

ISSN 0002-3272



РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРЫ



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

РАНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРЫ

Труды, вып. 417



МОСКВА
"НАУКА"
1987

EARLY GEOSYNCLINAL FORMATIONS AND STRUCTURES

Transactions, vol. 417

Раннегеосинклиналильные формации и структуры. — М.: Наука, 1987. 262 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

В книге обобщены результаты исследований Геологического института АН СССР, посвященных осадочным и вулканогенно-осадочным формациям, а также тектоническим структурам ранних стадий развития подвижных поясов на примерах Урала, Тянь-Шаня, Северной и Южной Монголии, с одной стороны, и континентальной окраины Востока СССР (Приморье, Сахалин, Камчатка, Корьякское нагорье) — с другой. Во всех случаях в основании структурно-формационных комплексов ранних стадий развития подвижных поясов находится меланократовый субстрат. Показано, что палеобассейны, отвечающие таким стадиям, отличались значительным разнообразием как по размерам, глубинам, геологическим признакам, так и по условиям образования. Обсуждаются морфологические и формационные особенности современных океанов и древних бассейнов с океанической корой.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев* (главный редактор),
В.Г. Гербова, А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников

Ответственные редакторы:

академик *Ю.М. Пушаровский*,
доктор геолого-минералогических наук *И.В. Хворова*

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR
P.P. Timofeev (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, A.L. Knipper, V.A. Krashennnikov

Responsible editors:

Academician *Yu.M. Pushcharovsky*,
doctor of geology and mineralogy *I.V. Khvorova*

ОТ РЕДАКТОРОВ

Исследование формаций и тектонических структур ранних этапов развития подвижных (геосинклинальных) поясов после открытий, связанных с изучением офиолитовых комплексов, приобрело особое значение. Установлено, что эвгеосинклинальные зоны в своем основании имеют симатическую кору, фрагменты которой во многих местах выведены на поверхность Земли в виде шарьяжных и покровных пластин. Верхним членом офиолитовых ассоциаций, как известно еще со времен Г. Штейнманна, являются кремнистые и кремнисто-вулканогенные серии, но понять их природу оказалось возможным только совсем недавно, после сравнения их с отложениями современных океанов, вскрытыми глубоководным бурением. В новой ситуации изучение тектоники, магматизма и осадочных комплексов подвижных поясов, с одной стороны, и океанских областей — с другой, открыло широкие перспективы в познании еще не раскрытых геологией закономерностей строения и развития земной коры. Именно это направление исследований и было выбрано группой тектонистов и литологов Геологического института АН СССР на 1981—1985 гг. Конечно, такие работы обеспечивают прежде всего накопление фундаментальных геологических знаний, но вместе с тем они существенны для достижения прикладных геологических целей, поскольку с комплексами ранних стадий развития подвижных поясов связаны многие месторождения ценного рудного сырья.

В настоящей книге нашли отражение основные результаты выполненных исследований. Они были получены в итоге изучения формаций и структур океанов, активной континентальной окраины на востоке СССР и палеозойских горных сооружений в Монголии, Средней Азии и на Урале. Для сравнения привлечен материал по Британским каледонидам и Восточной Австралии. Книга заканчивается обобщающей статьей.

В последние годы приходилось сталкиваться с мнением, что в Геологическом институте АН СССР внимание к исследованию геологических формаций значительно ослабло. Авторы надеются, что содержащиеся в данном томе трудов института материалы помогут рассеять это ошибочное представление. Метод формационного анализа способствует выявлению закономерностей структурного развития земной коры, нацеливает на генетический путь в изучении горных пород и осадков, способствует палеоклиматическим и палеогеографическим реконструкциям, обеспечивает выяснение особенностей распространения в земной коре месторождений полезных ископаемых, помогает в конце концов пониманию эволюции геологических процессов на Земле.

В написании книги приняли участие литологи и тектонисты, которых объединяет единое понимание как общих геологических проблем, так и значения совместного рассмотрения формирования вещественного состава и структурных особенностей изучаемых объектов. Тем не менее по отдельным вопросам авторы придерживаются несколько различных точек зрения. Однако вряд ли это можно поставить им в упрек.

Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ, Т.Н. ХЕРАСКОВА

ТИПЫ И ФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ И ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

В последнее десятилетие в связи с достижениями в исследованиях глубинного строения земной коры, офиолитовых серий и ассоциирующих с ними осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, широко развернувшимися работами в океанах, а также в связи с развитием идей мобилизма возникло новое представление об океанической природе эвгеосинклиналей [51].

На первом этапе изучения принималось тождество между современным океаном и палеоструктурой с корой океанического типа. По мере накопления фактического материала выяснилось, что, с одной стороны, отдельные эвгеосинклинальные прогибы существенно различаются между собой как по формационному выполнению, так и по характеру вулканизма; были установлены существенные различия в особенностях вулканизма и в составе осадков многих геосинклиналей и современных океанов [43, 14, 64]. С другой стороны, в последнее время выясняется существенная разница в составе вулканитов и в формационном выполнении отдельных современных океанических бассейнов [42]. Таким образом, возникли проблемы типизации современных океанических бассейнов и соответственно более дифференцированного подхода к сравнению современных и древних бассейнов океанического типа.

При работе над типизацией современных океанических бассейнов выяснилось, что многие особенности внутреннего строения и формационного выполнения этих структур зависят от их размеров. Между тем палеобассейны в настоящее время превращены в складчатые сооружения и определение их величины является очень сложной задачей. Не существует пока никаких методов для подобных реконструкций, за исключением палеомагнитного. Но и он для палеозойд пока не дает достаточно надежных результатов. В итоге, опираясь на один и тот же фактический материал в одном и том же регионе, одни исследователи [34] выделяют крупные палеоокеанические бассейны, а другие [21,10] — серию непротяженных бассейнов шириной в первые десятки километров. В плане решения этих проблем мы предприняли попытку выработать на основе сравнительного формационного анализа вещественные критерии различия современных океанических бассейнов и перенести эти критерии на палеобассейны в целях оценки их размеров.

Прежде чем перейти к типизации современных океанических бассейнов, следует коснуться самого понятия океана. В настоящее время слово "океан" имеет несколько значений:

а) в физической географии традиционно под океанами понимаются огромные, заполненные солеными водами впадины на Земле, разделяющие материки и образующие в совокупности Мировой океан;

б) в геотектонике можно считать абсолютно господствующим представление, что океаны — это крупные, заполненные солеными водами впадины земной коры, характеризующейся симатическим типом строения (иначе — отсутствием гранитно-метаморфического слоя);

в) в литологии океаны определяются как "водоемы с максимальной площадью акватории, колоссальной глубиной и относительно небольшим отно-

шением площади питающей провинции к площади акватории" [55]. Как видно, характер земной коры в данном определении не учитывается.

В настоящей работе принято тектоническое понимание термина "океан". Океаны по геологическим признакам противопоставляются континентам, которые отличаются более мощной корой с развитым гранитно-метаморфическим слоем. В эпохи трансгрессий значительные площади континентов заливались водой и образовывались эпиконтинентальные моря и окраинно-океанические шельфы, которые не следует смешивать с собственно океанами.

Как уже говорилось, океанические бассейны существенно разнятся по величине, из чего проистекают многие различия в их геологических свойствах, и в частности в формационном составе. Выделяются четыре основные категории (или типа) океанических бассейнов: супербассейны, мегабассейны, мезобассейны и, наконец, малые бассейны. Основные их признаки приведены в таблице.

СУПЕРБАССЕЙНЫ

В структуре Земли существует единственный супербассейн — Тихоокеанский. Его современный размер в поперечнике превышает 15 тыс. км, а по площади он почти равен сумме площадей таких океанов, как Атлантический и Индийский. Своеобразие Тихого океана заключается не только в его размерах, но и в длительности существования. По-видимому, это одна из главных особенностей супербассейнов. По всей вероятности, это первичная структура Земли [40], более или менее достоверная история которой прослеживается на основании изучения геологии обрамляющих складчатых сооружений по крайней мере с рифея. Обрамляющие складчатые сооружения еще со времен Дж. Дэна [67] рассматривались как структуры, возникшие на месте зон сочленения океан—континент. Однако в современной структуре Тихого океана не сохранилось образований древнее юрских.

Тихий океан отличается от других океанических бассейнов разнообразием тектонических структур, а также связанных с ними магматических проявлений и осадочных формаций [12, 39, 40, 41, 49]. Выделяются следующие их основные типы: абиссальные плиты, спрединговые зоны, плато и поднятия, линейные вулканические зоны, окраинные моря.

Абиссальные плиты. Они занимают обширные пространства (до 4000 км) более или менее однородные по глубине — 4000—5500 м (иногда до 6000 м). Столь крупные абиссальные впадины в других океанах отсутствуют. Мощность твердой коры составляет здесь 4—6 км; осадочный чехол колеблется по толщине от нескольких десятков метров до 1 км. Второй слой представлен толеитовыми базальтами, иногда различными по геохимическим признакам и изотопным отношениям некоторых элементов. На поверхности абиссальных плит рассеяны многочисленные подводные вулканические холмы и горы, а также гайоты. Их возраст от мела до четвертичного времени. Высота гор может достигать многих километров. Диаметр подножия 5—70 км. В связи с обилием гор осадочные формации, образующие чехол плит, занимая огромные площади, характеризуются в то же время прерывистым распространением. Прерывистость может быть обусловлена также размывом отложений подводными течениями. Для абиссальных плит характерен довольно ограниченный набор осадочных формаций: пелагическая глинистая, глинисто-кремнистая и кремнисто-карбонатная. Во впадине Науру обнаружена черносланцевая формация. По периферии абиссальных плит, в зонах, прилегающих к континентальным окраинам, развита туффиито-кремнисто-терригенная формация.

Спрединговые зоны. Наиболее крупной структурой этого типа в Тихом океане является Восточно-Тихоокеанское поднятие, входящее в мировую рифтовую систему и представляющее собой гигантскую зону расширения морского дна. Обособляется также современная Галапагосская спрединговая зона. На дне

Геологические черты океанических и палеоокеанических бассейнов

Отличительные признаки	Современные океаны		
	Супербассейны	Мегабассейны	Мезобассейны
1	2	3	4
Размеры в поперечнике, км	> 6000	2000—6000	600—1000
Характерные структурные формы	1) очень крупные абиссальные плиты; 2) спрединговые зоны; 3) океанические плато и поднятия; 4) линейные вулканические зоны; 5) краевые бассейны ранней стадии развития	1) абиссальные плиты; 2) срединные хребты; 3) океанические плато; 4) периокеанические прогибы	1) глубоководные плиты; 2) линейные поднятия — спрединговые зоны; 3) линейные прогибы
Формационные группы базальтоидов	1) толентовые океанические базальты; 2) ферробазальты; 3) щелочные оливиновые базальты линейных вулканических зон; 4) толентовые базальты повышенной щелочности (краевые бассейны)	1) толентовые океанические базальты с повышенной щелочностью; 2) ферробазальты; 3) щелочные базальты окраинных зон	1) толентовые океанические базальты с повышенной щелочностью; 2) пирокластический материал кислого и среднего состава
Мощность осадочного чехла, м	≤1000, чаще первые сотни	≤2000 (до 15000 — в приконтинентальных прогибах)	До нескольких тысяч
Главные формации осадочного чехла	1) глинистая пелагическая, с железомарганцевыми конкрециями; 2) глинисто-кремнистая; 3) кремнисто-карбонатная; 4) карбонатная пелагическая; 5) черносланцевая карбонатная; 6) туффито-кремнисто-терригенная	1) карбонатная пелагическая; 2) глинистая пелагическая, с железомарганцевыми конкрециями; 3) глинисто-кремнистая; 4) черносланцевая глинистая; 5) олигомиктовая флишоидная (перокеанические прогибы); 6) карбонатная флишоидная (калькаренитовая)	1) карбонатная пелагическая; 2) черносланцевая глинистая; 3) гемипелагическая глинистая; 4) олигомиктовая флишоидная; 5) терригенно-туффитовая; 6) глинисто-кремнистая
Соотношение с базальтовым слоем	Резкий контакт или небольшая переходная зона		
Особые признаки	Отсутствие терригенного материала континентального происхождения	1) симметричность строения; 2) терригенный материал континентального происхождения в краевой части бассейна	1) симметричность строения; 2) терригенный материал континентального происхождения почти на всей площади акватории
Примеры	Тихий океан	Атлантический океан, Индийский океан	Норвежско-Гренландский бассейн, Тасманово море, Евразийский бассейн в Арктике

Палеоокеаны			
Малые бассейны	Мегабассейны	Мезобассейны	Малые бассейны
5	6	7	8
150—300 1) спрединговые зоны; 2) грабенообразные структуры	Первые тысячи 1) глубоководные плиты; 2) линейные поднятия — спрединговые зоны; 3) подводные поднятия; 4) линейные прогибы; 5) краевые бассейны ранней стадии развития	≤1000 1) глубоководные плиты; 2) линейные поднятия — спрединговые зоны; 3) линейные прогибы; 4) краевые бассейны ранней стадии развития	Первые сотни Линейные раздвиговые формы
1) щелочные оливиновые базальты; 2) толеитовые океанические базальты с повышенной щелочностью	1) спилитовая, спилит-диабазовая (толеиты, промежуточные по составу между современными океаническими и континентальными типами); 2) спилит-кератофировая (окраинные зоны)	1) пикритовая; 2) спилит-диабазовая (толеиты, промежуточные по составу между современными океаническими и континентальными типами); 3) спилитовая (повышенной щелочности)	1) спилит-диабазовая (повышенной щелочности); 2) спилитовая (толеиты, промежуточные по составу между современными океаническими и континентальными типами)
≤1000	≤1500 (3000—4000 — в приконтинентальных прогибах)	От нескольких сотен до 2000	100—600
1) карбонатная пелагическая, с рудоносными осадками; 2) глинисто-кремнистая; 3) черносланцевая глинистая; 4) мелководная терригенная, с эвапоритами	1) яшмовая; 2) карбонатно-фтанитовая; 3) терригенно-кремнисто-туффитовая; 4) олигомиктовая флишоидная (перикокеанические прогибы); 5) карбонатная флишоидная (калькаренитовая); 6) карбонатная рифогенная (подводные поднятия)	1) яшмовая; 2) кремнисто-сланцевая; 3) терригенно-фтанито-яшмовая; 4) олигомиктовая флишоидная	1) черносланцевая рудоносная; 2) терригенно-фтанито-яшмовая с железомарганцевыми рудами; 4) мелководная терригенная
Четкая граница отсутствует			
1) симметричность строения; 2) терригенный материал континентального происхождения на всей площади акватории; 3) резко повышенная рудоносность осадков	1) отсутствие обломочного материала континентального происхождения в центре бассейна; 2) отсутствие признаков осадков абиссальных глубин	1) терригенный материал континентального происхождения в центре бассейна; 2) отсутствие признаков осадков абиссальных глубин; 3) интенсивное кремнезакпление	1) терригенный материал континентального происхождения на всей площади акватории; 2) повышенная металлоносность осадков
Красное море	Каледонский океан Азии, Мезотетис (западная часть), океан Япетус	Туркестанский бассейн	Байконурский бассейн

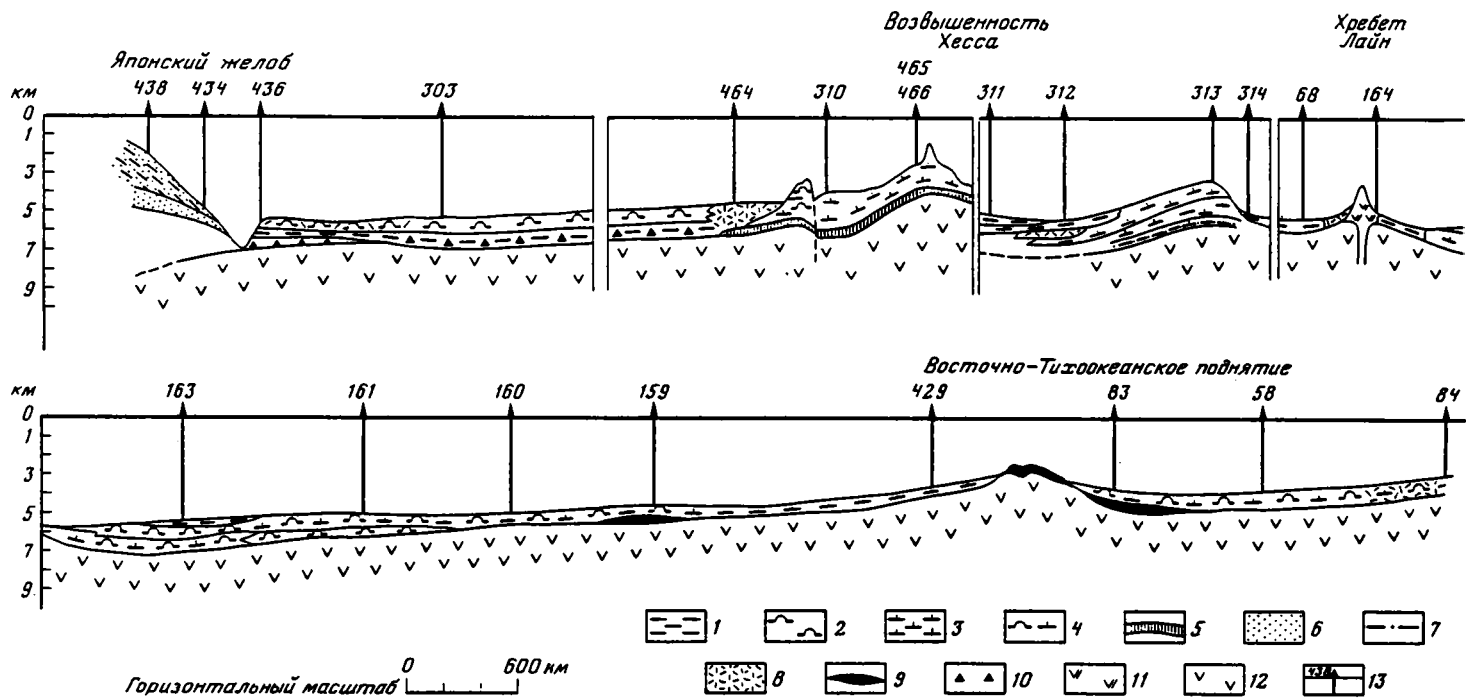


Рис. 1. Схематический палеофациальный профиль через структуры Тихого океана (составлен по материалам [49] и данным глубоководного бурения [27])

Формации: 1 — глинистая пелагическая, 2 — глинисто-кремнистая пелагическая, 3 — карбонатная пелагическая, 4 — кремнисто-карбонатная пелагическая,

5 — черносланцевая, 6,7 — олигомиктовая флишонная (6 — песчано-алевритовые осадки, 7 — алевриты); 8 — вулканический пепел; 9 — рудоносные осадки; 10 — кремни; 11 — вулканические породы линейных вулканических зон; 12 — базальты океанической коры; 13 — глубоководные скважины и их номера

Тихого океана обнаружены отмершие зоны спрединга [52, 49]. В современных спрединговых центрах изливаются толеитовые базальты; осадочный чехол здесь маломощен. Он имеет четвертичный возраст и представлен в значительной степени металлоносными осадками. В центральном грабене спрединговых центров, в ущельях и трогах трансформных разломов, пересекающих спрединговые зоны, широко развиты гналокластитовые накопления и обломочные породы, состоящие из продуктов размыва и разрушения базальтов и ультрабазитов второго и третьего слоев океанической коры [17], которые, видимо, следует выделять в особую офикластитовую формацию.

Поднятия с утолщенной корой. Примерами этих структур в Тихом океане могут быть поднятия Шатского, Хесса, Магеллана, а возможно, и Обручева, Онтонг-Джава и некоторые другие. От абиссальных плит они отличаются не только большей мощностью океанической коры, но и специфическим набором формаций. Размеры поднятий велики и могут достигать 1000—1500 км. Обычно они ограничены разломами и расчленяются ими на отдельные части (рис. 1). В тектонических уступах обнажены базальты второго слоя. Утолщение коры, возможно, связано [53, 49] с горизонтальными движениями литопластин и их скупиванием в океанической коре. Образование поднятий предшествовало накоплению осадочного чехла. Для осадочного чехла поднятий характерна смена снизу вверх по разрезу относительно мелководных формаций все более глубоководными. Эта смена отражает постепенное погружение поднятий, а отчасти и повышение уровня океана. Так как поднятия возвышаются над поверхностью дна океана выше уровня карбонатной компенсации, то наиболее распространенной осадочной формацией является карбонатная пелагическая (см. рис. 1). В последнее время [38] в основании осадочного чехла поднятий выявлена черносланцевая формация. Пелагическая глинистая формация на поднятиях обогащается обломками и гналокластиков базальтов, прослоями карбонатных илов, иногда турбидитов. Эволюция вулканизма шла, по-видимому, от толеитового до дифференцированного щелочного [49].

Линейные вулканические зоны. К ним относятся хребты Императорский, Лайн, Гавайский и др. Все они представляют собой наложенные линейные структуры протяженностью в несколько тысяч километров. По существу, это линейные вулканические цепи со специфическим щелочно-базальтовым магматизмом. Толиты здесь также встречаются, но принадлежат к группе островных [45]. Мощность осадков не превышает первых сотен метров; возраст не древнее кайнозоя. Лавы несут признаки образования в мелководных и субаэральных условиях. Среди перекрывающих осадков встречены прибрежные и пляжевые пески и алевриты, состоящие из обломков рифовых известняков и вулканогенного материала. Характерны лагунная карбонатная седиментация на гайотах и рост мшанково-водорослевых рифов. Выше с перерывом обычно залегают осадки карбонатной пелагической формации. Амплитуда опускания гор достигает 1500—2000 м, а иногда и более.

