959. Schwach alkalischer frühgeosynklinaler Vulkanismus in Perm der Insel Timor.
Ross R. J. 1961. Distribution of Ordovician graptolites in eugeosynclinal facies in Western North America and its palaeogeographic implications.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **45**.
Rossman D. L. 1963. Geology of the eastern part of Mount Fair-weather quadrangle, Glacier Bay, Alaska.— Bull. U. S. Geol. Surv., N 1121-K.
Routhier P. 1953. Étude géologique du versant occidental de la Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama.— Mem. Soc. géol. France, nov. ser., **32**, fasc. 1—3.
Rowe S. M. 1960. Central western portion of the Bowen basin.— J. Geol. Soc. Australia, **7**.
Ruedemann R. 1947. Graptolites of North America.— Bull. Geol. Soc. America, **19**.
Ruiz F. C., Aguirre L., Corvalan J., Klohn C., Levi B. 1965. Geologia y yacimientos de Chile.— Inst. Invest. Geol. Chile, Santiago de Chile.
Ruiz F. C., Aguiree L., Corvalan J., Rost H. Jr., Segerstrom K., Rushton A. W. A. 1963. Paradoxides from Colombia.— Geol. Mag., **100**, N 3.
Saito M. 1963. Ultrabasic rocks and chrysotile deposits of the Kamuikotan tectonic zinc, Hokkaido.— Rept Geol. Surv. Hokkaido, N 29.
Sako S., Suzuki M., Uozumi S., Kanagma T. 1961. Explanatory text of Japan map, 1 : 50 000. Ottyube (Abashiri — 3). Hokkaido.
Saner W. 1965. Geologia del Ecuador. Quito, Ecuador.
Saurin E. 1935. Études géologique sur l'Indochine du Sud-Est (Sud-Annam. Cochinchine — Cambodge Oriental).— Bull. Serv. géol. Indochine, **22**, fasc. 1.
Saurin E. 1955. Gisement devoniens du Tran-Hinh.— Arch. géol. Viet-Nam, N 3.
Saurin E. 1956. La géologie de l'Indochine.— Proc. 8th Pacific Sci. Congr., 1953. Queron City, Philippines.
Scholl D. W., Christensen M. N., Huene R. von, Marlow M. S. 1970. Peru — Chile Trench; sediments and sea-floor spreading.— Bull. Geol. Soc. America, **81**.
Scholl D. W., Huene R. von, Ridlon J. B. 1968. Spreading of the ocean floor undeformed sediments in the Peru — Chile Trench.— Science, **159**.
Schuchert C. 1923. Sites and natures of the North America.— Bull. Geol. Soc. America, **30**.
Schuchert E. 1935. Historical geology of the Antillean — Caribbean Region of the lands bordering the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. N. Y.
Scott B. 1952. The occurrence of pillow lavas near Penguin, Tasmania.— Paper and Proc. Roy. Soc. Tasmania, **86**.
Shagam R. 1960. Geology of Central Aragua, Venezuela.— Bull. Geol. Soc. America, **71**, N 3.
Sherrard K. M. 1954. The assemblages of graptolites in New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **87**, pt 3.
Shirley J. 1938. The fauna of the Baton river beds (Devonian) New Zealand.— Quart. J. Geol. Soc. London, **94**, pt 4, N 376.
Skwarko S. K. 1938. The Lower Ordovician of Cape Providence: a new graptolite zone and a new species of Schizograptus.— N. Z. J. Geol. and Geophys., **1**, N 2.
Slind O. L., Perkins G. D. 1966. Lower Palaeozoic and Proterozoic sediments of the Rocky Mountains between Jasper, Alberta and Pine River, British Columbia.— Bull. Canad. Petrol. Geologists, **114**, N 4.
Smith E. M. 1957. Lexicon of the stratigraphy of Tasmania. Canberra.
Smith J. G. 1964. Diastrophic evolution of Western Papua and New Guinea. Univ. Tasmania. Hobart.
Smith J. W., Green D. H. 1961. The geology of the Musa River area, Pupua.— Rept Austral. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., N 52.
Snelling N. J. 1960. The geology and petrology of the Marrumbidgee batholith.— Quart. J. Geol. Soc. London, **116**, pt 2, N 462.
Solomon M. 1961. The tectonic history of Tasmania.— J. Geol. Soc. Australia, **9**, pt 2.
South Vietnam. 1968. Mining Annual. Rev., **359**.
South Vietnam. 1969. Mining Annual Rev., **380**.
Souther J. G., Armstrong J. E. 1966. North Central belt of the Cordillera of British Columbia.— Canada Inst. Mines and Metallurgy, Spec. Vol., N 8.
Spencer-Jones D. 1965. The geology and structure of the Grampians area, Western Victoria.— Mem. Geol. Surv. Victoria, **25**.
Sprigg R. C. 1946. Reconnaissance geological survey portion of the western escarpment of the Mount Lofty ranges.— Trans. Roy. Soc. South Australia, **70**, pt 2 .
Sprigg R. C. 1949a. Early Cambrian «jellyfisher» of Ediacara, South Australia and Mount John, Kimberly district, Western Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, **73**.
Sprigg R. C. 1949b. Thrust structures of the Wetchelia area, South Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, **73**.
Sprigg R. C. 1952. Sedimentation in the Adelaide geosyncline and the formation of the continental terrase.— Sir Doug-