Окраинные моря. Они развиты преимущественно вдоль западной окраины Тихого океана и обладают корой океанического или переходного типа. От океана они отделены системами островных дуг. Окраинные моря представляют собой более или менее обширные депрессии с плоским или расчлененным отдельными блоковыми поднятиями дном, в различной степени выровненным осадками. Для них характерны глубины 3000—5000 м. Среди окраинных морей выделяются две крайние разновидности. Окраинные моря типа Филиппинского отделены как от континента, так и от океана островными дугами. Другие, например Японское море, приближены к континенту. Оба типа различаются между собой как по характеру осадконакопления, так и по химизму вулканогенных пород, подстилающих осадки. В окраинных морях филиппинского типа характер осадконакопления приближается к океанскому. Как и в океанах,

здесь в осадках отсутствует обломочный материал континентального происхождения. Из-за значительной глубины котловин широкое распространение получает, особенно в четвертичное время, пелагическая глинистая формация. Аналогично ситуации в океанах здесь в фаціальном облике осадков наблюдаются признаки углубления снизу вверх по разрезу. Отличия заключаются в увеличении мощности осадочного чехла из-за широкого распространения пирокластических осадков типа тефро-турбидитов (терригенно-кремнисто-туффитовая формация), хотя в наиболее глубоких частях бассейнов мощность чехла не превышает нескольких сот метров. Базальты по своему химическому составу занимают промежуточное положение между базальтами срединно-океанических хребтов и базальтами островных дуг [22].

В окраинных морях, приближенных к континенту, резко возрастает по сравнению с океанами и окраинными морями филиппинского типа мощность осадочного чехла из-за привноса терригенного материала с континента и пирокластического с островных дуг. Так, в Японском море мощность осадочной толщи 2—4 км. Наиболее распространены следующие формации: туффито-карбонатно-терригенная, туффито-кремнисто-терригенная и гемипелагическая глинистая. Базальты по химическому составу занимают промежуточное положение между базальтами островных дуг и континентальными типами [22].

Рассмотрим кратко особенности наиболее распространенных осадочных формаций Тихого океана.

Глинистая пелагическая формация [48, 35] является наиболее характерной и наиболее распространенной. В Тихом океане она слагает площади до 3000 км в поперечнике и безусловно является одним из главных показателей огромной величины бассейна и глубины, превышающей уровень карбонатной компенсации (более 4 км). Формация образуется в бассейнах, защищенных от поступления терригенного материала, и в зонах с низкой биологической продуктивностью.

Пелагическая глинистая формация представляет собой толщу (мощностью до 100 м) глубоко окисленных бескарбонатных и бескремнистых глинистых, цеолитово-глинистых и цеолитовых осадков. В качестве второстепенных членов могут присутствовать прослои палагонитовых туфов, являющихся продуктами подводного базальтового вулканизма. Характерны очень низкая скорость седиментации и прерывистость распространения из-за неровностей дна. К этой формации приурочены наиболее крупные скопления железо-марганцевых конкреций, а сами глины отличаются повышенным содержанием Fe (>5%) и Mn (>0,5%). Пелагические глины, по данным Н.С. Скорянской и И.О. Мурдмаа [48], обладают довольно большой неоднородностью состава и генезиса. Выделяются три фаціальных типа: эвпелагические, миопелагические и цеолитовые. Миопелагические глины развиты в периферических зонах тела формации, в зонах перехода к терригенным, вулканогенным или кремнистым формациям. Особенно широко они распространены в северной части Тихого океана и в окраинных морях филиппинского типа. Глины этого типа светло- и серовато-коричневые пятнистые, полосчатые (70% пелитовой фракции), реже алевролитистые (50—70% пелита). От других типов пелагических глин они отличаются относительно повышенным содержанием SiO₂ (5—10%) и органического углерода (0,25—0,5%), пониженным содержанием Fe (3,6—5,2%) и Mn (0,24—0,42%). Встречаются железо-марганцевые макроконкреции, но их концентрации невелики. Минеральный состав этих осадков неодинаков и приближается к составу тех терригенных, биогенных или туффитовых осадков, которые их фаціально сменяют. В пелитовой фракции обнаруживаются вулканические стекла, плагиоклазы, фрагменты диатомей, глинистых минералов (гидрослюда и хлорит). В небольшом количестве присутствует кварц. В тяжелой фракции отмечены пироксены, роговые обманки, эпидот, слюды, рудные минералы.

Эвпелагические глины распространены в тропической и субтропической зонах наиболее удаленной от суши части ложа Тихого океана. Они темнее и однороднее миопелагических глин и имеют шоколадный или красно-коричневый цвет. Это тончайшие пелитовые осадки, сложенные преимущественно тонкодисперсным глинистым материалом, почти лишенным алевритовых и биогенных частиц. Пелитовая фракция составляет 70—95%, содержание $C_{орг} < 0,25\%$, $SiO_2 < 1\%$, $Fe > 5\%$. В минеральном составе субколлоидной фракции доминируют монтмориллонит, гидрослюда и хлорит. Среди аутигенных минералов в заметном количестве появляется цеолит, много железо-марганцевых микроконкреций. Количество их может достигать рудных концентраций. Среди биогенных компонентов уменьшается содержание радиолярий, исчезают диатомеи, но возрастает содержание костных остатков рыб. Песчано-алевритовая фракция очень мала и представлена плагиоклазами, вулканическими стеклами, пироксенами и кварцем. Предполагается, что кварц имеет золотое происхождение.

Цеолитовые глины являются аутигенными эвпелагическими осадками и слагают небольшие площади внутри областей эвпелагических глин. Они состоят преимущественно из аутигенного монтмориллонита и цеолитов. Цеолиты составляют 50—70% осадка. В качестве небольшой примеси могут присутствовать космические шарики, вулканическое стекло, плагиоклаз и рудные стяжения гидроокислов Fe и Mn. Единичны спикулы губок и радиолярии; тяжелая подфракция состоит из замещенных коллофаном зубов и костей рыб. Для цеолитовых глин характерны низкие содержания железо-марганцевых конкреций, высокие содержания Fe, Ti, Co, Pb.

Глинисто-кремнистая формация [3] абиссальных плит замещает пелагическую глинистую в зонах высокой биологической продуктивности вблизи континентальных окраин и в экваториальном поясе. Формация сложена диатомовыми или радиоляриевыми илами, в той или иной степени обогащенными глинистым материалом (смектиты с тем или иным количеством хлорита и гидрослюда). В качестве второстепенных членов могут присутствовать прослои вулканических пеплов и кремнистые илы, обогащенные биогенным карбонатным материалом. Мощность формации изменяется от 200 до 500 м. Максимальные мощности отмечаются там, где появляется значительное количество прослоев пеплов и карбонатных илов. Для формации характерны постседиментационные преобразования [16], приводящие к частичной или полной потере органогенной структуры и к образованию порцелланитов, кремнистых сланцев и кремней. Различаются две разновидности этой формации (или подформации).

Первая разновидность наиболее типична для краевых частей абиссальных котловин, прилегающих к континентальным окраинам. Она формировалась в гемипелагической обстановке и представлена диатомовыми глинами, содержащими примесь аутигенного карбоната, остатков карбонатной микрофауны, радиолярий, спикул губок, терригенных кварца и полевого шпата, а также относительно чистыми диатомовыми илами. Почти повсеместны прослои пепловых туфов среднего и кислого состава. Из аутигенных минералов обычен пирит, иногда встречается глауконит. Там, где породы формации изменены, наблюдается чередование кремнистых аргиллитов, порцелланитов и кремней. Цвет осадков серый, зеленовато-серый. Они интенсивно биотурбированы. В порцелланитах и кремнистых аргиллитах отмечается неотчетливая субгоризонтальная линзовидная слоистость и тонкая ленточная слоистость. Для кремнистых илов, переработанных суспензионными потоками, характерны [16] ритмично-слоистые текстуры с размерами ритмов до 100—150 мм. Видимо, эта разновидность кремнистой формации является аналогом фтанитовых и фтанитоидных формаций палеоокеанов [59].

Вторая разновидность глинисто-кремнистой формации типична для отложений абиссальных плит в экваториальном поясе высокой биологической продуктив-

ности (см. рис. 1). Она представлена в основном радиоляриевыми илами желтовато-коричневого и красного цвета. Пятнистое и полосчатое распределение разных тонов окраски свидетельствует о диагенетическом перераспределении компонентов осадка. Обычны железо-марганцевые конкреции. В качестве второстепенных членов присутствуют прослои карбонатных турбидитов. Для кремнистых осадков типично ритмичное переслаивание слоев с резко различающимся относительным содержанием створок диатомовых, скелетов радиолярий и глинистого материала. Ритмы имеют резкие нижние контакты и постепенные переходы внутри каждого из них. Иногда наблюдается градационная текстура, подчеркнутая сортировкой радиолярий по размерам. Мощность отдельных ритмов колеблется от нескольких до 100—150 мм. По мнению многих исследователей [47, 72, 16], в образовании этих текстур существенную роль играли локальные "пелагические" турбидные потоки, вызванные местными неровностями рельефа, а также подводные течения. Фоновым седиментационным процессом при накоплении этой подформации является накопление пелагических глин или радиоляриево-глинистых илов. По-видимому, эта разновидность глинисто-кремнистых формаций наиболее близка к яшмовой формации палеоокеанов [62, 63] или является ее эквивалентом.

Кремнисто-карбонатная формация сменяет глинисто-кремнистую на глубинах 3,5—4,5 км вблизи уровня карбонатной компенсации. Формация сложена коричневыми, зеленовато-серыми, белыми биогенными карбонатно-кремнистыми и кремнисто-карбонатными илами с примесью глинистого материала (сметита, а также хлорита и иллита) или пепла. Характерный разрез кремнисто-карбонатной формации неоген-четвертичного возраста вскрыт скв. 83 на восточном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия. Характерно циклическое переслаивание осадков, которые образуют слои мощностью 5—75 см с резкими контактами. В этих слоях многократно чередуются серовато-оранжевые глинисто-радиоляриево-фораминиферо-наннофоссилиевые илы, темно-желто-коричневые радиоляриево-глинисто-карбонатные илы. В целом для формации характерно разнообразие осадков, отличающихся степенью карбонатности, соотношениями глинистого материала и биогенного кремнезема. Мощность формации изменяется от 50 до 500 м.

Своеобразной фацией кремнисто-карбонатной пелагической формации являются металлоносные осадки [17], развитые в основном в спрединговых зонах, а также вскрытые некоторыми скважинами в основании чехла абиссальных плит. В основном это карбонатные осадки, обогащенные окислами Fe, в меньшей степени — окислами Mn (железо-карбонатные илы). Распространены также гидротермальные глины (нонtronит и смешанослойные селадонит—нонtronит), образующие отдельные прослои и слагающие гидротермальные холмы. Металлоносные осадки залегают среди пелагических карбонатных и кремнисто-карбонатных илов в виде прослоев мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. На склонах спрединговых зон рудоносные осадки проникают в глинистую пелагическую формацию. Металлоносные осадки имеют эксгалационно-осадочный генезис. Они пространственно и генетически связаны с зонами разломов, преимущественно располагающимися субпараллельно оси спрединга.

Туффито-кремнисто-терригенная формация [3, 32, 12] распространена в окраинных частях абиссальных плит Тихого океана — по внешней стороне глубоководных желобов, спускается в глубоководные желоба, а также широко развита в окраинных морях. Это глубоководная формация. В ее составе доминируют зеленовато-серые терригенные глинистые осадки с прослоями диатомовых илов. Здесь же присутствуют рассеянный вулканокластический материал (кремнисто-глинистые туффиты), тонкие прослои пирокластические, прослои терригенных турбидитов и тефро-турбидитов. Количество турбидитов

и пирокластики увеличивается по направлению к островным дугам. Тефра имеет в основном андезитовый состав. Породы довольно богаты органическим веществом ($C_{орг} = 0,5 \div 2,95\%$), иногда содержат аутигенный пирит. В глинистой фракции преобладают смектиты. Мощность формации превышает первые сотни метров и, видимо, может превышать 1000 м. Максимальные мощности следует ожидать в окраинных морях.

Карбонатная пелагическая формация распространена в основном на обширных поднятиях и срединных хребтах, реже встречается в основании чехла абиссальных плит. В составе формации [3, 30, 61] преобладают биогенные фораминиферо-наннопланктонные илы различного гранулометрического состава — от песчаных до пелитовых, существенное значение имеет мел. В качестве второстепенных членов могут присутствовать горизонты кремней, гиалокластитов, иногда встречается примесь глинистого материала в зонах перехода к пелагической глинистой формации. Мощность формации достигает (на поднятиях) 1 км.

Среди осадков формации преобладают собственно пелагические, возникшие в результате гравитационного оседания частиц из толщи воды. Для них характерна светлая, почти белая окраска с палевым, розовым, коричневым или серым оттенком. Нередки пятнистоокрашенные разности, возникшие из-за биотурбаций. Помимо пелагических осадков, встречаются также продукты переотложения течениями (известковые контуриты) и локальными пелагическими турбидными потоками (известковые биотурбидиты). Для контуритов и турбидитов характерна более темная окраска (зеленовато-серая, желтовато-серая) из-за примеси глинистого или гиалокластитового вещества. По текстурным признакам они близки к терригенным турбидитам и контуритам.

В гребневых частях наиболее высоких подводных поднятий пелагическая карбонатная формация сменяется рифовой кораллово-водорослевой. Однако чаще пелагические карбонатные осадки покрывают всю поверхность поднятия. Тогда в ее строении выделяется [3] фация гребневой зоны с преобладанием относительно крупнозернистых (песчано-алевритовых) фораминиферовых осадков (иногда со знаками ряби) и склоновая фация — смешанного песчано-алевритопелитового состава. На склонах поднятий и участках расчлененного вулканического рельефа значительную роль играют известковые турбидиты, а также оползневые накопления.

Черносланцевая формация в Тихом океане встречена в основании осадочного чехла ряда поднятий (Хесса, Шатского и др.), а также во впадине Науру. Повсюду формация имеет среднемеловой возраст (апт—сеноман). Формация сложена в основном биогенными карбонатными илами, однако более загрязненными посторонними примесями по сравнению с осадками карбонатной пелагической формации. Здесь, по данным И.М. Варенцова [8], пелагические карбонатные илы, известковые турбидиты и контуриты обогащены туфогенным материалом основного состава, часто преобразованным в смектит-иллитовые продукты (до 30—40%), органическим веществом (5—10%), растительным детритом. Встречаются прослои кремней и осадки с повышенной кремнистостью. С органическим веществом в форме металлоорганических соединений связаны Fe, Mn и другие тяжелые металлы. Предполагается, по крайней мере частичный, гидротермальный привнос металлов. Характерна горизонтальная слоистость, но встречаются маломощные прослои с волнистой и потоковой слойчатостью; обычны следы илоедов, биотурбации.

В черносланцевой формации различаются относительно мелководные и более глубоководные фации. В мелководных осадки обогащены терригенным материалом, раковинами моллюсков, остатками ракообразных и костями рыб, иногда гумусовым веществом. Осадки более глубоководных фаций обогащены органикой лишь сапропелевого типа. В них не встречаются остатки бенто-

сной фауны, но характерна повышенная кремнистость. Предполагается [38] накопление черносланцевой формации в относительно неглубоководных условиях с ограниченной циркуляцией вод. Одновозрастные осадки в других частях океана принадлежат к пелагической глинистой (скв. 164, 307, 196, 198), пелагической карбонатной и другим формациям, образовавшимся в обстановке с нормальным кислородным режимом. Эти данные заставляют предполагать, что накопление черносланцевой формации происходило в отдельных заливообразных бассейнах, возникших во время высокого стояния поднятий на дне Тихого океана в начальный период формирования их осадочного чехла.

Таким образом, главными геологическими особенностями Тихоокеанского супербассейна являются, помимо огромных размеров и длительности существования, сложность и разнообразие внутренней структуры, большие площади абиссальных плит с маломощным осадочным чехлом. Наиболее типичными формациями внутренних частей бассейна следует считать глинистую пелагическую и кремнисто-карбонатную пелагическую, в том числе рудоносную. Для краевых частей бассейна более характерна терригенно-кремнисто-туффовая формация, накопление которой неразрывно связано с вулканизмом активных континентальных окраин Тихого океана.

МЕГАБАССЕЙНЫ

Тектонотипом мегабассейнов является Атлантический океан, в особенности Средняя и Южная Атлантика. Близок к этим структурам и Индийский океан. Бассейны этой категории вторичные, образовавшиеся в результате рифтинга внутри континентальных блоков, сменившегося затем спредингом. Раскрытие этих структур происходило в мезозое. Следовательно, они существуют относительно короткий интервал времени, а их максимальные размеры не превышают 6000 км. Приконтинентальные зоны таких бассейнов (они могут быть очень широкими) представляют собой ступенчатые структуры погружения. Срединные хребты занимают здесь медианное положение. Все это создает более симметричную картину в структурном плане и осадконакоплении по сравнению с супербассейнами (рис. 2). Среди основных типов структур, кроме срединных хребтов, выделяются абиссальные плиты, периокеанические прогибы, океанические плато. Так как эти бассейны возникли при деструкции континентальной коры, то внутри их сохранилось довольно большое количество микроконтинентов, в отдельные периоды истории являвшихся источником обломочного материала континентального происхождения. Для этих бассейнов характерен пассивный тип континентальных окраин; активные окраины не имеют существенного значения.

Поскольку мегабассейны имеют раздвиговую природу, то они прошли стадию рифта и малых океанических бассейнов. Вследствие этого наиболее древние формации мегабассейнов сходны с формациями малых океанических бассейнов. Это черносланцевая и эвапоритовая (Ангольская котловина, Китовый хребет [74]) формации поздней юры—раннего мела. Постепенное увеличение размеров и глубины бассейнов по мере развития процессов спрединга ведет к смене формаций относительно мелководных карбонатных и существенно терригенно-глинистых все более глубоководными пелагическими и абиссальными. Градиент изменения глубины, по данным изучения органических остатков, составляет 1500—4000 м [26, 27, 40]. Кроме того, относительно мелководные осадки (выше уровня карбонатной компенсации) постепенно формируются в областях срединно-океанических хребтов. При наращивании края океанической плиты они постепенно отодвигаются в области с более глубоководной седиментацией. Наиболее часто встречается следующая последовательность формаций (см. рис. 2): карбонатная мелководная — карбонатная пелагическая

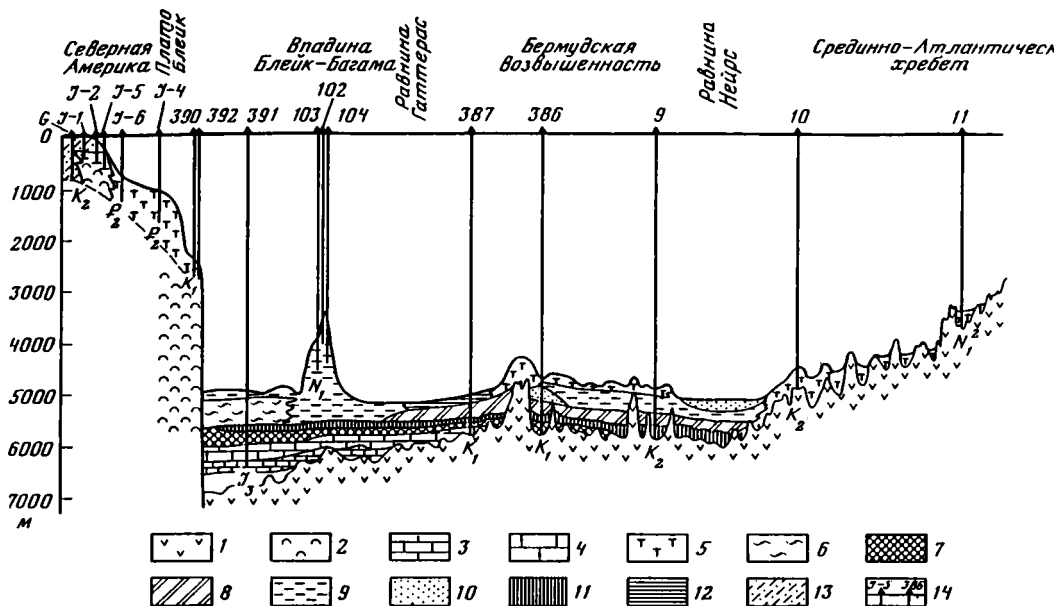


Рис. 2. Формационный разрез от плато Блейк до Срединно-Атлантического хребта [11]

Формации: 1 — базальтовая, 2 — мелководная карбонатная, 3 — карбонатная красноцветная, 4 — карбонатная сероцветная, 5 — пелагическая карбонатная, 6 — кремнисто-карбонатная лавинная, 7 — черных глин, 8 — карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная, 9 — гемипелагическая глинистая, 10 — терригенная турбидитная, 11 — пестроцветная глинистая, 12 — пелагическая глинистая, 13 — мелководная терригенная; 14 — глубоководные скважины и их номера

(черносланцевая) — кремнисто-карбонатная пелагическая — пелагическая глинистая. На склонах глубоководных плато широко распространена карбонатная флишоидная (калькаренитовая) формация. А в бортовых частях рифтовых долин срединных хребтов, в грабенах трансформных разломов встречается офикластитовая формация. По сравнению с супербассейнами абиссальные плиты в мегабассейнах меньших размеров, лишь относительно небольшие площади их находятся ниже уровня карбонатной компенсации и защищены от поступления терригенного материала. Поэтому в мегабассейнах пелагическая глинистая формация теряет ведущее значение, особенно в Атлантическом океане. Главенствующая роль принадлежит здесь карбонатной и кремнисто-карбонатной пелагическим формациям, а в краевой западной части — олигомиктовой флишоидной. Эти же формации развиты на срединных хребтах. Мощность осадочного чехла не превышает 1—2 км, в основном составляет 100—500 м. Однако вблизи континентов, на континентальном склоне и подножии, мощность чехла возрастает во много раз за счет прогибания и интенсивного привноса терригенной кластики с континентов. Так, в устье Ганга мощность осадков достигает 15 км, в устье Амазонки — 14 км [13]. Здесь формируются периокеанические прогибы, заполненные осадками олигомиктовой флишоидной формации. А.П. Лисицин [31] называет эти зоны областями лавинной седиментации. Осадки флишоидной формации местами откладываются на расстоянии до 4000 км от континента и достигают центральных частей мегабассейнов.

Толентовые базальты океанической коры Атлантического океана по сравнению с базальтами Тихого океана обеднены Na, Ca и Fe и несколько обогащены Mg [33, 73]. Кроме того, в Атлантическом океане в базальтах возрастает роль пород щелочной оливин-базальтовой серии в зонах, прибли-

женных к континенту [15]. Увеличение щелочности вулканитов вблизи континентальных массивов, по-видимому, связано с эволюцией магматизма в мегабассейнах от рифтогенного до океанического по мере развития этих структур. Возможно также, что увеличение щелочности вулканитов вблизи континентальных массивов вызвано процессами деструкции в мегабассейнах, вовлечением в массивы океанической коры фрагментов континентальной [40].

Рассмотрим кратко состав и строение осадочных формаций, которые распространены в мегабассейнах, но не встречены в типичном виде в супербассейне Тихого океана.

Черносланцевая формация [54, 28], как было показано выше, распространена в Тихом океане. Однако в мегабассейнах она обладает некоторыми отличиями, связанными с приуроченностью ее накопления к ранней стадии развития (J_2 — K_1 ар) бассейнов.

В мегабассейнах в ее составе преобладают не карбонатные, а глинистые осадки, появляются терригенные турбидиты. Обилие терригенного материала обусловлено небольшой шириной мегабассейнов в период накопления черносланцевой формации. В большинстве случаев она слагается тонкослоистыми, тонколистоватыми битуминозными глинами, алевролитами и аргиллитами. Иногда присутствуют более светлоокрашенные прослои терригенных турбидитов, а в более глубоководных фациях — биогенных карбонатных илов, кремнистых аргиллитов и цеолитовых глин. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и смектитами, терригенная кластика — кварцем и полевыми шпатами. Содержание $C_{орг}$ 1—3%, редко до 6—14%. В разрезах черных глин часто присутствуют прослои, линзы (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) и разного размера конкреции пирита, барита, сидерита, гипса. Осадки лишены следов биотурбации и ископаемых остатков донной микрофауны. Характерен обедненный состав бентосных фораминифер. Однако в более светлых карбонатных прослоях может быть богаче состав органических остатков. Мощность формации изменяется от 70 до 370 м. Накопление черносланцевой формации происходило в анаэробных условиях стагнированного бассейна. Глубина накопления черносланцевой формации, по последним данным [28], может изменяться в широких пределах — от мелководной до батинальной. В мелководных фациях наряду с органическим веществом сапропелевого ряда появляется гумусовое.

Олигомиктовая флишоидная формация [60,9] слагает толщи мощностью до нескольких тысяч метров на континентальном склоне и подножии в перикоеанических прогибах, примыкающих к приустьевым частям крупных рек. Обломочный материал поступает в глубоководную часть бассейна через подводные каньоны на континентальных склонах. На континентальном подножии при этом образуются сложные долинно-веерные системы; отдельные веера, сливаясь, создают протяженные пояса.

Формация образована чередованием зеленовато-серых плохо сортированных глин, алевроитов и песков. В составе обломочного материала преобладает кварц (70—95%). В меньшем количестве присутствуют полевые шпаты (в основном плагиоклазы) и литические фрагменты (кварциты, сланцы, граниты и др.). Обломочные осадки образуют слои от 2 до 60 см, чаще 20—25 см, изредка до 3 м. Строение их массивное, градационное и тонкогоризонтально-слоистое. В подчиненном количестве развиты прослои пелагических глин и карбонатных биогенных илов. Характерно асимметричное строение формации, выражающееся в постепенном уменьшении количества грубозернистых осадков по мере удаления от континента и в увеличении доли глинистых и пелагических осадков, в уменьшении мощности формации в этом направлении. Осадки формации большинством исследователей рассматриваются как отложения автокинетических потоков и контурных течений.

Карбонатная флишоидная (калькаренитовая) формация развита на склонах плато Блейк, поднятия Багам, Бермудской возвышенности и др. [57, 61]. Она сложена тонкозернистыми карбонатными, реже глинистыми илами с прослоями карбонатных песков, а в верхней части склонов — и гравия. Обломочные известняки по текстурным особенностям аналогичны турбидитам олигомиктовой флишоидной формации. Толщина песчаных прослоев от 1 до 2,5 м. Формация образует подводные конусы выноса и долиново-верные системы, спускающиеся в глубоководные котловины на расстоянии до 200—400 км. Детритовый материал песков может иметь как мелко-водное, так и относительно глубоководное происхождение в зависимости от высоты стояния подводного поднятия с карбонатной седиментацией. На крутых склонах поднятий формация включает подводно-оползневые и глыбовые накопления. Основной их компонент — различные известняки, но может присутствовать вулканогенная и терригенная кластика, а также обломки рудных корок. Мощность формации изменяется от первых десятков метров до 1 км.

Таким образом, мезобассейны по сравнению с супербассейнами представляют собой вторичные океаны, возникшие в результате деструкции континентальной коры. Они отличаются меньшими размерами и соответственно меньшим распространением пелагической глинистой формации. Средняя мощность осадочного чехла здесь больше, чем в Тихом океане, и наибольшее значение имеют пелагические карбонатная и кремнисто-карбонатная формации. Для ранней стадии развития этих бассейнов типичны черносланцевая существенно глинистая, а также эвапоритовая формации. Отличительной особенностью этих структур является образование в глубоководных и удаленных от континента частях океана мощных терригенных осадков континентального происхождения. Помимо отличий в характере седиментации, отмечаются некоторые особенности в составе базальтов океанической коры, а также в эволюции магматизма.

МЕЗОБАССЕЙНЫ

Мезобассейны отличаются от мезобассейнов меньшими размерами и, как правило, более простым строением (с пассивными окраинами). Примерами мезобассейнов следует считать Евразийский бассейн в Арктике, Норвежско-Гренландский бассейн, а также Тасманово море.

Евразийский бассейн состоит из срединного хребта Гаккеля и сопровождающих его глубоких прогибов Нансена и Амундсена. На юго-западе этот бассейн ограничивается разломной зоной Нансена, а на востоке доходит до моря Лаптевых. Ширина Евразийского бассейна 600—800 км. Мощные (3—4 км) терригенные и, вероятно, вулканогенно-осадочные отложения обоих прогибов в сочетании с гемипелагическими и турбидитными толщами противопоставляются здесь отложениям, тяготеющим к хребту Гаккеля.

Норвежско-Гренландский бассейн (рис. 3) расположен между Шпицбергенской зоной разломов на севере и Фарерско-Исландским порогом и плато Рокколл на юге. Бассейн обрамляется пассивными окраинами, относящимися к рифтогенному и сдвиговому типам, имеющим резко наложенный характер по отношению к древним палеозойским структурам. Отличительной чертой этого бассейна является существование нескольких разновозрастных зон спрединга, отражающих развитие бассейна в течение нескольких этапов, причем каждый этап длился относительно недолго и не приводил к образованию значительных пространств с новообразованной океанической корой, хотя в сумме за период в 60 млн лет сформировался океанический бассейн шириной около 1700 км. М. Тальвани и О. Элдхолм [50] предполагают двухэтапное развитие бассейна. В начале палеогена произошло раскрытие океана вдоль уступа плато Воринг

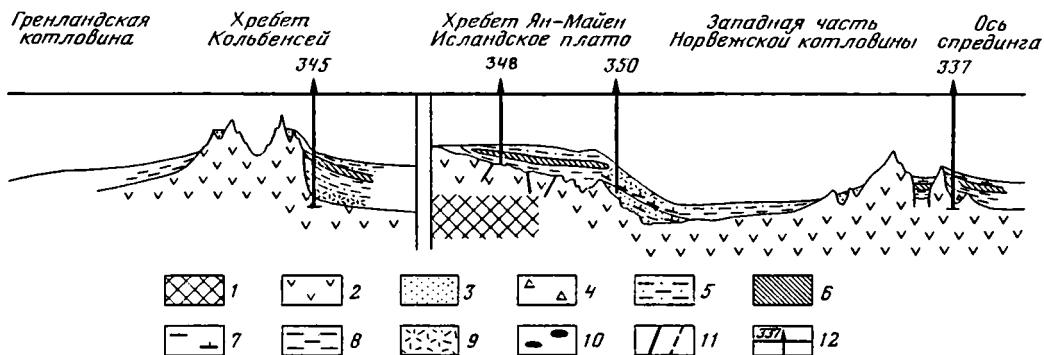
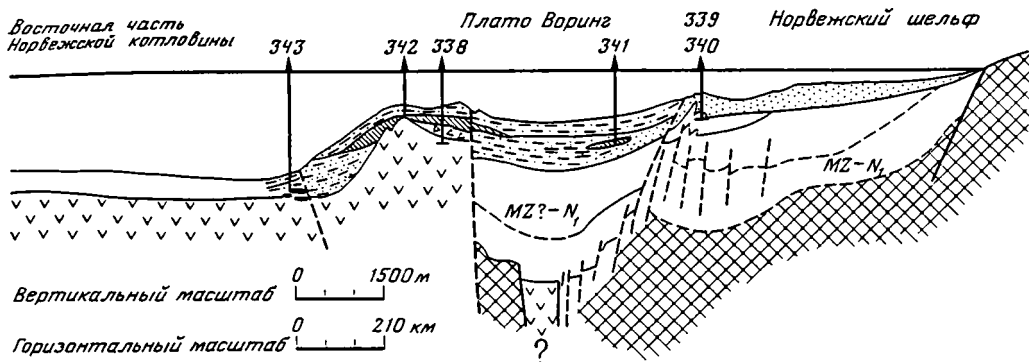


Рис. 3. Схематический палеофациальный профиль через Норвежско-Гренландский бассейн (составлен по материалам глубоководного бурения [69])

1 — сиалический гранитизированный фундамент; 2 — базальты океанической коры; 3 — песчаные осадки; 4 — брекчи с обломками базальта; 5 — песчано-алевритовые осадки, марино-гляциальные и турбидитные; 6 — глинисто-кремнистая формация; 7 — карбонатные осадки; 8 — глинистая формация; 9 — вулканический пепел; 10 — силлы основного состава; 11 — разломы; 12 — глубоководные скважины и их номера

и Фарерско-Шотландского уступа. Свидетельством этого раскрытия является ныне отмершая ось спрединга в Норвежской котловине (см. рис. 3). Второй этап относится к середине эоцена, когда раскрытие произошло вдоль оси, проходящей по хребтам Кольбенсей—Мона—Книповича. В результате от Гренландии был отделен фрагмент континентальной коры и образовался микроконтинент в районе хребта Ян-Майен. Эта ось спрединга сохраняет активность вплоть до настоящего времени, хотя и здесь, возможно, имеются некоторые перемещения [36]. И. Ханиш [69] показал, что отделение Гренландии от Норвегии произошло еще в меловое время, когда была заложена рифтово-спрединговая система трога Роколл, продолжавшаяся на север, в бассейн плато Воринг (см. рис. 3). Многоэтапность развития бассейна и перемещение оси спрединга определили довольно сложную структуру Норвежско-Гренландского бассейна: чередование подводных вулканических хребтов, на которых отсутствует или сокращен осадочный чехол, и разделяющих их довольно узких котловин с относительно интенсивной седиментацией. Мощность океанического чехла, по данным глубоководного бурения, составляет 150—700 м. Однако на участках между хребтом Книповича и континентом, на плато Воринг, на континентальном подножии Гренландии, являющихся ловушками для большой массы терригенных осадков, мощность осадочного чехла может достигать 4—7 км [50].

Для бассейна характерны относительно небольшая глубина (редко превышает 3000 м) и отсутствие крупных океанических плит. Существование нескольких осей спрединга позволяет предполагать, что в бассейне могли создаваться условия для переслаивания базальтов разного возраста и осадков, т.е. для чередования в разрезе осадочных пород и базальтов. Это характерно для многих палеоокеанов и не характерно для современных. Существованием нескольких разновозрастных зон спрединга, видимо, объясняется относительно пестрый состав базальтов океанического дна Норвежско-Гренландского бассейна. По данным Г.С. Харина [58], здесь встречены базальты океанического типа, близкие к траппам, и щелочные оливиновые базальты, причем океанические типы отличаются довольно низкой магнезиальностью и высокой железистостью, нередко довольно высокой щелочностью (K_2O до 0,59%). Относительно высокой щелочностью и богатством магмы летучими компонентами объясняется широкое развитие гиалокластитов. Выявлено некоторое возрастание щелочности и со-



ответственно содержания Ti и P в базальтах по направлению к континентальному обрамлению. Среди пирокластического материала, присутствующего в осадочном чехле, в значительном количестве имеются продукты вулканизма кислого и среднего состава (скв. 345, 343, 350).

В осадочном чехле Норвежско-Гренландского бассейна отсутствуют четкие признаки углубления обстановок осадконакопления по мере развития процессов спрединга. Кроме того, здесь нет многих осадочных формаций, характерных для более крупных океанических бассейнов, прежде всего пелагической глинистой, а также областей с интенсивным развитием железо-марганцевых конкреций. В связи с бореальным положением бассейна в нем подавлено пелагическое карбонатакопление. Из биогенных осадков имеются лишь кремнистые. Из-за относительно небольших размеров бассейна и присутствия в его центре микроконтинента Ян-Майен, а на юге континента плато Рокколл, а также благодаря ледовому разносу материала, начавшемуся, по-видимому, с миоцена, в осадочном чехле Норвежско-Гренландского бассейна в значительном количестве присутствует терригенный материал континентального происхождения. Характерны следующие осадочные формации: гемипелагическая глинистая, глинисто-кремнистая, терригенно-туффитовая, олигомиктовая флишиоидная, полимиктовая терригенная марино-гляциальная. Глинисто-кремнистая формация (первой разновидности) близка к развитой в супер- и мегабассейнах. Полимиктовая терригенная марино-гляциальная отражает лишь бореальное положение бассейна. Специфика Норвежско-Гренландского мезобассейна обнаруживается при рассмотрении глинистой, терригенно-туффитовой и олигомиктовой флишиоидной формаций.

Гемипелагическая глинистая формация характерна для верхнего олигоцена—нижнего миоцена Норвежской и Лафотенской котловин, а также Исландского плато. Мощность ее достигает 400 м. Она состоит из поликомпонентно-монтмориллонитовых глин серого цвета (из-за примеси органического вещества). Они обладают массивной или комковатой (из-за биотурбаций) текстурой. Иногда встречаются микроконкреции манганосидерита, железистого родохрозита, вкрапленность пирита, зерна глауконита, цеолиты. Глины содержат прослойки пеплов и в той или иной степени обогащены алевритовым материалом, представленным кварцем, часто бипирамидальным, эффузивным, полевыми шпатами среднего и основного состава, палагонитизированным стеклом, чешуйками слюд, единичными зернами альбита и микроклина. Спорадически встречаются углефицированные растительные остатки. По мнению А.Г. Коссовской и В.А. Дрица [25], глинистая формация формировалась под влиянием привноса материала с берега. Таким образом, глинистая формация

Гренландско-Норвежского бассейна непохожа на формацию пелагических глин, характерную для супер- и мегаокеанических бассейнов. Несколько больше сходства у нее с черносланцевой формацией Атлантического океана.

Олигомиктовая флишоидная формация развита на континентальном склоне и подножии бассейна, а также у подножия хребта Ян-Майен. Мощность ее изменяется в широких пределах и в ряде случаев точно не установлена. У подножия хребта Ян-Майен (скв. 346, 349) формация представлена зеленовато-серыми глинами, алевролитами, песчанистыми алевролитами, содержащими рассеянный гранитный материал, преимущественно в виде окатанных зерен кварца, полевых шпатов, реже обломков пород (кварцито-видных песчаников, алевролитов, кремнистых пород, слюд). Преобладает ассоциация сиалического происхождения [44]. У подножия плато Воринг (скв. 343) в обломках преобладают литические фрагменты. Глинистый материал формации представляет собой поликомпонентную смесь минералов, среди которых преобладают продукты преобразования биотита. Алевритовые породы содержат примесь гумусовой органики. По органическому веществу развиваются микроконкреции пирита и пирротина. В нижней части формации грубость обломочного материала возрастает, появляется градиционная сортировка материала. Нижняя часть градированных серий образована песчаниками, иногда известковистыми, или алевролитами, а верхняя — алевролитами или слоистыми глинами. Мощность этих серий достигает 30 см. Для формации характерно большое разнообразие текстур, отражающих различные комбинации турбидитной модели А. Бумы [66], а также обилие иероглифов [75]. В целом эта формация близка к отложениям подводных долинно-верных систем, характерных для мегаокеанических бассейнов. Однако в Норвежско-Гренландском бассейне она развита не только на континентальном склоне и подножии, но и в центре бассейна — на всей площади Норвежской котловины.

Терригенно-туффитовая формация характерна для палеогеновых отложений хребтов Мона и Ян-Майен (скв. 345, 343, 350). Она представлена монтмориллонитовыми глинами бентонитового типа или монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами, образовавшимися по вулканическим стеклам кислого и щелочного трахит-андезит-дацитового состава [25]. В других случаях (скв. 343) наряду с гиалокластикой кислого состава присутствует гиалокластический материал основного состава. В отдельных прослоях содержится примесь сиалического терригенного материала (кварц, полевые шпаты, слюды, углефицированные растительные остатки) и породы переходят в туффиты [8]. Нередко присутствуют пачки терригенных турбидитов. Обычно вкрапленность пирита и цеолитов. Интересно отметить, что пирокластика кислого состава, а также континентальный материал сиалического происхождения присутствуют здесь среди осадков, накапливающихся вблизи зон спрединга. Все это, видимо, является следствием относительно небольшой величины бассейна, влияния континентальных блоков как на состав осадков, так и на характер вулканизма.

Тасманово море. По данным [70, 71], оно возникло в результате спрединга и отделения Новой Зеландии от Австралии и Антарктиды 60—80 млн лет назад (поздний мел). Приблизительно 55 млн лет назад (палеоген) спрединг в Тасмановом море прекратился, а спрединговый центр, выявленный по полюсовым магнитным аномалиям, утратил сейсмичность. Современная ширина бассейна изменяется от 200 до 1700 км (рис. 4). Западным его ограничением служат континент Австралия, остров Тасмания и подводная возвышенность Милл, восточным — подводный хребет Лорд-Хау, Новая Зеландия и подводные горы Маккуори [46]. Фундамент поднятия Лорд-Хау образован смятыми в складки осадочными породами [2], которые несогласно перекрыты верхнемеловыми вулканитами кислого состава, затем преимущественно карбонатными осадками палеоген-четвертичного возраста (см. рис. 4). Мощность

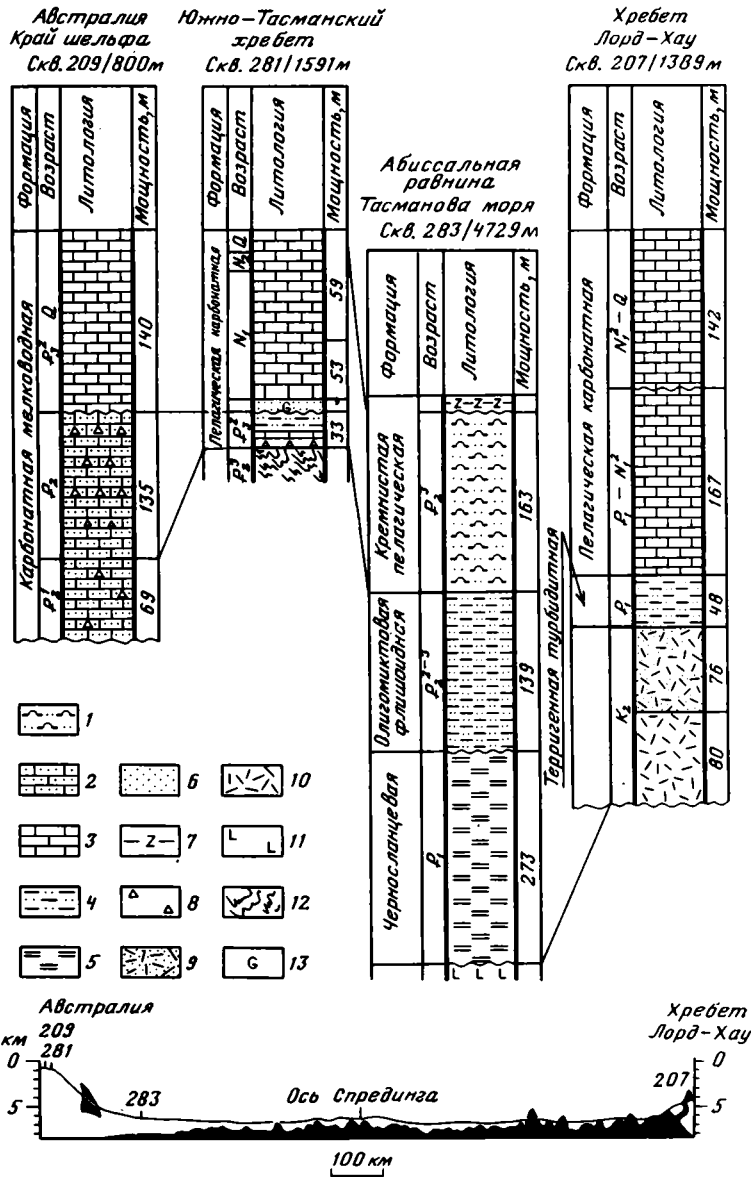


Рис. 4. Сейсмический профиль [70] и разрезы по скважинам бассейна Тасманова моря

1 — кремнистые илы с примесью алевролитно-глинистого материала и прослоями алевропитов; 2 — карбонатные илы и фораминиферные известняки, богатые песком; 3 — карбонатные илы; 4 — песчанистые алеариты; 5 — оливково-черные углеродистые аргиллиты; 6 — детритусовые пески; 7 — цеолитовые глины; 8 — кремни; 9 — туфы кислого состава; 10 — лавы кислого состава; 11 — базальты океанической коры; 12 — кварц-слюдяные сланцы; 13 — глауконит

последних в отдельных бассейнах может достигать 3 км [20,2]. Хребет Маккуори образовался в третичное время и представляет собой островную дугу.