las Mauson Anniversary Volume. Adelaide.
Sprigg R. C. 1955. The Point Marsden Cambrian beds, Kangaroo Island, South Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, **78**.
Sprigg R. C. 1961. On the structural evolution of the Great Artesian Basin.— Papers Melbourne Austral. Petrol. Explor. Assoc. Conf.
Sprigg R. C., Campana B. 1953. The age and facies of the Kanmantoo group.— Austral. J. Sci., **16**, N 1.
Spry A. 1962. The Precambrian.— J. Geol. Soc. Australia, **9**, pt 2.
Spry A. 1963a. The occurrence of eclogite on the Lyell Highway, Tasmania.— Mining Mag., **33**, N 262.
Spry A. 1963b. Precambrian rocks of Tasmania. Pt 5. Petrology and structure of Frenchmans Cap area.— Paper and Proc. Roy. Soc. Tasmania, **97**.
Spry A. 1964. Precambrian rocks of Tasmania. Pt 6. The Zeehan — Corinna area.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, **98**.
Spry A., Ford R. 1957. A reconnaissance of the Corinna, Pieman Heads area; geology.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, **91**.
Spry A., Zimmerman D. 1959. Precambrian rocks of Tasmania. Pt 4. The Mt. Mullens area.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, **93**.
Stanley E. R. 1923. The geology of Papua. Melbourne.
Stephenson P. J. 1959. The Mt. Barney central complex, South-Eastern Queensland.— Geol. Mag., **96**, N 2.
Stern T. W. 1961. Ages of batholithic intrusions of Northern and Central Chile.— Bull. Geol. Soc. America, **72**.
Stevens N. C. 1957. Further notes on Ordovician formations of Central New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **90**.
Stewart J., Ross D., Nelson C., Burchfiel B. 1966. Last chance thrust — a major fault in the eastern part of Inyo County, California.— U. S. Geol. Surv. Profess. Pape, N 550 — D.
Stille H. 1940. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin.
Stille H. 1941. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, Borntraeger.
Stille H. 1945. Die zirkumpazifischen Faltungen im Raum und Zeit.— Geotekt. Forsch., N 7—8.
Stockwell C. H. 1964. Fourth report on structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian shield, in age determinations and geological studies.— Geol. Surv. Canada Paper, N 64—17.
Suggate R. P. 1957. The geology of the Reefton subdivision.— Bull. N. Z. Geol. Surv., N 56.
Suyari K. 1961—1962. Geological and palaeontological studies in Central and Eastern Shikoku, Japan. I—II.— J. Gakugei Tokushima Univ., Nat. Sci., N 11, 12.
Tachibana K. 1950. Devonian plants first discovered in Japan.— Proc. Japan Acad., **26**, N 9 .
Tailleur L. L., Brosge W. P. 1970. Tectonic history of Northern Alaska.— Proc. Geol. Seminar, North slope, Alaska, AAPG, Los Angeles.
Talbot J. 1963. Retrograde metamorphism of the Houghton complex, South Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, **87**.
Talent J. 1963. The Devonian of the Mitchele and Wentworth reversal. Melbourne.
Talent J. 1965. The stratigraphic and diastrophic evolution of Central and Eastern Victoria in Middle Palaeozoic times.— Rept and Proc. Roy. Soc. Victoria, **79**, pt 1.
Taneda S. 1961. Some metomorphic rocks of the Okinawa Islands.— J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geol., **5**, N 5.
Teale E. O. 1920. A contribution to the Palaeozoic geology of Victoria, with special reference to the districts of Mt. Wellington and Nowa Nawa respectively.— Rept and Proc. Roy. Soc. Vicroria, N. S., **32**, pt 2.
Tectonic map of Australia and New Guinea. 1971. Scale 1 : 5 000 000. Syndney, eol. Surv. Australia.
Tectonic map of Canada. 1968. Sc. 1 : 5 000 000.— Geol. Surv. Canada.
Tectonic map of North America. 1969. Scale 1 : 5 000 000. 1969. Ph. B. King (Ed.), Washington, U. S. Geol. Survey.
Teichert C. 1928. Nachweis paläozoischer Schichten von Südwest New Guinea.— Nova Guinea. Vol. 6. Geologie. Livr. 3. Leiden.
Teichert C., Talent J. 1959. Geology of the Buchan area, East Gippsland.— Mem. Geol. Surv. Victoria, N 21.
Thomas D. E. 1937. Some notes on the Silurian rocks of the Heathcote area.— Geol. J. Victoria, **1**, pt 1.
Thomas D. E. 1939. The structure of Victoria with respect to the Lower Palaeozoic rocks.— Mining Geol. J. Victoria, **1**, N 4.
Thomas D. E. 1947. The geology of the Eildon Dam project.— Mem. Geol. Surv. Victoria, N 16.
Thomas D. E. 1959. The geological structure of Victoria.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **92**, pt 4.
Thomas D. E., Singleton O. P. 1956. The Cambrian stratigraphy of Victoria.— Intern. Geol. Congr., 20th Session. El systema Càmbrico Sympos. Vol. 2. Mexico.
Thomasson M. R. 1959. Palaeocurrents and sedimentary structure studies in Upper Palaeozoic in Central Idaho. Wisconsin Univ.
Thomson B. P. 1953. Geology and ore occurence in the Cobar district.— 5th Empire Mining and Metallurg. Congr. Publ. Vol. 1. Melbourne.
Thomson B. P., Coats R. P., Mirams R. C., Forbes B. G., Dalgarno C. R., John-