Мощность осадочного чехла Тасманова моря, по геофизическим данным и буровым материалам, составляет 0,5—2 км. Наибольшую величину она имеет на континентальном подножии Австралии. Выделяются следующие формации: пелагическая глинистая, пелагическая карбонатная, пелагическая глинисто-

кремнистая, черносланцевая, олигомиктовая флишоидная. Нетрудно заметить, что имеется общее сходство формаций с распространенными в мегабассейнах. Видимо, это связано с тем, что значительная часть континентальных окраин этого бассейна (хребет Лорд-Хау, возвышенность Милл) погружена под уровень моря, в их пределах имеет место карбонатная седиментация и они не могут быть источником терригенного материала. Возможно, при детальном исследовании здесь будет обнаружена карбонатная флишоидная формация. Однако формации Тасманова бассейна, несмотря на некоторую близость к формациям мегабассейнов, обладают рядом специфических особенностей, вызванных относительно небольшой величиной бассейна.

В пелагической глинистой формации отсутствуют железо-марганцевые конкреции, а глины имеют зеленовато-серый цвет, как в фациях, приближенных к континенту. В них, по данным А.П. Лисицина [30], повышено содержание CaCO_3 (1—10%), в то время как в пелагических глинах Атлантического и Тихого океанов содержание CaCO_3 менее 1%.

В карбонатной пелагической и глинисто-кремнистой пелагической формации также значительно примесь терригенного материала [65] континентального происхождения (кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, слюды). Здесь отсутствуют рудоносные осадки.

Олигомиктовая флишоидная формация имеет относительно небольшую мощность (30—500 м) и встречается как на континентальных склонах, так и в центральных частях акватории.

Относительно небольшие размеры Тасманова бассейна нашли отражение и в составе базальтов океанического дна [76]. Последние (скв. 283) близки к щелочным оливиновым базальтам и отличаются повышенным содержанием K_2O , Na_2O , пониженным CaO . Также отмечаются повышенные содержания Ba, Zr, V и пониженные Ni, Cr, Y. Эти особенности сближают базальты Тасманова моря с континентальными типами.

МАЛЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ

Малые океанические бассейны представляют собой молодые океанические впадины, возникшие в результате раскола, осевого спрединга и раздвига континентальной коры. Новообразование океанической коры происходило в них относительно непродолжительное время (5—10 млн лет), поэтому здесь не возникло значительных пространств с океаническим типом строения. Это узкие прогибы (не более 400—500 км) с крутыми склонами. Окружающие их области суши имеют изрезанный пересеченный рельеф. Примерами малых океанических бассейнов являются Красное море, Аденский и Калифорнийский заливы. По данным И. Тьеде [56], специфика осадконакопления в таких бассейнах объясняется целым рядом причин. Прежде всего, поскольку океаническая кора таких впадин очень молода, эти впадины не столь глубоки, как прилежащие к ним части Мирового океана. Часто они отделены от океана более или менее значительным барьером, а сами впадины расчленены структурными поднятиями на небольшие прогибы. Пороги между прогибами могут быть весьма мелководными. Все это препятствует как водному обмену внутри бассейна, так и обмену с батимальными и особенно абиссальными водами крупных океанических бассейнов. В результате в малых океанических бассейнах формируются аномальные условия осадконакопления, так как воды в них обладают особыми физическими и химическими характеристиками. Из-за замкнутости бассейнов здесь отмечается меньшее разнообразие комплексов фауны и флоры. Очень характерны осадки, отлагавшиеся в условиях недостатка кислорода, с высоким содержанием углерода. Из-за аномального состава вод уровень карбонатной компенсации может быть значительно смещен. Например, во впадине

Алула-Форжак в Аденском заливе [56] карбонатные осадки накапливались на глубине более 5000 м. При наличии мелководного барьера и подходящего климата накапливаются эвапоритовые формации.

В малых океанических бассейнах хорошо видна начальная стадия формирования вторичных океанов (стадия континентального рифта), для которой характерно накопление значительного количества терригенного материала сиалического происхождения, пестрого по гранулометрическому составу и отлаговшегося в озерных, аллювиальных, пролювиальных и мелководно-морских обстановках. Позднее, при продолжающихся процессах спрединга, обстановки осадконакопления становятся глубоководными, а поступление терригенного материала — очень умеренным, несмотря на крутые склоны этих бассейнов и приподнятость их континентального обрамления. Возможно, это объясняется относительно небольшой площадью водосборов, неразработанностью долин из-за их молодости.

Большое влияние на осадконакопление в малых океанических бассейнах оказывает гидротермальная деятельность в активной зоне спрединга. Из-за относительно небольших размеров бассейна и наличия изолированных впадин с плохим водным обменом создаются особо благоприятные условия для эксгалационно-осадочного осадконакопления [7]. Характерно, что обстановка эксгалационной деятельности имеет тенденцию изменения от восстановительной к окислительной.

Вулканизм малых океанических бассейнов также обладает рядом характерных черт [23, 68]. Наблюдается эволюция вулканических серий от бимодальных с широким развитием щелочных пород, характерных для континентальных рифов, до толентовых, близких к океаническим. Параллельно увеличивается объем изверженного материала.

Рассмотрим особенности осадконакопления в малых океанических бассейнах на примере Красного моря. Оно занимает вытянутую впадину длиной более 2000 км и шириной 180—360 км. В его центральной части выделяется осевой трог с крутыми стенками и неровным рельефом дна. Бассейн окружен узкой и неглубокой полоской шельфа. В самой узкой части Красное море сужается до 28 км. Здесь мелководный Баб-эль-Мандебский пролив соединяет его с Аденским заливом. В истории развития бассейна наблюдаются два этапа [23, 24] — рифтовый и океанический:

1) домиоценовое и миоценовое прогибание и утонение земной коры. В это время накапливаются глины, переслаивающиеся со щелочными оливиновыми базальтами, кислыми лавами и пирокластическими породами. В миоцене отложилась мощная толща (более 2—3 тыс.м) обломочных пород и эвапоритов. В эвапоритах наблюдается чередование ангидрита и галита с доломитизированными аргиллитами и черными углеродистыми аргиллитами с пиритом и повышенным содержанием V;

2) послемииоценовое растяжение и новообразование океанической коры. В это время мелководные осадки сменяются глубоководными (пелагическая карбонатная формация), представленными нанномелом и серыми алевритистыми глинами с наннопланктоном. В осевом трогe накапливаются гидротермально-осадочные металлоносные осадки, обогащенные Fe, Mn, иногда сульфидами и баритом [7].

* * *

Таким образом, при переходе от супербассейнов к мега-, мезо- и малым бассейнам намечаются следующие тенденции изменения характера седиментации и вулканизма.

1. Сокращаются площади развития осадков, накопившихся ниже уровня

карбонатной компенсации и за пределами влияния привноса обломочного материала с континентов, вплоть до полного исчезновения формации пелагических глин, особенно эпелагических фаций в ее составе, а также полей железо-марганцевых конкреций.

2. В супер- и мегабассейнах в периферических зонах господствуют зеленоватые и сероцветные осадки, которые в центральных частях замещаются красноцветными. По мере сокращения площади бассейна (прежде всего его ширины) количество красноцветных фаций уменьшается, вплоть до полного их исчезновения.

3. Начальные стадии деструкции и раздвига континентальной и, возможно, океанической коры сопровождаются накоплением черносланцевых формаций, осадки которых обогащены органическим углеродом и некоторыми металлами.

4. В малых и мезобассейнах, как правило, терригенный материал континентального происхождения обогащает все формации. Нередко терригенные формации накапливаются в осевых частях бассейна. В супер- и мегабассейнах терригенный материал концентрируется в периферических зонах, в окраинных морях или на континентальном подножии, а в центральных частях осадки практически лишены терригенной примеси.

5. Как правило, по мере сокращения величины океанического бассейна увеличивается мощность его осадочного чехла. Исключение составляют малые бассейны, в которых мощность осадочного чехла невелика из-за его молодости.

6. В мезо- и малых бассейнах по сравнению с мегабассейнами увеличивается пестрота составов вулканитов, а толеитовые базальты обнаруживают некоторые признаки сходства с континентальными типами; могут также появляться разности, обогащенные кремнеземом и щелочами, обедненные Mg, Sr и Ni.

ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ

Рассмотрев главные типы современных океанических бассейнов, разберем особенности строения и формационного выполнения нескольких древних бассейнов, превращенных в настоящее время в сложные покровно-складчатые сооружения, чтобы на основе выявленных закономерностей попытаться выделить среди них возможные аналоги современных океанов, а также оценить их первоначальные размеры. По всей вероятности, при сравнении современных океанов и палеобассейнов с корой океанического типа (палеоокеанов) трудно ожидать полных аналогий. Несомненно, нужно учитывать влияние на процессы седиментации и вулканизма процессов эволюции Земли как планеты, изменения количества и состава гидросферы, эволюции органического мира. По-видимому, нужно учитывать также влияние процессов метаморфизма на изменение первоначального состава осадков и вулканитов. Поэтому мы стремились выявить лишь общие тенденции и общую направленность изменений характера седиментации и вулканизма при сравнении различных современных и древних структур океанического типа.

Казахстано-Монгольский палеоокеан. По палеогеологическим реконструкциям [34, 64], он существовал 650—550 млн лет назад. Судя по современной структуре, его размеры составляли не менее 2000 км. Западным его ограничением служит Улутау-Северо-Тяньшаньский массив, восточным — Дзабханский и Тувино-Монгольский массивы, а также Сибирская платформа. Возможно, на юго-востоке он соединялся с древним Тихим океаном. Положение бассейна по отношению к древним структурам дискордантное, наложенное, хотя не исключено его развитие на месте более древнего рифейского бассейна.

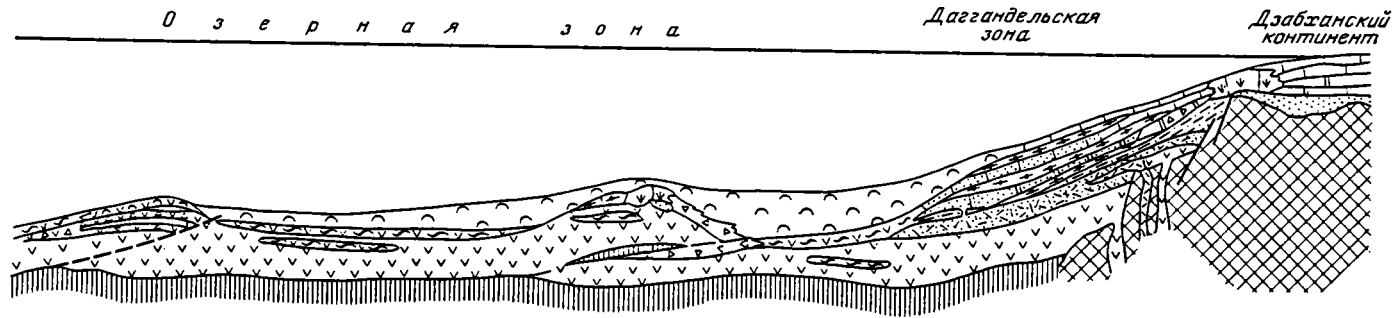
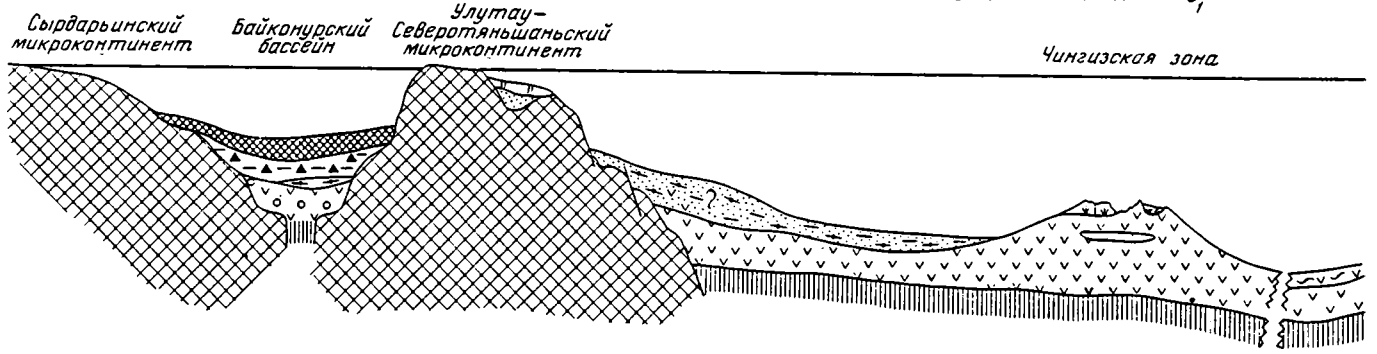
Западная его окраина пассивная, восточная, начиная по крайней мере со второй половины раннего кембрия (возможно, раньше), имела активный характер и обрамлялась вулканическими поднятиями островодужного типа.

На всей площади [34, 18] Казахстано-Монгольский палеоокеан имел кору океанического типа. Лишь вблизи зон сочленения с континентальными блоками, вероятно, существовала кора переходного типа (рис. 5).

В океанической коре четко выделяется слой базальтов, представленный спилитовыми формациями (карбонатно-спилитовая, спилито-фтанито-сланцевая). Нижняя часть разреза этих формаций почти не содержит осадочных пород. В верхней части количество прослоев осадочных пород и их мощность заметно увеличиваются. В этом видны определенные черты сходства Казахстано-Монгольского бассейна с современными океанами. Однако в Казахстано-Монгольском бассейне отсутствует четкое разделение на базальты и осадочный чехол, так как имеет место 200—500-метровая зона чередования базальтов и осадочных пород, выше которой вулканогенные породы не встречаются. Видимо, это связано с тем, что в Казахстано-Монгольском бассейне не существовало системы срединных хребтов, типичных для современных океанов, а имелось множество магмоподводящих трещин. Не исключено также смещение во времени осей раздвига, подобно наблюдающемуся в Норвежско-Гренландском бассейне и в Тихом океане. В Казахстано-Монгольском бассейне пачку чередования базальтов и осадочных пород мы рассматриваем как нижнюю часть чехла. По фаціальным изменениям в пределах этой части разреза (верхняя часть карбонатно-спилитовой формации Озерной и Чингизской зон) удастся установить поднятия типа подводных плато и депрессии, возможно соответствующие океаническим плитам (см. рис. 5).

Поднятия фиксируются появлением пористых разновидностей спилитов (межшаровые пространства которых выполнены карбонатами), развитием гиалокластитов, а также линзами рифогенных известняков. Для депрессий характерны более плотные разности спилитов с более крупными шаровыми обособлениями лав, промежутки между которыми очень малы, заполнены гиалокластикой или гематито-кремнистым материалом красного цвета. Среди лав встречаются линзы вишневых гематитовых яшм, яшм с примесью пеплового материала кислого состава, а также красных пеплистых аргиллитов. Породы в принципе сходны с описанными в составе глинисто-кремнистой формации второй разновидности, характерной для абиссальных плит супер- и мегабассейнов. Можно полагать, что осадконакопление в депрессиях происходило ниже уровня карбонатной компенсации, который в кембрии предположительно находился на глубине 1,5—2 км [61]. Таким образом, глубина Казахстано-Монгольского бассейна в начале формирования осадочного чехла в депрессиях превышала 1,5—2 км. Для осадочных пород центральной части рассматриваемого бассейна характерно полное отсутствие терригенного материала континентального происхождения и развитие красноцветных фаций кремнистых и глинистых пород. Это служит доказательством больших размеров палеоокеана. Вблизи континентальных окраин (Западный Саян) в спилито-фтанито-сланцевой формации появляются пачки зеленовато-серых глинистых сланцев и темно-серых, зеленовато-черных углеродисто-глинистых, углеродисто-кремнистых сланцев и фтанитов. Осадочные породы спилито-фтанито-сланцевой формации обнаруживают сходство с описанными в составе глинисто-кремнистой формации первой разновидности, развитой в краевых зонах супер- и мегабассейнов. На западной континентальной окраине, на склоне Улутау-Северотяньшаньского массива, местами сохранилась олигомиктовая флишoidная формация раннекембрийского возраста [4], характерная для континентального подножия мегабассейнов. В краевых зонах Казахстано-Монгольского бассейна, примыкающих к карбонатным шельфам (склоны Шорско-Батеневского поднятия и

Казахстано-Монгольский палеокеан ϵ'



Вертикальный масштаб 0 2000 м

- | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |

Даггандельская зона), развита кремнисто-карбонатная формация, в составе которой существенное значение имеют карбонатные турбидиты. Эта формация очень близка по текстурным особенностям и составу к карбонатной флишиоидной (калькаренитовой) формации мегаокеанов. Отличия, заключающиеся в преобладании доломитовых пород, связаны, видимо, с особенностями карбонатной седиментации древних периодов развития Земли. Там, где появляется терригенный материал континентального происхождения, а также в зонах развития флишиоидных формаций мощность нижней части осадочного чехла Казахстано-Монгольского бассейна возрастает с 20—500 до 3000 м. Можно предполагать, что это минимальная глубина бассейна в период накопления нижней части его осадочного чехла.

Верхняя часть осадочного чехла в центральной части Казахстано-Монгольского палеоокеана и частично на его склонах сложена терригенно-кремнисто-туффиновой формацией, сходной с развитой в окраинных морях и по периферии океанических плит, приближенных к островным дугам. Пирокластический материал имеет андезитовый и дацитовый состав и привнесен в бассейн с появившихся во второй половине раннего кембрия островодужных поднятий. Мощность этой части разреза составляет 1000—1200 м. Ее накопление происходило на фоне погружения дна бассейна. Об этом свидетельствует отсутствие в осадках терригенно-кремнисто-туффиновой формации признаков карбонатности. Здесь лишь изредка встречаются маломощные прослои обломочных известняков. В целом преобладают дистальные тефро-турбидиты, перекрывающие и рифогенные известняки внутренних поднятий (см. рис. 5).

Итак, в Казахстано-Монгольском бассейне наблюдается четкое разделение на центральную часть, в которой отсутствует терригенный материал континентального происхождения и господствуют в депрессиях красочетные глинисто-кремнистые осадки, и окраины, где концентрируется материал континентального привноса, а также сероцветные и углеродистые кремнистые отложения. Эти особенности, как мы видим, наиболее характерны для мегабассейнов. Однако здесь неизвестны области накопления пелагической глинистой формации. Это, возможно, связано с тем, что бассейн располагался в экваториальной зоне [77] и здесь повсюду сохранялась высокая биологическая продуктивность. Не исключено также, что Казахстано-Монгольский палеоокеан несколько уступал по размерам современному Атлантическому океану.

Среди базальтов океанической коры бассейна преобладают спилитизированные толеиты. Их средний состав отвечает промежуточному положению между базальтами современных океанов и траппами древних платформ [19]. По направлению к восточной континентальной окраине спилитовые формации постепенно сменяются спилит-кератофировыми. Одновременно в базальтах увеличивается доля пород щелочной оливин-базальтовой серии, а в ее составе — пород с повышенным количеством K_2O . По направлению к западной континентальной окраине также постепенно увеличивается роль вулканитов щелочной оливин-базальтовой серии пород, т.е. имеет место зональность составов базальтов океанической коры, сходная с описанной в мегабассейнах. Однако

Рис. 5. Схематический палеофациальный профиль раннекембрийского Казахстано-Монгольского бассейна (палинспастическая реконструкция по материалам А.А. Моссаковского, А.Б. Дергунова и др. [18], Т.Н. Херасковой [63, 64])

1 — меланократовый фундамент; 2 — вулканиты основного состава; 3 — вулканиты основного состава с прослоями гиадокластитов и гиалотуфов основного состава; 4 — осадочно-вулканогенные комплексы грабеновых фаций; 5 — переслаивание базальтов, яшм, красных глинистых сланцев с реликтами пелловой структуры; 6 — яшмы; 7 — фтаниты, углеродисто-кремнисто-глинистые, углеродисто-глинистые сланцы; 8 — карбонатно-фтанитовая (черносланцевая) рудоносная формация; 9 — терригенно-кремнисто-туффиновая формация; 10 — рифогенные известняки; 11 — известняки; 12 — обломочные известняки и доломиты, карбонатные турбидиты; 13 — доломиты; 14 — песчаники; 15 — алевролиты; 16 — туфы кислого состава; 17 — снэлический гранитизированный фундамент; 18 — спарагмитовая формация

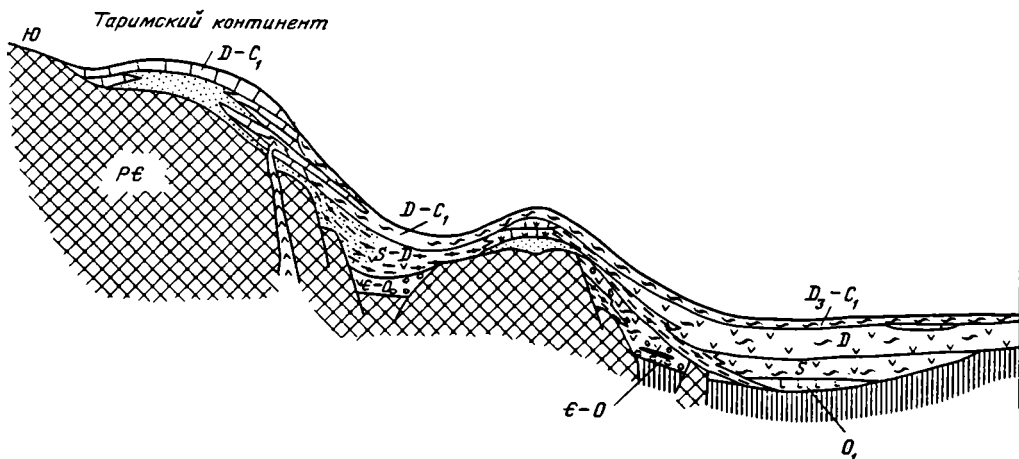


Рис. 6. Схематический палеофациальный профиль через раннекаменноугольный Туркестанский бассейн (палинспастическая реконструкция по материалам В.С. Буртмана [1,5,6] и др.)