son J. E. 1964. Precambrian rocks groups in the Adelaide geosyncline, a new subdivision.— Notes. Geol. Surv. Quat. Geol. South Australia, N 9.
Trumpy D. 1943. Pre-Cretaceous of Colombia.— Bull. Geol. Soc. America, **54**, N 9.
Tschopp H. J. 1953. Oil exploration in the Orient of Ecuador.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **37**, N 2.
Turner F. J. 1933. The metamorphic and intrusive rocks of Southern Westland.— Trans. and Proc. N. Z. Inst., **63**, pt 3.
Turner F. J. 1934. Shists from the Forbes Range and adjacent country, Western Otago.— Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z., **64**, pt 2.
Turner F. J. 1935. Metamorphism of the Te-Anau series (Permian 3) in the region North-West of Lake Wakatipu.— Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z., **65**, pt 3.
Turner J. C. M. 1970. The Andes of Northwestern Argentina.— Geol. Rundschau, **59**, H. 3.
Tweedale G. W. 1960. Devonian of the Drummond Basin.— J. Geol. Soc. Australia, 7.
Umbgrove J. H. F. 1949. Structural history of the East Indies. London, Cambridge Unov. Press.
Vallenge T. C. 1953. Studies in the metamorphic and plutonic geology of the Wantabadgery-Adelong — Tumbarumba district. N. Wales. Pt. 3. The granitic rocks.— Proc. Linnean Soc. N. Y. Wales, **78**.
Vening-Meinesz F. A. 1940. The earth's crust deformation in the East Indies.— Meded. Koninkl. nederl. acad. wet., ser. B, **43**.
Vening-Meinesz F. A. 1964. The Earth's crust aind mantle. Amsterdam. Elsevier.
Visser W. A., Hermes J. J. 1962. Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea.— Verhandel. Koninkl. nederl. geol. mijnb. gen., Geol. ser., **20**, N 265.
Voisey A. H. 1955. The building of New England. Inaugural public lecture delivered in Armidale, New South Wales.
Voisey A. H. 1957a. Clarke memorial lecture.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **91**, pt 4.
Voisey A. H. 1957b. Further remarks on the sedimentary formations of New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **91**, pt 4.
Voisey A. H. 1957c. The Manilla syncline and associated faults.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **91**, pt 4.
Voisey A. H. 1958. Tectonic evolution of North-Eastern New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **92**, pt. 4.
Voisey A. H. 1959. Australian geosynclines.— Austral. J. Sci., **22**, N 5.
Volkeimer W. 1970. Neuere Ergebnisse der Anden. Stratigraphie von Süd — Mendoza (Argentinien) und benachbarter Gebiete und Bemerkungen zur Klimageschichte des südlichen Andenrayons.— Geol. Rundschau, **59**, H. 3.
Walker D. W. 1959. Palaeozoic stratigraphy of the area to west of Boronore, N. S. Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **93**, pt 1—2.
Walkinson J. F. G. 1953. Some aspects of the Alpine-type serpentinites of Queensland.— Geol. Mag., **90**.
Waterhouse J. B. 1955. An isoclinal fold on Häckel peak, Southern Alps, New Zealand (S 79).— Trans. Roy. Soc. N. Z., **83**, pt 2.
Waterhouse J. B. 1964a. Permian Brachiopods of New Zealand.— Bull. N. Z. Geol. Surv., Palaeontol., N 35.
Waterhouse J. B. 1964b. Permian stratigraphy and faunas of New Zealand.— N. Z. Dept Sci. and Industr. Res. Bull., N 72.
Webb A. W., Cooper J. A., Richards J. R. 1963. K — Ar ages on some central Queensland granites.— J. Geol. Soc. Australia, **10**, pt 2.
Webb A. W., McDougall I. V. 1964. Granites of Lower Cretaceous age near Eungella, Queensland.— J. Geol. Soc. Australia, **11**, pt 1.
Wellman H. W. 1948. Palaeozoic.— The outline of the geology of New Zealand. Wellington.
Wellman H. W. 1952. The Permian — Jurassic stratified rocks of New Zealand.— Intern. Geol. Congr., 19th Session. Sympos. sur les séries de Gondwana. Alger.
Wellman H. W. 1956. Structural outline of New Zealand.— N. Z. Dept Sci. and Industr. Res. Bull., N 121.
Wells B. E. 1956. The geology of the Casterton district.— Proc. Roy. Soc. Victoria, **68**.
Wells F. G., Walker G. W., Merriam C. W. 1959. Upper Ordovician and Upper Silurian formations of the Northern Klamath Mountains, California.— Bull. Geol. Soc. America, **70**, N 5.
Wheeler J. O. 1965. Big Bend map area, British Columbia.— Geol. Surv. Canada Paper N 64—32.
Wheeler J. O. 1966. Eastern Tectonic Belt of Western Cordillera in British Columbia.— Canad. Inst. Mining and Metallurgy, Spec. Vol., N 8.
Wheeler J. O., Green L. H., Roddick J. A. 1960. Geology Finlayson lake, Yukon Territory (sheet 105 G. Map 8 — 1960). Ottawa, Geol. Surv. Canada.
White A. H. 1964. Geological map of New England. Attunga Sheet (N 321). Scale 1 : 100 000. With marginal text. Univ. New England, Armidale.
White D., Wyatt D. 1960. Silurian of the Chillagoe area.— J. Geol. Soc. Australia, 7.
White W. H. 1959. Cordilleran tectonic in British Columbia.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **43**, N 1.
White W. H. 1966. Summary of tectonic history.— Canad. Inst. Mining and Metallurgy, Spec. Vol., N 8.
Wilson A. F., Compton W., Jeffery P. M., Riley G. H. 1960. Radioactive ages from

the Precambrian rocks in Australia.—J. Geol. Soc. Australia, 6, pt 2.
Wood B. L. 1956. The geology of the Gore subdivision, Gore sheet district (S 170).— Bull. N. Z. Geol. Surv., N 53.
Wood B. L. 1960. Geological map of New Zealand, Fiordland, Sheet 27. Sc. 1 : 250 000 (last ed.). Wellington, N. Z. Dept Sci. and Industr. Res.
Wood B. L. 1962. Geological map of New Zealand. Wakatipu, Sheet 22. Scale 1 : 250 000. Wellington, N. Z. Dept Sci. and Industr. Res.
Wood B. L. 1963. Structure of the Otago schists.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 6, pt 5.
Yates R. G. 1964. Geologic map and sections of the Deea Creek area, Stevens and Pend Oreille Counties, Washington. Map 1—4 K. U. S. Geol. Survey. Denver.
Yates R. G., Becraft G. E., Campbell A. B., Pearson R. 1966. Tectonic framework of North-Eastern Washington, Northern Idaho and North-Western Montana.— Canad. Inst. Mining and Metallurgy, Spec. Vol., N 8.
Zeil W. 1964. Geologie von Chile. Berlin.
Zeil W. 1966. Perfil geologico des sector medio de la Cordillera de los Andes (Chile — Bolivia).— Estud. geograf. Univ. Chile, N 226.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 5