1 — меланократовый фундамент; 2 — гранитизированный сналический фундамент; 3 — аккреционная призма, метабазальты, глаукофановые сланцы; S—D; 4 — песчаники; 5 — глинистые сланцы; 6 — известняки; 7 — рифогенные известняки; 8 — фтаниты и углеродисто-глинистые кремнистые сланцы; 9 — пестроцветные кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, фораминиферовые известняки; 10 — коматититы; вулканиты: 11 — основного состава, 12 — среднего состава; 13 — карбонатные турбидиты; 14 — осадочно-вулканогенные комплексы грабеновых фаций; 15 — кремнисто-железистые породы; 16 — серпентинитовые песчаники

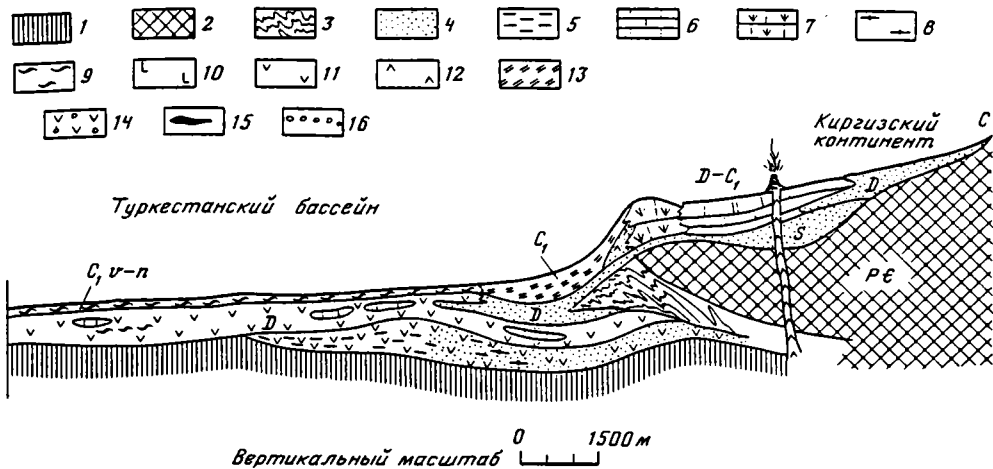
здесь базальты имеют тенденцию к некоторому сходству с континентальными типами. Возможно, эти отличия связаны с общими процессами эволюции вулканизма Земли [22]. Кроме того, в Казахстано-Монгольском бассейне в краевых зонах, а также в виде примеси в породах осадочного чехла появляется вулканогенный материал кислого состава. Это, как мы видели, является признаком мезобассейнов.

Таким образом, Казахстано-Монгольский палеоокеан по комплексу признаков, выработанных в первом разделе работы, обнаруживает наибольшее сходство с мегаокеанами. Но в нем имеются признаки и мезоокеанов.

Туркестанский палеоокеанический бассейн. Особенности этого бассейна изучались по данным В.С. Буртмана [1,5,6] с привлечением материалов С.А. Куренкова [29] и В.Н. Пучкова [39].

Туркестанский бассейн существовал как структура с корой океанического типа начиная с ордовика (возможно, кембрия) вплоть до башкирского века среднего карбона и располагался между Таримским и Киргизским континентальными массивами (рис. 6). Бассейн имеет раздвиговую природу. Грабеновые фации со специфическим вулканизмом известны в основании континентального склона Таримского континента. Большую часть периода его развития Туркестанский бассейн был окружен пассивными континентальными окраинами. Лишь в карбоне на границе с Киргизским континентом, по данным В.С. Буртмана, возникает зона "субдукции".

Выделяются по крайней мере три этапа развития Туркестанского палеоокеанического бассейна, хотя оси раздвига, подобные описанным в Норвежско-Гренландском бассейне, восстановить в современной покровно-складчатой структуре не удастся. В кембрии—ордовике продолжался раскол Таримско-Киргизского континента. В результате процессов деструкции и растяжения возник бассейн с корой океанического типа. Для него характерно сочетание грубо-обломочных осадков, возникших за счет размыва бортов бассейна, с продуктами базальтового вулканизма. В центральной части этого бассейна вулканиты залегают на меланократовом фундаменте с конгломератами в основании



и представлены ассоциацией пикритов, коматитов, базальтов и гиалокластитов. Химический состав этих образований почти не изучен. Однако обилие гиалокластитов свидетельствует о насыщении магмы летучими компонентами, что характерно для расплавов повышенной щелочности. Среди базальтов присутствуют маломощные прослои углеродисто-кремнистых пород, а также горизонт кремнисто-железистых пород с повышенным содержанием Mn. Нетрудно заметить, что обстановка седиментации в Туркестанском бассейне этого времени сходна с седиментацией малых океанических бассейнов типа Красного моря.

В силуре в течение нового этапа растяжения произошло расширение бассейна. В это время в бассейне формируется четкая структурно-фациальная зональность. Выделяются области шельфа с мелководным терригенным или карбонатно-терригенным осадконакоплением местного слякического материала (кварцево-аркозавая формация). Далее обособляются континентальный склон и подножие. Здесь накапливаются относительно глубоководные терригенные, преимущественно алевроито-глинистые накопления, привнесенные в бассейн автокинетическими потоками (олигомиктовая флишоидная формация). На северном склоне терригенный материал имеет более грубый состав. Терригенные осадки в основном сероцветные из-за примеси органического вещества. Среди турбидитов имеются прослои углеродисто-глинистых сланцев и фтанитов. Наблюдается переход от олигомиктовой флишоидной формации к черносланцевой. На континентальном склоне Таримского массива обособляется прогиб (см. рис. 6), подобный прогибу плато Воринг в Норвежско-Гренландском бассейне. В целом обстановка седиментации близка к условиям континентального склона и подножия Норвежско-Гренландского бассейна (см. рис. 3, скв. 350, 343, 341). Ближе к центральной части бассейна среди кремнистых и терригенных пород появляются вулканы основного состава. В осевой зоне на меланократовом фундаменте залегают шаровые базальты, содержащие лишь отдельные прослои зеленовато-серых глинистых сланцев и фтанитов. Лишь в структурной единице Талдык появляются наряду с фтанитами сургучные яшмы. Присутствие терригенного материала континентального происхождения в центральной части бассейна, незначительное развитие красноцветных фаций кремнистых пород и преобладание осадков, обогащенных углеродом, говорят об относительно небольших размерах Туркестанского палеоокеанического бассейна в силуре. Ширина его едва ли превышала 500—600 км.

Новая вспышка магматизма и расширения бассейна произошла в девоне. В это время в центральной части бассейна накапливается мощная толща

вулканитов (2000—3000 м) преимущественно базальтового состава, хотя спорадически встречаются андезиты и дациты. Последнее свидетельствует, по-видимому, об утолщении коры. Среди вулканитов довольно много туфов. Это говорит о расчлененности бассейна и существовании вулканических поднятий. На отдельных вулканических поднятиях возникают мелководные органогенные известняки, в разделяющих депрессиях — яшмы. На континентальных склонах в девоне продолжалось накопление олигомиктовой флишоидной формации.

В конце девона—начале карбона происходит увеличение глубины бассейна и относительное выравнивание условий осадконакопления. Видимо, это связано с затуханием раздвига, прекращением вулканической активности и стабилизацией океанической плиты подобно тому, что произошло в Тасмановом море или Норвежской котловине Норвежско-Гренландского бассейна. В это время в Туркестанском бассейне формируется маломощный (10—200 м) осадочный чехол, представленный известняково-глинисто-кремнистой формацией. Она образована чередованием зеленых, бурых, желтовато-серых, красных плитчатых яшм с тонкими прослоечками зеленоватых глинистых сланцев. Кремнистые породы содержат остатки радиолярий и конодонтов, характерных для относительно глубокоководных отложений. Среди этих пород встречаются редкие прослои обломочных известняков с мелководной фауной. Видимо, обломочные известняки представляют собой результат деятельности автокинетических потоков, приносящих обломочный материал с погружающихся внутренних поднятий. В верхней части формации начинает преобладать серая окраска пород и наблюдается переслаивание серых битуминозных известняков (слои до 2,5 м), серых и черных кремней, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. В известняках встречены остатки относительно мелководной фауны гониатитов. Осадки этой формации содержат примесь терригенного материала континентального происхождения.

Периодически в бассейне нарушался нормальный режим циркуляции вод и создавались условия стагнированного бассейна. Все это в сочетании с довольно пестрым составом вулканитов океанической коры позволяет отнести Туркестанский палеоокеан раннекаменноугольного времени к бассейнам типа мезоокеанов.

Байконурский бассейн. Он возник в Центральном Казахстане [64] в венде и существовал вплоть до аренига. Этот бассейн был заложен в результате раскола и раздвига частей Сырдарьинско-Северо-Тяньшаньского гранитизированного срединного массива. В современной структуре размеры бассейна 50—200 км на 1000 км. В течение венды здесь накапливались мелководные молассовидные осадки с локальными проявлениями субшелочного базальтового вулканизма. В конце венды—раннем ордовике имелись проявления толеитового базальтового вулканизма. Интенсивность вулканизма и степень раскрытия структуры увеличивались к северу, где Байконурский бассейн соединялся с Казахстано-Монгольским мегаокеаном. В кембрии—раннем ордовике обстановки осадконакопления становятся довольно мелководными, а поступление терригенного материала умеренным. Происходило накопление металлоносных осадков гидротермально-осадочного генезиса, объединенных в две формации — карбонатно-фтанитовую (черносланцевую) и фтанито-яшмовую. Углеродистые породы первой формации отличаются аномально высокими содержаниями V, Pb, Zn, Mo, Mg, P и др., а также включают залежи баритов. Для второй формации характерны рудопоявления Mn. Мощность рудоносных осадков, накопившихся в течение кембрия—тремадока, 150—500 м.

Характерно увеличение глубины осадкообразования (снизу вверх по разрезу) по мере развития процессов раздвига. Нетрудно видеть, что нижняя часть формационного ряда очень сходна с нижним комплексом осадков континентальных рифтов, обычно хорошо сохраняющимся в малых океанических бас-

сейнах. Верхняя часть формационного ряда благодаря преобладанию конденсированных рудоносных осадков, в накоплении которых существенную роль играли эксгалационные процессы, сходна с металлоносными осадками Красного моря. Отличия заключаются в более широком распространении углеродистых пород и несколько иной металлогенической специализации рудоносных осадков. Исходя из этих особенностей, можно заключить, что Байконурский бассейн стоит ближе всего к малым бассейнам океанического типа.

* * *

Проведенный анализ современных и древних бассейнов с корой океанического типа показал разнообразие этих структур, а также большие возможности сравнительного формационного анализа для их классификации. Некоторые черты сходства современных и древних океанов позволяют качественно оценить величину древних бассейнов. Представляется вероятным, что продолжение исследований в этом направлении позволит в дальнейшем повысить надежность и обоснованность сопоставлений, выделить большее количество типов бассейнов, а также наметить пути эволюции от древних океанических структур к современным.

Рассмотренные выше формации палеоокеанических бассейнов с точки зрения классической геосинклинальной теории являются не чем иным, как раннегеосинклинальными формациями. В качестве таковых их всегда и рассматривали, противопоставляя формациям главной и поздней стадий геосинклинального развития, характеризующихся формированием более или менее сложной антиклинорно-синклинорной структуры. Однако выполненный анализ приводит к заключению, что природа рассмотренных формаций именно палеоокеаническая, причем оказалось возможным проводить некоторые аналогии между палеоокеаническими бассейнами и современными. Подчеркнем, что как те, так и другие могут обладать разными размерами и в зависимости от этого теми или иными формационными особенностями. Здесь мы подходим к тому, что учение о геосинклинальном процессе суживает возможности палеотектонических реконструкций, не обеспечивая предпосылок для расшифровки формаций и тектоники древних бассейнов с океанической корой. В данном случае вернее говорить не о раннегеосинклинальных ансамблях, а о комплексах океанической либо начала переходной стадии развития земной коры. Это открывает действительно широкие горизонты для палеогеологических, геодинамических и кинематических построений. На некотором этапе своей истории тектонический режим океанических бассейнов меняется, и на их основе в случае автохтонного пути формирования континентальной коры начинают образовываться структуры и формации будущих покровно-складчатых сооружений. Однако это уже особая тема.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бакиров А.Б., Бискэ Ю.С., Буртман В.С. и др.* Киргизская ССР: Экскурсия 032. "Тектоника варисцид Тянь-Шаня". Фрунзе, 1984. 74 с.
2. *Бенц Ф.* Геология южной части хребта Лорд-Хау, юго-западная часть Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 242—254.
3. *Безруков П.Л., Мурдмаа И.О.* Осадочные формации океанов // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 107—127.
4. *Булыго Л.В., Ившин Н.К., Конева С.П.* О выделении мобергелловых слоев в Селетинском синклинории (Центральный Казахстан) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. N 5. С. 48—50.
5. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем: (Варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М.: Наука, 1976. 161 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 289).
6. *Буртман В.С., Клижевич В.Л., Котова Л.Н. и др.* Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, N 3. С. 668—671.
7. *Бутузова Г.Ю., Лисицина Н.А.* Металлоносные

- осадки глубоководных впадин Красного моря: (Геохим. особенности и характер распределения руд. вещества) // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 3. С. 16—32.
8. *Варенцов И.М., Дриц В.А.* Литолого-минералогическое изучение образований осадочного чехла по скважине 350 // Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе "Гломар Челенджера": Литология и петрография. М.: Наука, 1979. С. 83—101.
 9. *Вознесенская Т.А.* Терригенная седиментация // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм: (Сравн. характеристика). М.: Наука, 1984. С. 5—23. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
 10. *Волков В.В.* Палеовулканология нижнего палеозоя Центральной Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. 32 с.
 11. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 207 с.
 12. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
 13. Геология океана: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 464 с.
 14. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм: (Сравн. характеристика). М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
 15. *Грачев А.Ф., Поляков А.И.* Кайнозойский рифтовый магматизм: Тектонические и петрохимические закономерности // Континентальный и океанический рифтогенез: Тез. докл. М., 1982. С. 30—32.
 16. *Гречин В.И.* Кременакопление // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм: (Сравн. характеристика). М.: Наука, 1984. С. 102—118. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
 17. *Григорьев В.Н.* Седиментация эдафогенного материала // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм: (Сравн. характеристика). М.: Наука, 1984. С. 24—37. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
 18. *Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Закономерности формирования палеозойд Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53—66.
 19. *Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н.* О составе вулканитов ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, N 5. С. 35—53.
 20. *Дюбуа Ж., Равен К., Обертен А. и др.* Континентальные окраины вблизи Новой Каледонии // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 226—241.
 21. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей: (Овальный концентрически-зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.
 22. *Ильинская М.Н., Хераскова Т.Н.* Вулканизм // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм: (Сравн. характеристика). М.: Наука, 1984. С. 161—203. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
 23. *Колман Р.* Геологическое строение дна Красного моря // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 91—100.
 24. *Колман Р.* Красное море: Малый океанический бассейн, образованный континентальным растяжением и спредингом морского дна // История и происхождение окраинных и внутренних морей. МГК. 27-я сесс.: Доклады. Ч. 2. М.: Наука, 1984. Т. 6. С. 58—73.
 25. *Косовская А.Г., Дриц В.А.* Минералого-петрографическое описание пород скважины 345 // Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе "Гломар Челенджера": Литология и петрография. М.: Наука, 1979. С. 43—51.
 26. *Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя: (Индийский океан) // Вопр. микропалеонтологии. 1977. Вып. 19. С. 124—227.
 27. *Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя: (Тихий и Атлантический океаны) // Вопр. микропалеонтологии. 1978. Вып. 21. С. 42—161.
 28. *Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 394).
 29. *Куренков С.А.* Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Алайский и Атбашинский хребты). М.: Наука, 1983. 94 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 354а).
 30. *Лисицин А.П.* Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 391 с.
 31. *Лисицин А.П.* Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение I. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 6. С. 3—27.
 32. Литология и геохимия осадков Тихого океана (Трансокеанский профиль). М.: Наука, 1978. 262 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 334).
 33. *Моисеенко В.Г., Сахно В.Г.* Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.
 34. *Моссаковский А.А., Дергунов А.Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии: (Тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника. 1983. N 2. С. 16—33.
 35. *Мурдмаа И.О.* Связь океанских геологических формаций с тектоническими структурами // Там же. 1987. N 2. С. 15—31.
 36. *Перфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А.* Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Эволюция магматизма в главнейших структурах Земли: (Тез. докл.). М., 1983. С. 66—67.
 37. Проблемы литологии Мирового океана: Ли-

- тология и геохимия Тихого океана. М.: Наука, 1983. 215 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 387).
38. Проблемы литологии Мирового океана: Минералогия и геохимия Тихого океана. М.: Наука, 1985. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 398).
 39. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 40. Пушаровский Ю.М. Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123—175.
 41. Пушаровский Ю.М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. N 5. С. 3—17.
 42. Пушаровский Ю.М. О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 11. С. 13—18.
 43. Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Геологические особенности океанов и палеоокеанов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, N 2. С. 404—406.
 44. Ратеев М.А., Ренгартен Н.В., Шутов В.Д., Дриц А.Д. Литолого-минералогическое описание разреза осадочных отложений по скважине 346 // Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе "Гломар Челленджера": Литология и петрография. М.: Наука, 1979. С. 52—67.
 45. Рудник Г.Б. Эффузивные породы // Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 9—37.
 46. Саммерхейс К.П. Хребет Маккуори-Баллени // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 2. С. 5—10.
 47. Свалянов В.Н., Беляева Н.В., Демиденко Е.Л. и др. Комплексное исследование турбидитов в восточной части Индийского океана // Мор. микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 100—126.
 48. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1968. N 6. С. 17—37.
 49. Строение дна северо-запада Тихого океана: (Геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 226 с.
 50. Тальвани М., Эдхольм О. Континентальные окраины в Норвежско-Гренландском бассейне // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 49—65.
 51. Тектоника Северной Евразии: (Объясн. зап. к Тектон. карте Сев. Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 222 с.
 52. Тектоническая карта Мира. М-6 1:45 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
 53. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
 54. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. "Черные сланцы" Бискайского залива и условия их образования // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 118—143.
 55. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 5. С. 3—23.
 56. Тьеде И. Пелагическое осадконакопление в незрелых океанических впадинах // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 350—358.
 57. Уилсон Дж. Карбонатные фаши в геологической истории. М.: Наука, 1980. 463 с.
 58. Харин Г.С. Магматические породы Норвежского и Гренландского морей // Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе "Гломар Челленджера": Литология и петрография. М.: Наука, 1979. С. 162—186.
 59. Хворова И.В. Кремнеобразование в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование. М.: Наука, 1968. С. 9—136. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 195).
 60. Хворова И.В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полез. ископаемые. 1978. N 4. С. 3—23.
 61. Хворова И.В. Карбонатакопление // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм: (Сравн. характеристика). М.: Наука, 1984. С. 82—101. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
 62. Хворова И.В. Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах // Геология Мирового океана. МГК. 27-я сесс.: Доклады. Ч. 1. М.: Наука, 1984. Т. 6. С. 3—8.
 63. Хераскова Т.Н. Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 5—37. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
 64. Хераскова Т.Н. Формации начальных этапов развития геосинклиналей: (На примере каледонид Казахстана, Алтае-Саянской области и Зап. Монголии): Автореф. дис. ...-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1983. 51 с.
 65. Andrews P.B. Terrigenous silt and clay facies deposits of the early phase of ocean basin evolution // Init. Rep. DSDP. Wash., 1975. Vol. 29. P. 1049—1063.
 66. Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, N.Y.: Elsevier, 1962. 168 p.
 67. Dana J.D. On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the earth's interior // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273, N 5. P. 423—443.
 68. El-Hinnawi E. Petrochemical characters of African volcanic rocks: Part I: Ephiopia and Red Sea Region (including Yaman Aden) // Neues Jb. Mineral. Abh. 1964. N. 3. S. 65—81.
 69. Hanisch J. The Cretaceous opening of the North-

- east Atlantic // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 101. P. 1—23.
70. *Hayes D.E., Ringis T.* Sea-floor spreading in the Tasman Sea // *Nature*. 1973. Vol. 243, N 5409. P. 454—458.
71. *Kennett J.P., Houtz R.E., Andrews P.B.* et al. Cenozoic paleoceanography in the Southwest Pacific ocean, antarctic glaciation, and the development of the circum-antarctic current // *Init. Rep. DSDP*. 1975. Vol. 29. P. 1155—1169.
72. *Larson R.L., Schlager S.O., Watts A.B.* et al. // *Ibid.* 1981. Vol. 61. 855 p.
73. *Melson W.G., Vallier T.L., Weright T.L.* et al. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian ocean sea-floor spreading centres // *The geophysics of the Pacific ocean basin and its margin*. Wash., 1976. P. 273—286.
74. *Natland J.H.* Composition, provenance and diagenesis of Cretaceous clastic sediments drilled on the Atlantic continental rise off Southern Africa, DSDP, site 361 — implications for the early circulation of the South Atlantic // *Init. Rep. DSDP*. 1978. Vol. 40. P. 1025—1050.
75. *Nilsen T.H., Kerr D.R.* Turbidites, redbeds, sedimentary structures, and trace fossils observed in DSDP leg 38 cores and the sedimentary history of the Norwegian-Greenland sea // *Ibid.* Suppl. to vol. 38, 39, 40, 41. P. 259—288.
76. *Ovenshine A.T., Winkler G.R., Gostin V.A.* Chemical analysis and minor element composition of leg 29: basalts // *Ibid.* 1975. Vol. 29. P. 1097—1102.
77. *Scotese C.R., Banbush R.R., Voo R. van der, Zeigler A.M.* Paleozoic base maps // *J. Geol.* 1979. Vol. 87. P. 217—268.