Основные теоретические предпосылки 6
Границы палеозойских геосинклиналей обрамления Тихого океана. 9

Глава I
Структуры северо-восточной Азии 10
Основные черты строения разрезов 11
Верхний докембрий 11
Кембрий 13
Ордовик 15
Силур 16
Девон 19
Карбон 22
Пермь 26
Нерасчлененные метаморфические образования 29
Тектоническое развитие в палеозое структур северо-восточной Азии 34

Глава II
Структуры юго-восточной Азии 40
Основные черты строения разрезов 40
Верхний докембрий 41
Кембрий 44
Ордовик 45
Силур 48
Девон 50
Карбон 54
Пермь 61
Тектоническое развитие в палеозое структур юго-восточной Азии 68
Сравнительный анализ палеозойских структур южной ветви Тетиса и востока полуострова Индокитай 75

Глава III
Структуры Восточной Австралии и Внутренней Меланезии 78
Тасманская складчатая область 78
Основные черты строения разрезов 82
Верхний докембрий 82
Кембрий 86
Ордовик 90
Нижний палеозой 92
Силур 93
Нижний и средний девон 98
Верхний девон — карбон 103
Пермь 107
Палеозой в структурах Новой Гвинеи 110

Палеозой в структурах Новой Каледонии 111
Палеозой в структурах Новой Зеландии 112
Тектоническое развитие в палеозое структур Австралии и Внутренней Меланезии 113
Средний докембрий 114
Поздний докембрий 114
Ранний палеозой 115
Средний палеозой 118
Поздний палеозой 122

Глава IV
Кордильерский пояс Северной Америки 126
Границы миогеосинклинали и эвгеосинклинали Кордильерского пояса . 128
Время заложения Кордильерского пояса 131
Основные черты строения разрезов 134
Верхний докембрий 135
Кембрий 137
Ордовик 142
Силур 148
Девон 151
Карбон 156
Пермь 162
Нерасчлененные метаморфические образования 168
Тектоническое развитие в палеозое структур Северо-Американского Кордильерского пояса 172
Поздний докембрий и ранний палеозой 172
Средний палеозой 177
Поздний палеозой 181

Глава V
Кордильерский пояс Центрально-Американского региона . 190
Северная часть Центрально-Американского региона . . . 191
Метаморфические образования 192
Верхний палеозой 193
Южная часть Центрально-Американского региона . . 194
Палеозой в структуре Карибского хребта 195
Кордильерский пояс северо-запада Южной Америки . 196
Докембрий и нижний палеозой . . . 197
Средний — верхний палеозой . . . 198

Глава VI
Андийский пояс Южной Америки 202
Общая характеристика разрезов 204
Докембрий 204
Кембрий 205
Ордовик 206
Силур 208
Метаморфические образования Западной Кордильеры . 209
Девон 211
Карбон 213
Пермь 215