УДК 551.242.3(517.3)

С.В. РУЖЕНЦЕВ, И.В. ХВОРОВА

ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Палеозойские складчатые сооружения характеризуются крайне сложной структурой, обусловленной аллохтонным совмещением разнородных тектонических элементов. В результате вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные геосинклинальные формации, а также породы меланократового основания здесь интенсивно тектонизированы, а их первичные соотношения нарушены. В первом приближении выделяются два типа складчатых сооружений: коллизионный, возникающий при "раздавливании" геосинклинального (палеоокеанического) бассейна между сближающимися континентальными массами, и аккреционный, формирующийся в результате приращения краевых частей палеоокеанов к континенту [18]. Конкретная структура того или иного складчатого пояса может иметь существенные отличия, зависящие от многих обстоятельств: степени сжатия, наличия системы "микроконтинентов", полярности зон субдукции, вторичного изгиба тектонических элементов, наличия системы сдвигов и т.д. Однако присутствие системы надвигов и покровов характерно как для коллизионных, так и для аккреционных сооружений. В конечном счете благодаря этому в обоих случаях крайне редко наблюдаются достаточно полные и ненарушенные вертикальные и особенно латеральные формационные ряды. Восстановление последних является трудной задачей, содержащей элемент неопределенности. Вот почему даже в хорошо изученных регионах реконструированные палеотектонические схемы у различных авторов часто существенно различаются.

Ниже дается характеристика строения и тектонического развития некоторых палеозойских складчатых поясов, как коллизионных, внутриконтинентальных (Урал, каледониды Великобритании), так и аккреционных, приокеанических (Тасманский складчатый пояс). Их рассмотрение предваряется описанием типовых геосинклинальных формаций, основанным на более широком региональном материале.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ФОРМАЦИЙ

Геосинклинальные формации разнообразны, часто имеют сложное строение, и в разных геосинклиналях местные условия сказываются на составе гомологичных формаций. В рамках статьи можно рассмотреть только наиболее распространенные типы формаций и дать лишь обобщенную их характеристику. При выделении формаций мы основываемся на составе и происхождении главных отложений, определяющих облик формации (отражая это в названии), а также на их структурно-палеогеографическом положении. Как правило, вещественный состав и строение формации связаны с определенной структурой, но в некоторых случаях практически сходные или близкие комплексы пород характеризуют разные зоны геосинклинали, поэтому в формационных рядах один и тот же тип может появляться неоднократно.

Хотя геосинклинальные бассейны пространственно связаны с шельфами приконтинентальных окраин и составляют с ними единую акваторию, мы не будем рассматривать шельфовые формации; в структурно-палеогеографическом отношении они принадлежат к группе платформенных, эпиконтинентальных образований. Лишь в том случае, когда в связи с геосинклинальным развитием "тектоническое дробление" захватывает внешний шельф, его отложения будут кратко охарактеризованы.

Терригенные формации. Как показывает название, главной составляющей их является терригенный материал — обломочный и глинистый. Выделяются формации глинисто-песчаные и глинисто-сланцевые.

Глинисто-песчаные формации представлены двумя типами, отличающимися положением и характером питающей провинции: в одном случае это кратон, в другом — внутренние поднятия.

Первый тип представлен чаще олигомиктовой флишоидной формацией¹: чередованием песчаников и аргиллитов (или глинистых сланцев). Основной признак — сиалический состав обломочного материала. В одних регионах резко преобладает кварц, в других значительна примесь кислых плагиоклазов, а иногда и калиевых полевых шпатов, а также слюды; различаются обломки гранитоидов, кварцитов, слюдистых сланцев. Все это в основном продукты разрушения допалеозойских кристаллических пород. Гранулометрически песчаники разнообразны — от грубых гравийных до мелкозернистых. Окатанность материала в целом хорошая, сортировка разная в зависимости от способа транспортировки и отложения. Преобладают образования гравитационных потоков: зерновых, турбидных, реже пастообразных. Местами устанавливаются остатки долинно-веерных систем. Обнаруживаются также контуриты, иногда в большом количестве.

Глинистые осадки в разных формациях данного типа различаются: в одних это красные и малиновые аргиллиты с зелеными прослоями и пятнами, обычно алевритистые и слюдистые, иногда пеплистые, в других — черные и темно-серые углеродистые и пиритоносные аргиллиты и глинистые сланцы. Соответственно здесь можно выделить две разновидности формаций — пестроцветную и темноцветную.

Полную мощность формаций обычно не удастся определить, но в одних случаях она не очень большая (250—600 м), в других достигает огромных значений (первые километры).

Олигомиктовая формация испытывает латеральные изменения: ближе к континенту в разрезах больше песчаников и они грубее, а в дистальных частях преобладают глины и алевролиты. Накопление отложений происходило в пределах континентального склона, особенно в области его подножия. Фор-

¹ Название несколько условное, так как охватывает толщи не только с субаркозами и аркозами, но и с почти мономинеральными кварцевыми песчаниками.

мация характерна для краевых частей геосинклинальных бассейнов, куда с континента выносились большие массы обломочного материала. Она соседствует с терригенной шельфовой формацией. Последняя имеет тот же состав, но в целом ее осадки грубее, отличаются текстурой и стратификацией, характерными для мелководных отложений; обычно присутствуют остатки донной фауны (примеры: "формация" Брадор на Ньюфаундленде; девон "рейнской фации" Рейнских Сланцевых гор).

Рассмотренная олигомиктовая формация описана во многих складчатых областях. К пестроцветной разновидности относятся: на Южном Урале — кураганская свита (O—S), на Приполярном Урале — грубеинская свита (O₁) [20], в Западной Монголии — "субаркозовый флиш" (E₂ — O₁) [2], в Тасмании — "формация" Кримос Креек (E) [73] и др. Темноцветная разновидность в Реногерцинской зоне (D₁₋₂) [60], на Ньюфаундленде (свита Мейден-Пойнт, O₁₋₂) [71], на Урале (пагинская свита, D₂) [20], в складчатом поясе Юго-Восточной Австралии ("кварцевый флиш", O) [46, 66].

Кроме олигомиктового, в тех же структурно-фациальных условиях встречается полимиктовый вариант формации. Состав кластики в ней разнообразнее и, кроме сиалического компонента, в разных количествах присутствует зеленокаменный, мафический (спилиты, габброиды, амфиболиты). Отложения также возникли из продуктов разрушения кратона и накапливались в краевых частях геосинклинальных бассейнов, но там, где они граничили не с пенеппенизированным континентом (платформой), а с орогенным сооружением. Примеры: 1) ордовик северной части Шотландии, где кластика связана с размывом допалеозойских метаморфитов, включающих мафические комплексы [53]; 2) каменноугольно-пермские отложения Кордильер Канады, возникшие при разрушении горных сооружений Северо-Американского континента [63].

Второй тип — полимиктовая флишоидная формация — в литературе, особенно зарубежной, часто определяется как сланцево-граувакковые отложения. Это зеленоцветные толщи с чередованием аргиллитов¹, алевролитов и граувакк. В проксимальных частях материал грубее, и в граувакках иногда присутствуют галька и валуны, появление которых связано с оползнями и пастообразными потоками. Обломочный материал в основном плохо окатан и часто плохо сортирован. Связующая алевритово-глинистая масса обычно обильная. Одни разрезы почти лишены фаунистических остатков, в других присутствуют переотложенные остатки мелководной фауны и детрит наземных растений. В целом это типично флишоидные толщи, обломочные пласти в которых имеют признаки разных типов гравититов (турбидиты s. lato).

Формирование осадков происходило на склонах и у их подножий, в долинововерных системах. Установлена также большая роль продольных придонных течений в разносе и отложении материала.

Состав кластики в разных регионах (и даже в разрезе одной формации) может заметно различаться соотношением разных компонентов. В одних случаях резко преобладают магматические, преимущественно эффузивные породы (и соответствующие минералы), к которым примешано то или иное количество осадочных (кремневых, карбонатных) и метаморфических (кварцитов, слюдястых сланцев) пород; в других — последние составляют существенную часть кластики. Некоторые толщи содержат обломки серпентинитов и зерна хромита.

Для формации характерны большие мощности (до 3—4 км).

Источник кластики — внутрибассейновые поднятия, иногда определяемые как надвигающийся складчатый фронт, что отражает перемещение поднятия в сто-

¹ Хотя черные сланцы преобладают, но есть и пестроцветные аргиллиты.

² В некоторых формациях много черных глинистых сланцев.

рону кратона. Это, в свою очередь, вызывает проградацию в том же направлении рассматриваемых граувакковых отложений и их поглубение вверх по разрезу.

Появление таких формаций должно сопровождать фазы сжатия, и многие примеры это подтверждают. Так, в Западных Аппалачах граувакковая формация связана с началом таконских движений; на Ньюфаундленде "граувакковый флиш" появился в раннем ордовике и продолжал формироваться в среднем [29]. В Западно-Европейской геосинклинали внутреннее поднятие, образующее метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя, проявилось в среднем девоне как источник граувакковой кластики, количество и грубость которой возрастают с течением времени [60].

Состав формации иногда усложняется. Так, местами в проксимальных частях появляются мелководные конгломератово-песчаные и песчаные отложения, нередко с известковыми прослоями. Характерно присутствие остатков бентосной фауны (трилобиты, брахиоподы). Обычно такие отложения встречаются в виде фрагментов в осевых частях орогенов. Их соотношение с рассмотренными турбидитными толщами непосредственно не наблюдается, но состав материала, а также присутствие в турбидитах переотложенного раковинного материала позволяют относить их к краевым частям рассматриваемой формации. Положение таких мелководных отложений не всегда ясно. Иногда их относят к окраинным частям палеобассейнов, а иногда — к внутрибассейновым островам [64]. Примерами мелководной градации флишоидных формаций могут служить ордовикские и силурийские отложения окраинных частей массива "Ирландское море" (полимиктовые конгломераты) или нижняя часть (O₃) группы Барр в зоне Срединной долины. Местами конгломераты представлены особой мономиктовой серпентинитовой разновидностью (конгломераты Отта в норвежских каледонидах).

Формация может усложняться и в результате появления в дистальных частях прослоев фтанитоидов (радиоляритово-глинисто-граувакковая ассоциация), карбонатных пород (известняков, доломитов), а в некоторых геосинклиналих — базальтовых покровов (O₃ Ньюфаундленда, O₁ Скандинавии) или диабазовых силлов.

Примеры формации: на Урале — зилаирская свита (D₃), на Ньюфаундленде — "формация" Мейден-Пойнт (O) и др., в Великобритании — свита Уайтхауз (O), в западноевропейских варисцидах — граувакковый флиш (D), в Тасмании — верхнекембрийская сланцево-граувакковая толща (E₃ [73] и D₃—C₃ [46]) и многие другие.

В общем виде рассматриваемая формация вырисовывается как мощный "клин", или линза, хорошо стратифицированных глинисто-алевролитово-песчаных флишоидных и флишевых отложений. В генетическом отношении это турбидиты (*s. lato*), контуриты и гемипелагиты. Область их накопления — склон, его подножие. Существенной частью формации являются отложения подводных долинно-веерных систем (фены) и продольных, вдольсклоновых течений. Очевидно, в формацию следует включить и алевроглинистые гемипелагические осадки склонов и подножия, развитые между фенами.

Глинисто-сланцевые формации образованы в основном темно-серыми и черными аргиллитами и глинистыми сланцами; часто отложения определяют как черносланцевые¹. Они в разной степени обогащены органическим веществом и пиритом. Отдельные прослои содержат примесь алеврита, а локально появляются тонкие пепловые прослои.

Многие формации включают пакеты и пачки, обогащенные кремнеземом

¹ В нижнепалеозойских отложениях многие прослои переполнены граптолитами (граптолитовые сланцы).

(фтанигово-глинистая ассоциация). Реже встречаются интервалы с прослоями темно-серых известняков и доломитов (карбонатно-глинистая ассоциация). Характерны тонкослоистая текстура пород и отсутствие следов жизнедеятельности илоедов (показатель обедненности придонных вод кислородом). Мощности формаций небольшие — от первых десятков до первых сотен метров. Скорость седиментации в разных случаях оценивается от 1,7 до 4,1 см/тыс. лет (иногда до 10 см/тыс. лет) [74]; отложения в целом относятся к "конденсированным фациям" [20], причем накопление осадков во времени и по площади происходит неравномерно; в частности, скорости возрастают там, где наблюдается обогащенность осадков кремнеземом.

Указанные отложения присутствуют во всех палеозойских геосинклиналях, особенно характерны для интервала E—D. Осадки занимали большие площади и отлагались в депрессионных частях бассейнов (котловинах), хотя при трансгрессиях могли "мигрировать" и в пределы окраинных частей шельфа. Многие исследователи рассматривают эти осадки как специфические палеозойские пелагические образования; существует мнение, что углеродистые глинистые сланцы формировались в батинальных котловинах [20], хотя некоторые исследователи рассматривают их как абиссальные образования. Нам представляется, что первая точка зрения более обоснованна.

Примеров отмеченных формаций много. Они известны на Британских островах (E—S), в Саксо-Тюрингской зоне (O₃—S; D), на Ньюфаундленде, во многих зонах Тасманского складчатого пояса (E, O); на Урале это новооренбургская (O) и, возможно, булатовская (S₁) свиты. В более высоких подразделениях палеозоя это некоторые толщи в Реногерцинской зоне (D—C₁) и в Кордильерах Канады (C—P).

Кремнистые формации. Рассмотрим два характерных типа.

Глинисто-фтаниговая формация в основном образована довольно однородными толщами неравномерно напластованных темных, почти черных фтанитов или темно-серых с голубым и зеленым оттенком фтанитоидов, переслоенных темно-серыми и черными глинистыми сланцами. Как правило, породы бескарбонатны. Такие глинисто-кремнистые ассоциации определяют состав и облик рассматриваемого формационного типа. Соотношение глинистых и кремнистых пород меняется в широких пределах как по площади, так и в разрезе, но в целом последние преобладают. Во фтанитах местами много фосфоритовых конкреций, реже встречаются конкреции и пропластки барита. Органические остатки представлены главным образом радиоляриями, нередко являвшимися породообразующим компонентом; все чаще стали находить конодонтов, а в нижнем палеозое, кроме того, много граптолитов. Изредка отмечаются прослойки с остатками стилиолинид, определенных форм остракод, тонкостворчатых бивальвий и гониотитов. Состав ископаемых своеобразный, нехарактерный для мелководной обстановки. Как правило, нет признаков жизнедеятельности илоедов, но в пластах силицитов с незначительным содержанием углерода (фтаниитоиды) появляются следы ползания червей. В целом отложения имеют признаки формирования в спокойной обстановке, но по распределению в многослоях "радиоляриевого песка", тонкого детрита и пелитоморфного глинистого и кремнистого материала местами устанавливаются признаки турбидных потоков и придонных течений (радиоляриевые турбидиты и контуриты).

В формации присутствуют отдельные прослойки и пачки других пород. В одних случаях это песчаники — аркозовые или граувакковые (турбидиты, контуриты), чередующиеся с аргиллитами и фтанитами (песчано-аргиллитово-фтаниговая ассоциация), в других — туфы, тефроиды и туффиты (туфово-фтаниговая ассоциация); встречаются также интервалы с прослоями известняков и доломитов (карбонатно-кремнистая ассоциация). В некоторых случаях присутствуют диабазы (силлы и покровы). Изредка среди фтанитов отмечаются

прослои красных радиоляриевых яшм. Многие из таких "дополнительных" ассоциаций отражают латеральные и временные изменения, обычно связанные с переходом в другие формации.

Несколько особое положение в формации занимает локально развитая кремне-обломочно-глинисто-фтанитоидная ассоциация. Это ритмичное чередование гравелитов, песчаников и алевролитов с черными аргиллитами и фтанитоидами. Весь обломочный материал представлен фтанитами и перекристаллизованными силицитами. В районе развития ассоциации присутствуют осадочные кремневые конглобрекции, а также тектонически брекчированные кремни [34]. Все это местная кластика, продукт разрушения внутривассейновых кордильер, возникших в моменты проявления тектонического сжатия.

Мощность формации изменчива: там, где она выражена только глинисто-фтанитовой ассоциацией, — это первые сотни метров, но там, где, кроме нее, появляются другие ассоциации, мощность возрастает до 1000—1500 м.

Эта формация, как и черносланцевая, характерна для многих геосинклиналей и занимает то же положение, характеризуя глубоководные, депрессионные зоны (котловины). Эти формации как бы родственны и "взаимозаменяют" друг друга.

Отложения формации хорошо представлены на Южном Урале (сакмарская и егендинская свиты, S, D), в Тюрингской зоне Западно-Европейского складчатого пояса (S), в Западно-Американских Кордильерах ("формация" Вэлми, O) и др.

Кремнисто-эффузивная формация представлена двумя подтипами, условно определяемыми как яшмово-спилитовый и фтанито-диабазовый.

Первый подтип образован спилитами — плотными и амигдолоидными, иногда подушечными; нередко они вмещают субвулканические и экструзивные тела кварцевых кератофиров; встречаются пласты и пачки гналокластитов и гналотуфов. Яшмы — красные и зеленые, слоистые, радиоляриевые; пласты их разделены красными аргиллитовыми и железистыми прослоями. Развита яшмы в виде линз, пластов и пачек в спилитах, но главная их масса залегает над эффузивами, образуя горизонты мощностью от 20—30 до 200 м, причем латерально они не выдержаны, утоняясь до полного выклинивания. Во многих регионах к яшмам приурочены небольшие марганцевые месторождения вулканогенно-осадочного генезиса.

Локально на "яшмовом уровне" развиты органогенные известняки; иногда это небольшие биогермы, а иногда крупные рифогенные постройки [11]. Такие формации можно определять как известняково-яшмово-спилитовые (базальтовые). В верхах формаций среди яшм могут появляться прослои "чуждых" пород, отражающие переход в другую формацию. Иногда это граувакки [59], а иногда — липаритовые туфы и тефрогенные песчаники.

Примерами формаций могут служить: карамалыташская и бугулыгирская свиты (D) Южного Урала, верхняя часть офиолитовой серии Бей-оф-Айлендс на Ньюфаундленде [6], нижнеордовикские толщи Южно-Шотландской возвышенности [59], группа Сторен (O₁) в Норвегии [48], яшмово-базальтовая формация Центрального Казахстана [38] и др.

Второй подтип — мощные толщи недифференцированных (диабазы, спилиты) и слабо дифференцированных (андезито-базальтовый состав) эффузивов, среди которых присутствуют линзы, пласты и пачки (до 100—200 м) фтанитов (фтанитоидов) и черных аргиллитов. Изредка отмечаются малиновые глинистые сланцы, яшмы и известняки (местами мощные). Локально присутствуют обломочные отложения (конгломераты, гравелиты), продукт местного размыва эффузивов. Количественные соотношения осадочных и вулканических пород варьируют в широких пределах: в одних разрезах осадков очень мало, в других они составляют существенную часть формации (обычно это имеет

место на переходе ее к глинисто-фтанитовой формации; примером может служить поляковская свита Южного Урала, описанная Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [32]).

Фтанито-диабазовая формация нерезко отделяется от яшмово-спилитовой, и они могут составлять единый кремнисто-эффузивный комплекс. Все же в одних геосинклиналях в нем преобладают фтаниты и черные сланцы (Южный Урал), в других — яшмы (внутренние прогибы Центрального Казахстана) [38].

Карбонатные формации. Их существенным, но не единственным компонентом являются карбонатные породы. Рассмотрим два характерных типа этих формаций: первый относится к периферической части бассейна (континентальной окраине), второй — к внутривосставленным поднятиям.

Первый тип можно назвать контрастной глинисто-карбонатной формацией. Она состоит из двух градаций. Одна, карбонатная, развита на поднятиях, другая, карбонатно-глинистая, относится к расположенным между ними батинальным депрессиям (рис. 1). Первая градация на разных поднятиях может быть выражена по-разному. Выделяются два основных случая.

Чаще это сложный комплекс мелководных пород, среди которых часто первостепенное значение имеют рифогенные фации, сопровождаемые раковинно-детритовыми, оолитовыми и микритовыми (лагунными) осадками. На облик отложений немалое влияние оказывает геологический возраст, определяющий состав рифостроящих организмов. В кембрийских толщах, например, своеобразие биогермных построек связано с обилием археоциат и водорослей. Кроме того, здесь особенно много доломитов и иногда встречаются фосфориты [7]. Внутри толщ, но главным образом по их периферии (склоновые фации) присутствуют карбонатные обломочные накопления (рифовый таллус), переходящие в дебриты или турбидиты. Вверх по разрезу органигенные толщи иногда сменяются темными пелитоморфными доломитами и известняками.

Во втором случае карбонатные породы часто определяют как конденсированные фации (мелководно-пелагические), сходные с известными средиземноморскими образованиями типа "аммонитико-россо", но обычно отличающиеся от последних серой окраской.

Вторая градация представлена темными углеродистыми глинистыми сланцами и мергелями.

Формация связана с внешней частью приконтинентального шельфа и с временем дифференциальных тектонических движений; последние происходили на фоне общего погружения континентальной окраины, вызвавшего трансгрессию и резкое сокращение поступления терригенного материала.

Примеры формации: девон северной части Реногерцинской зоны; венд-кембрийские толщи окраин Сибирской платформы. Близкая по строению формация может возникать и на тектонических поднятиях во внутренней части бассейна.

Второй тип — эффузивно-карбонатный — имеет двучленное строение: нижняя часть образована вулканитами, верхняя — известняками. Вулканиты представлены спилитами (подушечными и массивными, плотными и амигдолоидными), кератофирами и кварцевыми кератофирами. В одних случаях отмечаются бимодальные комплексы (спилиты и кварцевые кератофиры, при небольшом значении кератофиров); в других преобладают кератофиры. Кроме эффузивов, присутствуют гиалокластиты и гиалотуфы; местами много карбонатизированных разностей последних (шалыштейны). Для некоторых регионов (Реногерцинская зона) предполагается, что кератофиры возникли в результате вторичного изменения трахитов [72], в других регионах (Урал) встречаются ортофировые [5] и трахитовые [12] комплексы. Иначе говоря, во многих рассматриваемых формациях отмечаются повышенные значения К в вулканитах. Изредка в вулканических толщах отмечаются линзы известняков с остатками фауны.

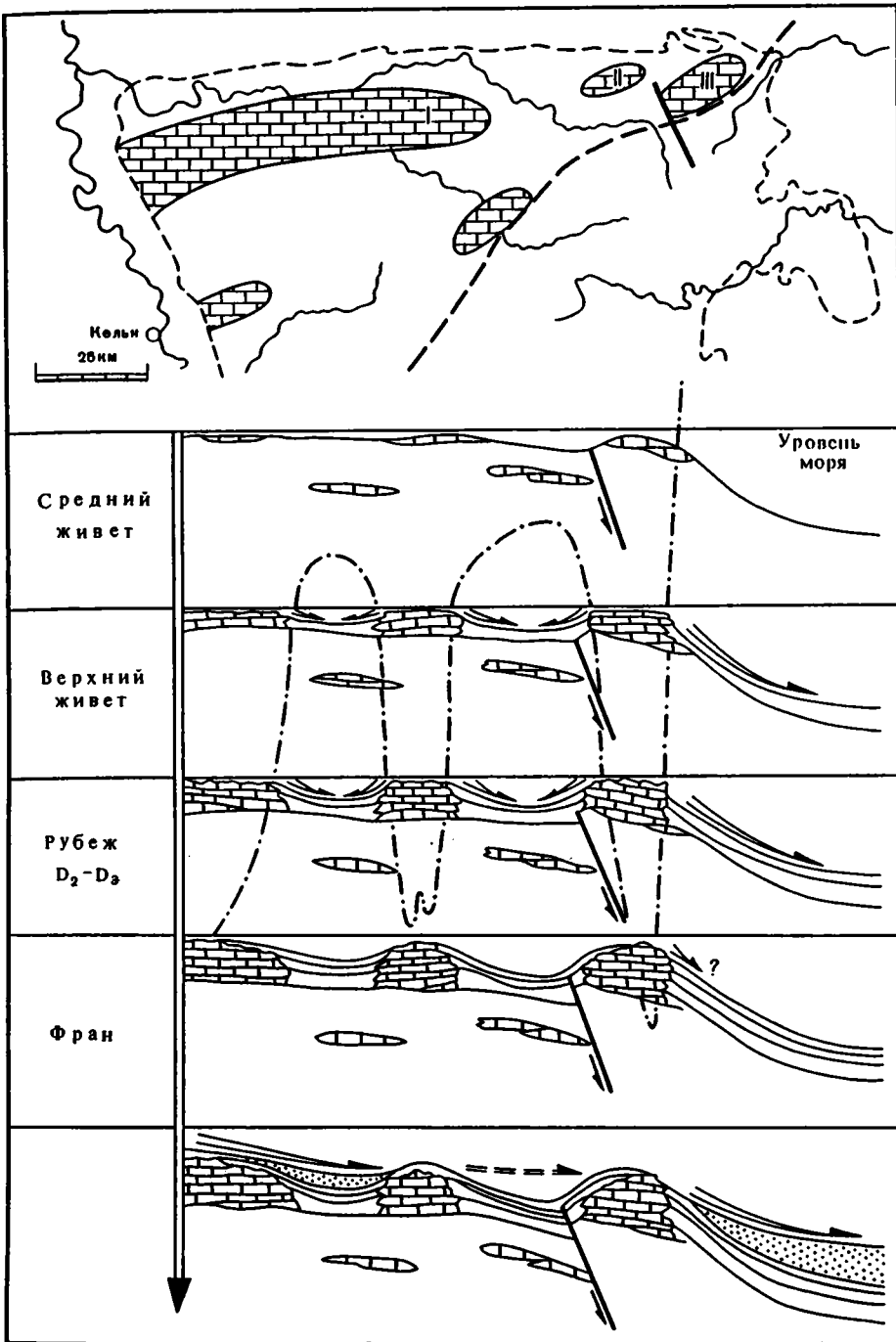


Рис. 1. Палеогеографическая схема и профили для разных интервалов девона, иллюстрирующие строение и развитие северо-западной окраины Рейнской геосинклинальной зоны [60]

1 — край шельфа в живетском веке; 2 — граница рейнских и герцинских "фаций"; 3 — известняки; 4 — обломочные породы; 5 — разлом и направление движения; 6 — направление сноса

Карбонатные члены в формациях сходны с рассмотренными выше. Здесь тоже присутствуют как мощные (до нескольких сот метров) рифогенные известняки (биогермные, детритовые, обломочные), так и "конденсированные фации". Первые иногда отличаются от континентальных аналогов розовым оттенком, обусловленным примесью гематита (Fe_2O_3 до 11,8%), а местами и присутствием вулканокластиков — как в виде шлака и других обломков, рассеянных в самом известняке, так и в виде туфовых прослоев. Нередко отмечаются силициты и окремнение. Во многих толщах наблюдались карстовые поверхности, связанные с кратковременным выходом участка из-под уровня моря.

Рассмотренный тип формаций связан с внутривулканическими поднятиями, которые отмечаются цепочками подводных вулканических гор, венчаемых известняками. В плане последние образуют крупные поля (в несколько сот квадратных километров).

В некоторых регионах к этим формациям приурочены месторождения железных руд (вулканогенно-осадочных) и бокситов. К первым принадлежат, например, девонские месторождения Рейнских Сланцевых гор (район мульд Лан и Дилль и др.) [31], ко вторым — девонские месторождения Петропавловской зоны Северного Урала [17] или башкирские месторождения Тань-Шаня [4].

Меньшее значение в формациях данного типа занимают шламово-микритовые известняки со специфическим комплексом органических остатков. В одних случаях это цефалоподы — гониатиты или ортоцератиды, в других — птероподы. Характерны следы растворения, неотложения осадков (хардграунды) и нодулярная текстура. В Центральной Европе, где рассмотренные отложения хорошо изучены, отмечается конденсированность разреза. Так, местами их мощность составляет от 1 до 60 м при мощности обычных для региона синхронных пород на соседних участках 600 м. В Гарце в метровом разрезе таких известняков обнаружены все конодонтовые зоны D_3 [52].

Рифогенные комплексы имеют более широкое распространение, чем "конденсированные известняки". Последние иногда сохраняются лишь в виде отторженцев в олистостромах.

Эффузивно-карбонатные формации второго типа известны в Реногерцинской и Саксо-Тюрингской зонах северных варисцид (D) [49], в Лакланском поясе Западной Австралии (O) [42], на Северном Урале (S_2-D_1).

Тэфрогенные формации. Главный их компонент — тэфра, свежая и переработанная, обычно с той или иной долей примеси вулканотерригенной кластиков; в разных количествах присутствует собственно осадочный (бассейновый) материал. Формации разнообразны по составу и строению, но, отвлекаясь от многих деталей, можно выделить два главных типа, отличающиеся составом вулканического материала: в одном случае это продукты дифференцированных известково-щелочных расплавов, в другом — кремнекислых.

Первый тип наиболее распространен и характерен. В целом формация представляет собой мощный шлейф или клин, простирающийся от островного (реже подводного) вулканического архипелага в прилежащую депрессию. В проксимальных частях (ближе к очагу) формация представлена вулканокластическими накоплениями, сложно переплетающимися с эффузивами (порфиритами, реже дацитами, риолитами). Среди вулканокластиков здесь много агломератов, грубых лито- и кристаллокластических туфов, вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников. Отложения крупно и неотчетливо стратифицированы, латерально изменчивы.

С удалением от очагов такие отложения сменяются все более мелкообломочными правильно и ритмично наслоенными зеленоцветными тэфроидно-туфовыми толщами, в которых большое значение приобретают пелитоморфные породы — туффиты, силициты и кремнистые аргиллиты (редко карбонаты). Обломочные породы отличаются обилием разнообразных текстур, характерных

для турбидитов, контуритов и подводно-пеплопадных осадков (декантиты). Особенно выразительны многочисленные оползневые знаки.

Так как тефрогенные флишоидные ассоциации наиболее характерны для формации такого типа, ее можно определить как островодужную флишоидную.

Мощность формации в местах ее "раздува" большая — от 1,5 до 3 и даже до 6 км (Ньюфаундленд) [43], но в глубь бассейна она уменьшается до полного выклинивания.

Петрохимические исследования показали, что рассмотренные отложения связаны с известково-щелочным вулканизмом островных дуг. Формация характерна для большинства палеозойских складчатых поясов и в каждом из них появляется неоднократно, несколько отличаясь в каждом случае. Впервые она фиксируется, по крайней мере в некоторых геосинклиналях, на весьма ранних стадиях развития. Так, на Ньюфаундленде тефрогенная формация (свита Саммерфорд) имеет ранне-среднеордовикский возраст, а в Озерной зоне Британских островов относится к концу раннего ордовика, т.е. островные дуги существовали почти с самого начала "океанической стадии", если учесть, что начальный рифтинг относят к позднему докембрию—раннему кембрию.

Примеры формаций рассмотренного типа: на Ньюфаундленде — свиты Норс-Стади-Пойнт и Саммерфорд (O_{1-2}); на Британских островах — борроудейльская серия (O); в Юго-Западной Монголии — туфовая толща хребта Дариби (O_1); в Новой Зеландии — "вулканы Девил-Ривер" (E_2); в хребте Нью-Ингленд (Австралия) — свиты Сандон и Каффс-Харбор (D_3-C_1); на Южном Урале — ирендикская и улутауская свиты (D_2); в Кордильерах Канады — свита Стикинс (C).

Второй тип не так широко распространен, и его структурное положение менее ясно. Внешне формация отличается от предыдущей пестрой окраской пород — сочетанием красных, лиловых, бирюзовых, зеленых цветов. Главное же отличие — липаритовый состав вулканокластики. По общему строению и латеральным изменениям формация сходна с предыдущей. Ближе к эруптивным центрам отложения неравномерно и крупно наслонены, состоят из агломератов, туфов и тефроидов разной гранулометрии (псефиты, псаммиты); встречаются кристалло-пемзовые и пемзовые туфы, а местами и игнимбриты. Изредка присутствуют ракушечные известняки (мелководные). С удалением от центров туфы и тефроиды становятся средне- и мелкообломочными, среди них много кристалло-витрических и витрических. При этом все большую роль в формации начинают играть туффиты и осадочные породы (силициты, а иногда и аргиллиты). Формацию можно определять как тефрогенно(липаритово)-кремнистую. Мощность ее различна: иногда 400—800 м, а иногда свыше 2 км.

Примерами могут служить косистекская свита (O—S) на Южном Урале и группа Маунт-Рид в Западной Тасмании (E_{2-3}).

Кроме рассмотренных относительно просто построенных формаций, занимающих достаточно определенное положение в геосинклинальных системах, встречаются более сложные сочетания вулканических и осадочных образований, формирующихся в контрастных фациальных условиях. Последнее определяется существованием депрессий и поднятий (shwell-decke), связанных с разломами и сдвигами, различно ориентированными по отношению к общему простиранию геосинклинальной системы [39]. Такая структура определяет состав и строение осадочных и вулканических пород, в целом образующих сложный латерально изменчивый комплекс (формацию). Вулканические комплексы преимущественно бимодальные (спилиты и риолиты, причем последних особенно много), состоящие из эффузивных и вулканокластических пород (в разной степени переработанных). Толщи разного состава встречаются обычно в одном

и том же разрезе, но на некоторых участках присутствуют только риолиты. Встречаются также трехчленные разрезы (риолит—спилит—риолит).

Осадочные породы разнообразны: мелководные обломочные породы (в том числе тефроиды и вулканотерригенные), известняки, относительно глубоководные аргиллиты, углеродистые пиритоносные сланцы. Вулканические и осадочные толщ чередуются в разрезе и по площади.

В целом зону можно определить как депрессионно-островную (или депрессионно-отмелевую); отдельные троговые депрессии могут иметь симатическое основание (например, трог Тумут в Австралии). Формацию будем определять как контрастную осадочно-вулканическую. Вероятно, она в какой-то степени родственна контрастной глинисто-карбонатной формации.

В отличие от описанных выше формаций депрессионно-островная ассоциация сейчас не может быть проиллюстрирована большим количеством примеров. По-видимому, к ней можно отнести ордовик Уэльса и осадочно-вулканический комплекс Лакланской геосинклинали (зона, связанная с внутрибассейновым складчатым поднятием Уэга).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО СООТНОШЕНИЯ ФОРМАЦИЙ

В складчатых областях выяснение первичного соотношения формаций — задача сложная; это объясняется не только особенностями геологического строения складчатых поясов, но и слабой, неравномерной палеонтологической охарактеризованностью многих толщ. Поэтому можно дать лишь очень общую, а в отдельных звеньях и условную схему соотношения формаций. Рассмотрим несколько примеров.

Уральская геосинклинальная система. Как образец возьмем Южный Урал. В широтном направлении, поперек складчатой системы, здесь выделяются следующие структурные зоны: Сакмарская аллохтонная зона¹ (западный склон Урала), антиклинорий Уралтау (отделенный от внутренних зон Главным Уральским разломом), Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий, Восточно-Уральский антиклинорий (с ним связан Главный Уральский гранитный пояс), Восточно-Уральский синклинорий, Зауральское поднятие и Тюменско-Кустанайский прогиб. В каждом из перечисленных структурных подразделений выделяются зоны второго порядка. Все они имеют сложное тектоническое строение, многие разделены полосами смятий и меланжей, что затрудняет палеоструктурные и палеогеографические построения. В результате возникают различные представления даже о существенных чертах истории региона. Достаточно сказать, что исследователи, рассматривающие геологию Урала принципиально с одних — мобилистских — позиций, приходят к альтернативным решениям. Так, согласно одним интерпретациям [15, 25] палеозойский (O—S) "океан" располагался к западу от Тагило-Магнитогорской островодужной системы и зона субдукции в раннем—среднем палеозое была наклонена на восток, а согласно другим [8] она имела западное направление, и, следовательно, собственно океаническая часть бассейна в раннем—среднем палеозое находилась восточнее.

Южный Урал характеризуется не только обилием вулканических пород, но и широким распространением офиолитов (гипербазиты и габбро-гипербазитовый комплекс), образующих меланжевые зоны, тектонические покровы и протрузии. Их рассматривают как фрагменты меланократового основания, шарьированного на разные осадочные и вулканические формации во время интенсивного сжатия и проявления складчатости. Различают три офиолитовые ассоциации (офиолиты и вышележащие вулканические и осадочные обра-

¹ Некоторые исследователи рассматривают эту зону не как аллохтонную, а как криптогеосинклинальную.

зования): позднедокембрийскую, силурийскую и среднедевонскую [13]. Обращает на себя внимание в принципе сходное строение первой ассоциации с двумя палеозойскими. В докембрийской ассоциации различаются три члена (снизу вверх): метаморфизованный серпентинитовый меланж — зеленокаменные и зеленосланцевые толщи (интерпретируемые как основные и частично кислые вулканиты) — графитистые кварциты и слюдястые сланцы (фтаниты и углеродистые аргиллиты с сульфидами); содержание $C_{орг}$ иногда достигает в них 7,5%; характерно локальное присутствие метаморфизованных фосфоритов.

Одной из самых характерных особенностей Южного Урала является обилие вулканических образований. По некоторым подсчетам, пусть даже довольно условным, вулканиты составляют 60—76% общей мощности силурийско-девонского разреза [19]. Среди них выделяются комплексы: 1) базальтовые недифференцированные; 2) липарито-базальтовые контрастные; 3) липарито-базальтовые последовательно дифференцированные; 4) андезито-базальтовые слабо дифференцированные [23]. Их петрохимическая характеристика многократно приводилась, и останавливаться на ней нет необходимости, тем более что зеленокаменное изменение оставляет возможность для различных суждений относительно природы вулканитов. Многие исследователи сопоставляют однородные серии с океаническими толеитами, слабо дифференцированные и бимодальные рассматривают как раннеостроводужные образования, а непрерывно дифференцированные — как типично островодужные (зрелые дуги). В целом во временной смене вулканитов выявляется определенная тенденция — от однородных к бимодальным, а затем к непрерывно дифференцированным.

В Магнитогорском мегасинклинии выявлено "омоложение" каждого из таких комплексов в направлении от периферической зоны к внутренним [23]. Следует заметить, что в самых восточных структурах (Зауральское поднятие) однородные спилитово-диабазовые толщи опять занимают низкий стратиграфический уровень (O—S) и последовательно вверх по разрезу сменяются слабо дифференцированным и непрерывно дифференцированным комплексами.

После такого отступления перейдем к рассмотрению латерального соотношения геосинклинальных формаций (рис. 2).

Начнем с ордовика. В Сакмарской зоне тремадокская его часть относится еще к догеосинклинальной, рифтовой стадии и представлена грубыми, мелководными терригенными толщами (кидрясовская свита) и щелочными базальтоидами. Выше развита терригенная пестроцветная олигомиктовая песчаноглинистая формация (кураганская свита). В глубь бассейна с постепенным переходом она сменяется тефрогенной липаритовой формацией (косистекская свита). В верхах ордовика появляется спилито-яшмовая толща, составляющая часть более крупной в объемном отношении и по временному интервалу кремнисто-эффузивной формации.

На востоке, на Зауральском поднятии, ордовик также образован терригенной формацией, во многом сходной с рассмотренной выше. Нижняя ее часть представлена глинисто(сланцево)-ортокварцитовыми отложениями (O_{1-2}), кверху переходящими в существенно сланцевые [1]. Среди ордовика в этой зоне Урала присутствуют и грабеновые фации края платформы [15]. Это мелководные, довольно грубые полимиктовые и аркозовые породы с остатками бенгосной фауны (O_2); местами встречаются метадиабазы. Выше отложения становятся менее грубыми и среди них появляются темные глинисто-фтанитовые пачки. В верхах терригенной формации в породах отмечается примесь пепла и встречаются маломощные покровы диабазов и порфиритов. Западнее развита мощная недифференцированная спилито-диабазовая формация ($O_2—S_1$), фрагменты которой обнажены в Варненской и Свердловской структурах.

В центральных зонах складчатого пояса хорошо обоснованный ордовик известен в очень ограниченном количестве пунктов. До недавнего времени к

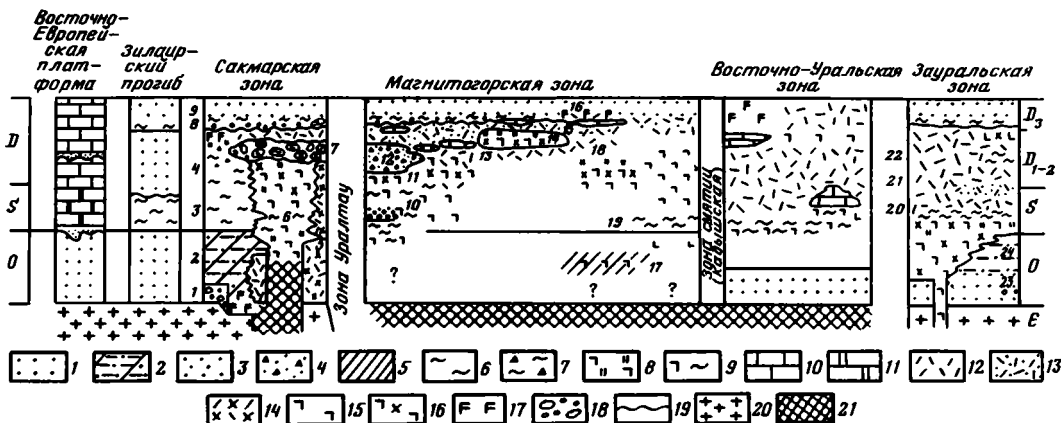


Рис. 2. Схема соотношения геосинклинальных формаций вдоль поперечного профиля через Южный Урал (по материалам [1, 9, 10, 15, 16, 23, 28, 30, 32])

1 — рифтогенная мелководная терригенная формация; осадочные и вулканогенно-осадочные геосинклинальные формации: 2 — олигомитовая флишoidная, 3 — полимитовая флишoidная, 4 — полимитовая, обогащенная кремневой кластикой, 5 — глинисто-сланцевая, 6 — глинисто-фтанитовая, 7 — кремнеобломочно-глинисто-фтанитоидная, 8 — яшмово-спилитовая, 9 — диабазово-фтанитовая, 10 — известняки, 11 — доломиты, 12 — тefрогенная первого типа (преимущественно дифференцированная), 13 — то же, с преобладанием вулканомитовой кластики, 14 — тefрогенная второго типа (кремнекислая); вулканические комплексы: 15 — базальтовый (однородный и слабо дифференцированный), 16 — липаритово-базальтовый (контрастный), 17 — щелочной; 18 — конгломераты и оолитостромы; 19 — размывы; 20 — гранито-гнейсовый фундамент; 21 — меланократовый фундамент

Свиты (цифры на профиле): 1 — кидрясовская, 2 — кураганская, 3 — сакмарская, 4 — кзылфлотская, 5 — косистекская, 6 — сугралинская, 7 — шандинская, 8 — егдинская, 9 — зиландская, 10 — поляковская, 11 — баймакбурибаевская, 12 — туратская, 13 — ирендыкская, 14 — карамалыташская, 15 — улутауская, 16 — колтубанская, 17 — новооренбургская, 18 — ащевутауская, 19 — гумбейско-увельская, 20 — булатовская, 21 — линевская, 22 — сухтелинская, 23 — варненская, 24 — тронцкая

нему относили лишь некоторые однородные базальтоиды Присакмарской зоны, но сейчас на основе конодонтовых находок установлен ордовикский возраст мощной толщи (новооренбургской), образованной черными глинистыми сланцами с прослоями фтанитов; отмечается присутствие обломочного кварца [10]; толща вмещает пласты и пачки (до 200 м) основных эффузивов.