Глава VII
Закономерности и типы развития палеозойских геосинклиналей обрамления Тихого океана 220
Время возникновения геосинклинальных структур обрамления Тихого океана . 220
Основные этапы развития палеозойских геосинклиналей обрамления Тихого океана 224
Типы геосинклинальных прогибов 228

Заключение . . 235

Литература 238

CONTENTS

Introduction . 5

Mein theoretical prerequisites 6
The Paleozoic geosynclines boundaries in the framework of the Pacific ocean 9

Chapter I
Structures of the North-Eastern Asia . . 10
Major features of sections . . 11
Upper Precambrian . 11
Cambrian . 13
Ordovician . 15
Silurian . 16
Devonian . 19
Carboniferous 22
Permian 26
Undifferentiated metamorphic rocks 29
Tectonic development of the Paleozoic in the North-Eastern Asia 34

Chapter II
Structures of the South-Eastern Asia 40
Major features of sections 40
Upper Precambrian . . . 41
Cambrian 44
Ordovician 45
Silurian 48
Devonian 50
Carboniferous 54
Permian 61
Tectonic development of South-Eastern Asia structures in Paleozoic 68
Comparative analysis of Paleozoic structures in Southern Tethys and in the eastern part of the Indo-China peninsula 75

Chapter III
Structures of Eastern Australia and of the inner part of Melanesia . 78
Tasmanian folded area 78
Major features of sections . 82
Upper Precambrian . 82
Cambrian . . . 86
Ordovician . . . 90
Lower Paleozoic . . . 92
Silurian 93
Lower and Middle Devonian . . . 98
Upper Devonian — Carboniferous . 103
Permian 107
New Guinea Paleozoic structures . . 110
New Caledonia Paleozoic structures . . 111

New Zealand Paleozoic structures 112
Tectonic development of structures in Australia and in inner Melanesia in Paleozoic 113
Middle Precambrian 114
Late Precambrian 114
Early Paleozoic 115
Middle Paleozoic 118
Late Paleozoic 122

Chapter IV
The Noth America Cordilleras belt 126
Miogeosyncline and eugeosyncline boundaries in the Cordilleras . 128
The initial stage of the Cordilleras belt formation . . . 131
Major features of sections 134
Upper Precambrian 135
Cambrian 137
Ordovician 142
Silurian 148
Devonian 151
Carboniferous 156
Permian 162
Undifferentiated metamorphic rocks 168
Tectonic development of the North America Cordilleras belt in Paleozoic . 172
Late Precambrian and Early Paleozoic 172
Middle Paleozoic 177
Late Paleozoic 181

Chapter V
The Cordilleras belt of the Central American region 190
Northern part of the Central American region 191
Metamorphic rocks 192
Upper Paleozoic 193
Southern part of the Central American region 194
The Caribbean Ridge Paleozoic structures 195
The Cordilleras belt of the north-western part of South America 196
Precambrian and Lower Paleozoic 197
Upper Paleozoic 198

Chapter VI
The Andean belt of South America . 202
General characteristics of sections . 204
Precambrian . 204
Cambrian . . . 205
Ordovician . . 206
Silurian 208
Metamorphic rocks of the Western Cordilleras 209
Devonian . . 211
Carboniferous 213
Permian 215

Chapter VII
Regularities and types of the development of Paleozoic geosynclines in the framework of the Pacific ocean 220
The initial stage of the development of the geosyncline structures in the framework of the Pacific ocean 220
The main stages of the Paleozoic geosynclines development in the framework of the Pacific ocean 224
Types of the geosynclines . . 228

Conclusion . 235

References . 238

Никита Алексеевич Богданов

Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана

Труды, вып. 269

Утверждено к печати
Геологическим институтом
АН СССР

Редактор *В. С. Милеев*
Редактор издательства *Л. С. Тапельзон*
Художник *Н. П. Фролов*
Художественный редактор *В. А. Чернецов*
Технические редакторы *О. Г. Ульянова и Л. И. Куприянова*
Корректор *Г. И. Сурова*

Сдано в набор 9/XII-1974 г. Подписано к печати 26/III-1975 г.
Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Усл. печ. л. 23,1. Уч.-изд. л. 23,9. Тираж 1000
Тип. зак. 4384. Бумага типографская № 2. Т-03092

Цена 2 р. 39 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 39 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»