Таким образом, краевые зоны геосинклинального бассейна фиксируются накоплением терригенного материала, существенной частью которого была сиалическая кластика, поступающая с континентов. В центральных частях отлагались глинистые и кремнистые осадки, в разной степени обогащенные бассейновым органическим веществом, и происходили излияния основных лав.

Такая довольно простая общая картина осложнялась существованием высоко-эксплозивных липаритовых вулканов, располагавшихся где-то в западной части области. Может быть, их необычный состав и положение связаны с участками континентальной коры, отторгнутой от кратона при рифтинге.

Силурийско-девонский формационный ряд (доверхнедевонский) более сложен главным образом из-за широкого развития островодужных систем.

На западе геосинклинального бассейна (Сакмарская зона) с раннего силура на обширной площади началось накопление углеродистых глинистых и кремнистых осадков (глинисто-фтанитовая формация), распространившихся в результате трансгрессии и на краевые части платформы. Седиментация такого типа продолжалась в раннем девоне и отчасти в первой половине среднего девона [9]. В позднем силуре и особенно в девоне однообразие таких отложений местами нарушилось появлением кремнеобломочного материала (кремнеобломочно-глинисто-фтанитовая ассоциация) — свидетеля возникновения местных внутрибассейновых кордильер. Латерально в глубь бассейна глинисто-фтанитовая формация сменяется диабазово-спилитовыми комплексами (сугралинская свита), среди

которых встречаются яшмовые горизонты. Так как яшмы тесно ассоциируют со спилитами, они могут косвенно свидетельствовать о возрасте последних. В Сакмарской зоне установлены ордовикские, силурийские и девонские яшмы, что указывает на длительность проявления вулканизма. Преобладают недифференцированные базальтоиды, но есть и кремнекислые разности (бимодальные серии), представленные как эффузивной, пирокластической, так и субвулканической "фацией". Среди эффузивных толщ встречаются пласты и пачки черных сланцев и фтанитов, иногда с граптолитами. Таким образом, излияние базальтоидов происходило в бассейне с глинисто-кремнистой седиментацией. В восточных разрезах Сакмарской зоны среди эффузивов присутствуют, кроме того, туффиты и туфы, связанные с вулканами, расположенными восточнее и, может быть, наследовавшими ордовикские (косистекская свита).

Обращает на себя внимание наличие в олистостромах более молодого возраста глыб лудловских ортоцератидовых известняков, сходных с известняками "аммонитика-росса". В одном пункте известен выход (крупный отторженец?) таких известняков, чередующихся с песчаниками и гравелитами, мелководного облика. Минеральный состав кластики необычен: преобладают кварц и пертит (пертитовые аркозы). По соседству с выходом — небольшое обнажение пертитовых гранитов (глыба), очевидно служивших источником терригенного материала. Породы эти чужды всему комплексу рассмотренных силурийских отложений и, очевидно, происходят из другой зоны. Скорее всего, они связаны с "осколком континента", отторгнутого при рифтинге. Возможно, что такой "континентальный реликт" ответствен и за формирование ордовикско-силурийских липаритовых флишоидов.

Восточнее, в Магнитогорской зоне, силурийско-девонский интервал насыщен эффузивами и тефрогенами. Среди эффузивов, как указывалось, различаются комплексы, разные по составу. В однородных диабазовых толщах присутствуют темноцветные аргиллиты и фтаниты в виде линз, пластов, а местами и мощных (до 500 и даже 800 м) толщ. Особенно характерны они для лландоверийского яруса и тяготеют к западной и восточной частям Магнитогорского мегасинклинория — к Присакмарско-Вознесенской и Гумбейской подзонам [32]. Локально на разных стратиграфических уровнях появляются яшмы (спилито-яшмовые формации). Тефрогенные формации весьма разнообразны по составу, строению, условиям формирования [16]. Одни из них образованы в основном андезито-базальтовым материалом (ирендыкская свита), в других много андезитовой и кремнекислой кластики (баймак-бурибаевская свита). Обломочный материал отличается также степенью обработки, гранулометрией и соотношением пирокластики и вулканотерригенного компонента. Большое значение имеют турбидитные накопления. В дистальных фациях присутствуют пелитоморфные туффиты, туфосилициты и фтанитоиды. Таким образом, лавинная вулканокластическая седиментация здесь проходила на фоне кремненакопления, но в значительной степени подавляла его.

В принципе те же формационные типы выделяются и далее к востоку — в пределах Восточно-Уральских антиклинория и синклинория. Для первого установлен следующая разрез [28]. В нижней части развита толща (1000 м) диабазов с прослоями темно-серых силицитов, из которых определены лландоверийские радиолярии. На ней согласно залегает эффузивно-туфовая андезито-базальтовая формация (300—600 м) с многочисленными прослоями фтанитов и черных глинистых сланцев. Она покрывается мощной (600 м) глинисто-фтанитовой толщей с граптолитами верхнего лландовери—нижнего венлока. Выше залегает последовательно дифференцированная формация, в которой выделяются эффузивно-туфовая (2000 м) и тефроидно-флишоидная (1000 м) градации. Это уже типичный комплекс зрелой островной дуги. Он охватывает верхний силур и нижний девон. Выше встречены метаморфизованные карбонатные породы (D₂).

Близкое строение имеют силурийские и нижнедевонские отложения в пределах Восточно-Уральского синклиория, только в среднем девоне здесь появляется еще и бимодальный вулканический комплекс. Локально развиты мощные (200—250 м) рифогенные известняки (S_2) [14].

Далее к востоку, в Зауральской зоне, широко распространены эффузивно-туфовые и туффитово-тефроидные комплексы, а в нижнем силуре присутствует мощная (800 м) толща граптолитовых глинистых сланцев и алевролитов, залегающая выше яшмово-спилитовой формации (O— S_1).

Приведенные материалы показывают, что Магнитогорская и более восточные структуры в силуре и девоне (D_{1-2}) представляли собой единую структурно-формационную зону, имевшую одинаковую тенденцию развития. Начальный этап здесь повсюду связан с базальтовыми излияниями, которые затем сменились "островодужным вулканизмом". Смена эта происходила не везде одновременно, и в восточных зонах вроде бы островные дуги появились раньше (S_1), чем в Магнитогорской. Не везде переход однородного базальтового вулканизма в типично островодужный выражен одинаково: в одних случаях смена осуществлялась через контрастный (бимодальный) вулканизм, в других — через слабо дифференцированный. Все это указывает на существование многих вулканических центров (установленных и картированием).

Единство бассейна подтверждается и сходством осадочных образований — повсеместным формированием в силуре глинисто-фтанитовых ассоциаций. Примечательно, что среди метаморфических комплексов Главного Уральского гранитного пояса присутствуют амфиболиты и графитовые сланцы, рассматриваемые как высокометаморфизованные породы кремнисто-диабазовой формации [28]. Очевидно, наиболее широко такие формации были распространены в первой половине силура, когда преобладал режим растяжения и на обширных пространствах центральной части бассейна происходила довольно однородная седиментация. Однако уже в лудлове произошли некоторые изменения, обусловленные возникновением локальных поднятий, с которыми связано появление рифогенных или цефалоподовых известняков. В раннем девоне и особенно в эйфеле возникли, кроме того, кордильеры и начали формироваться кремнеобломочные и полимиктовые толщи (кызылфлотская и туратская свиты), а также олистостромы с большим количеством разнообразных известняковых, кремневых и вулканических отторженцев; обращает на себя внимание присутствие в составе кластики серпентина, хромовой шпинели и продуктов зеленокаменного изменения.

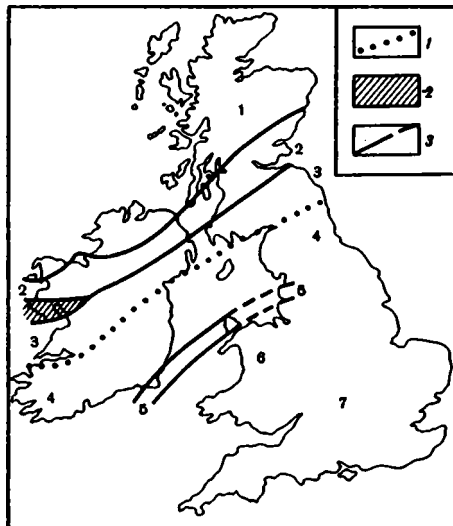
В целом на протяжении всего рассмотренного интервала времени главными седиментационными процессами в бассейне были: отложение терригенного материала, сносимого с континентов, кремненакопление, переработка и перетотложение пирокластики и вулканотерригенного материала, поставляемого островными вулканами. Значение их, однако, менялось. В ордовике преобладал терригенный (сиалический) компонент, в силуре особенно большое значение имело кремненакопление (фтаниты), а в девоне, кроме того, огромное влияние на седиментацию оказывала вулканогенная кластика.

В статье не рассматриваются формации верхнего девона и карбона. Они связаны с новым, позднегеосинклиналим (или раннеорогенным), этапом развития, когда, очевидно, сжатие стало ведущим тектоническим процессом. Изменился вулканизм (появились щелочные серии), а седиментация приобрела новые черты: возросла "полимиктовость" терригенных отложений (все большее значение стала приобретать метаморфическая, а затем и гранитоидная кластика), уменьшилась роль тефрогенного материала и увеличилось карбонатакопление; кремнистые осадки, однако, имели еще значительное распространение, отражая некоторую унаследованность осадкообразования. Характерно, что на переходе между двумя этапами — ранне- и позднегеосинклиналим (O— D_2 и

Рис. 3. Тектоно-стратиграфическая зональность Британских каледонид [70]

1 — сutura Япетуса; 2 — докембрийский метаморфический блок Коннесмар; 3 — границы зон

Зоны (цифры на схеме): 1 — Далраднанская краевая; 2—6 — Осевая (подзоны: 2 — Мурриск—Срединная Долина, 3 — Лонгфорд—Южно-Шотландская возвышенность, 4 — Лейнстер—Озерный район, 5 — горстовое поднятие "Ирландское море", 6 — Уэльс); 7 — Уэльский бордерленд и кратон Мидленд



D_3 — C) — формировались олистостромовые комплексы (шандинский и биягодинский), отражая импульсы сжатия и связанную с ним геоморфологическую контрастность бассейна.

В нашу задачу не входит рассмотрение допалеозойских формаций. Однако на некоторые особенности рифейской "офиолитовой ассоциации" следует обратить внимание. К ней относятся толщи, развитые на Восточно-Уральском поднятии и в зоне Уралтау (саитовский, куштумчинский и максютковский комплексы). В общих чертах ассоциация имеет трехчленное строение: внизу — серпентинитовый меланж (гипербазиты, габброиды), выше — зеленокаменные и зеленосланцевые толщи (интерпретируемые как основные и частично кислые вулканы) и еще выше — осадочные образования, среди которых доминируют графитовые кварциты (фтаныты) и графитистые слюдястые сланцы (углеродистые аргиллиты); среди метаосадочных пород отмечается сульфидная минерализация, а локально — и присутствие метаморфизованных фосфоритов [13]. Нетрудно заметить много общего между составом докембрийских и силурийских осадочных образований.

Максютковская офиолитовая ассоциация залегает структурно выше (обдукция) метаморфизованной существенно терригенной толщи. Реконструкция первичного состава ее пород показала, что они представляли собой аркозовые и граувакковые песчаники, глинистые сланцы и фтаныты. Вулканические породы (основные и кислые) имеют в толще подчиненное значение. Формирование толщи относят к региону вблизи континентальной окраины [13]. Таким образом, соотношение формаций вдоль поперечного профиля имеет общие черты с тем, что наблюдалось в палеозое (O — S).

Аппалачско-Каледонская геосинклиналичная система. Фрагменты геосинклиналичных отложений входят в состав очень сложно построенной складчатой системы, простирающейся от Скандинавии до Южных Аппалачей. Мы не будем останавливаться на ее структуре и истории развития. Этим вопросам посвящена обширная литература, отметим лишь, что многие, даже фундаментальные, положения здесь являются дискуссионными. Тем не менее большинство исследователей рассматривают нижнюю часть геосинклиналичного разреза (O — S) как образование энсиматического бассейна — прото-Атлантики или океана Япетус.

В рамках статьи невозможно даже кратко осветить все регионы; в качестве образца рассмотрим Британские острова. В раннем палеозое геосинклиналичные отложения здесь формировались между двумя континентальными массивами — Лаврентийской плитой и стабильным блоком "Мидленд" — фрагментом Гондваны [61]. В геосинклинали выделяются три основные зоны: две краевые и осевая (рис. 3).

Северо-западная краевая зона представляет собой форланд Лаврентийской

плиты, испытавший многофазные деформации, метаморфизм и внедрение гранитов (Далрадианский ортотектонический, или метаморфический, пояс). Кембрий и нижний ордовик, входящие в состав далрадианской группы, образованы здесь преимущественно терригенными толщами, вмещающими тела основных эффузивов; некоторые мощные вулканиты обнаруживают вертикальную дифференциацию; локально встречаются толщи (300 м) кремнекислых пород. Осадочные образования представлены как мелководными, так и глубоководными фациями. В целом строение зоны рассматривается как блоковое, связанное с рифтингом континентальной коры [76].

Осевая зона (собственно геосинклиальная) состоит из двух частей — северо-западной и юго-восточной, относящихся к противоположным окраинам Япетуса. Они разделены линеamentом Солвей Фёрс, рассматриваемым как сутура, возникая в конце каледонской орогении (коллизия плит). По обе стороны от сутуры природа и возраст фундамента разные, а раннеордовикские отложения характеризуются фауной разных зоогеографических провинций¹.

Северная часть включает две структурные подзоны — Срединной Долины (в Ирландии ей соответствует подзона Мурриск) и Южно-Шотландской возвышенности (в Ирландии — Лонгфорд). Первая подзона ограничена на севере и юге разломами Пограничных Высот и Южно-Шотландской возвышенности. Территория ее перекрыта верхним палеозоем, и лишь на юге подзоны, в Шотландии (в надвиговых пластинах) и на северо-западе Ирландии (трог Южный Майо), обнажены породы ордовика и силура. Особый интерес представляет район Герван (Шотландия), где наблюдается налегание осадочных пород на офиолитовый меланж (комплекс Баллантрей). Раннепалеозойская структура подзоны остается неясной: одни рисуют здесь островную дугу [40, 75], другие — континентальный фрагмент [53].

В пределах северной разломной зоны на форландском основании сохранились надвиговые пластины из осадочных и магматических пород ордовика и силура; они выделены как комплекс Хайленд Бордер, формирование которого относят либо к краевому морю, либо к троговому бассейну типа Калифорнийского залива (соответственно с трактовкой природы подзоны Срединной Долины). В первом случае большая часть отложений краевого моря считается перекрытой надвигом Далрадианского блока.

Южно-Шотландская возвышенность — область развития разнообразных осадочных пород, образующих мощный чешуйчато-надвиговой комплекс, рассматриваемый многими как аккреционное образование [40, 58].

Южная часть геосинклиальной области представлена двумя подзонами — Озерного района (в Ирландии — подзона Лейнстер) и Уэльса, соотношения между которыми неясны. В первой хорошо выражены ордовикские известково-щелочные вулканиты островной дуги. Исходя из актуалистической модели, считают, что севернее должна была располагаться зона субдукции, наклоненная на юго-восток, с которой должен был быть связан желоб; однако осадки последнего, как и отложения перехода дуга—желоб, здесь отсутствуют, нет и признаков аккреционной призм.

Вторая подзона (Уэльс) имеет сложное строение; ее положение (между островной дугой и континентом) предполагает принадлежность к тыловому бассейну. Вместе с тем структура подзоны очень сложная и в относительно простую модель развития тыловых бассейнов не укладывается. Одни исследователи [47] придают большое значение образованию здесь грабенов, связанных с растяжениями при мантийном диапиризме, другие [67, 76] — сопоставляют

¹Характерно, что прежде, до появления идей новой глобальной тектоники, в пределах Британских островов выделяли две геосинклинали — Маффетскую и Англо-Уэльскую, разделенные поднятием "Ирландское море".

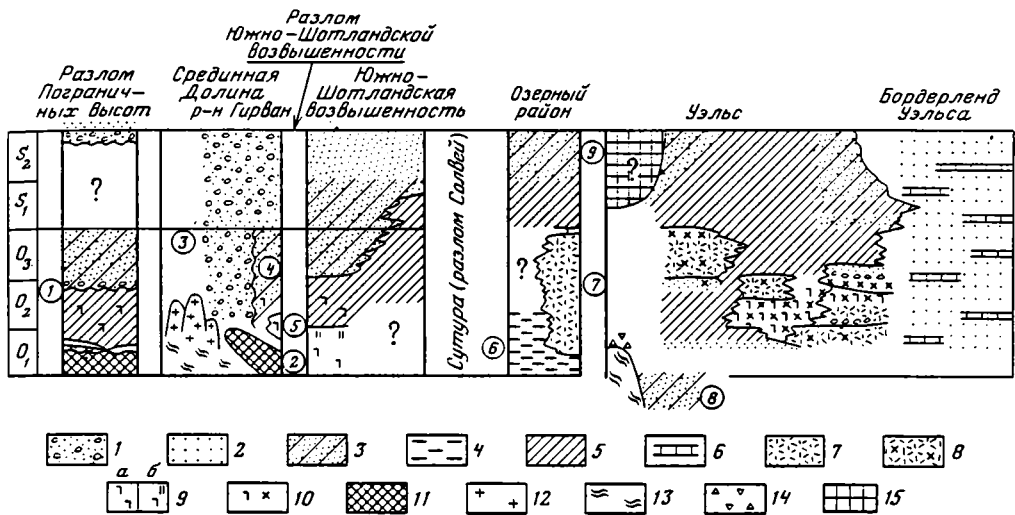


Рис. 4. Схема соотношения геосинклинальных формаций вдоль поперечного профиля через Британские каледониды [33, 40, 45, 53, 54, 58, 59, 62, 76]

1 — мелководно-морские и наземные терригенные отложения; формации: 2 — мелководно-морская карбонатно-терригенная олигомиктовая, 3 — граувакковая флишондная, 4 — алевролитово-глинистая гемипелагическая, 5 — глинисто-сланцевая, 6 — известняки, 7, 8 — тейфогенная (7 — базальтовая, андезитовая, 8 — риолитовая); 9 — базальтоиды (а — без яшм, б — с яшмами), 10 — контрастная (риолитово-базальтовая); 11 — офиолиты; 12 — граниты; 13 — докембрийские метаморфиты; 14 — микститы; 15 — суша

Цифры на схеме: 1 — комплекс Хайленд Бордер, 2 — комплекс Баллантрей, 3 — группа Барр, 4 — комплекс Таппинс, 5 — свита Дарлей, 6 — группа Скидоу, 7 — группа Борроудаль, 8 — сланцево-граувакковая формация купола Харлех, 9 — суша "Ирландского моря"

Уэльс с континентальным бордерлендом, в пределах которого активные разломы (сбросы, сдвиги) создали систему депрессий и поднятий.

В истории Британских каледонид различают три крупных этапа: 1) позднепротерозойский—раннекембрийский (догеосинклинальный), связанный с раскалыванием континента и возникновением поднятий и депрессий; 2) раннепалеозойский — раскрытие Япетуса (собственно геосинклинальная стадия); 3) силурийско-девонский — сближение и коллизия континентов.

После кратких сведений о геологии обратимся к формациям — их размещению в пределах геосинклинали (рис. 4). Рассмотрим нижний палеозой (в основном ордовик) и силур, выше которых развиты орогенные комплексы "Древнего красного песчаника".

Отложения самой северной зоны, наиболее приближенной к континенту, обнажены в тектонических клиньях, по которым восстановлен разрез. Нижним его членом (фундаментом) являются офиолиты (серпентиниты), рассматриваемые как фрагмент древней океанической коры. Непосредственно на них залегают известняки нижнего аренига, в которых присутствуют серпентинитовые обломки, а местами и слои серпентинитовых конгломератов.

Выше развита темноцветная глинисто-сланцевая формация с прослоями кремней (контакт ее с нижележащими известняками не обнажен); в верхней части появляются прослои песчаников (полевошпатово-кварцевых, с примесью обломков основных пород). Локально в формации развиты массивные и подушечные, иногда амигдолоидные базальтоиды, среди которых присутствуют яшмы и фтаниты, а также мелкозернистые песчаники (турбидиты). Возраст формации среднеордовикский; возможно, она включает и верхи аренига.

Следующая формация (O₃) — глинисто-песчаная, полимиктовая (обломки кварца, кислых и основных вулканитов, метаморфических и осадочных пород;

есть гранитные фрагменты). Залегает она несогласно либо на предыдущей формации, либо на серпентинитах. В основании — конгломераты с галькой и отторженцами лланвирнских сланцев, претерпевших докарадокский метаморфизм (таконская фаза). Относительно питающей провинции существуют разные точки зрения. Одни считают, что кластика поступала с северо-западного континента [68], другие — с юго-востока, с древнего метаморфического основания гипотетической вулканической дуги [45].

На юге Срединной Долины, как упоминалось, проходит полоса выходов ордовика и силура. На западе ее (район Герван) осадочные толщи залегают выше сильно разрушенного (меланж) комплекса Баллантрей, представляющего собой тектонизированную смесь изверженных, метаморфических и осадочных пород. В ней различаются все компоненты офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габбро, базальтоиды, трондьемиты). Среди эффузивов присутствуют прослои граптолитовых сланцев аренига; радиометрический возраст изверженных пород 476 ± 12 млн лет, что согласуется с палеонтологическими данными. В меланже есть также фрагменты гранулитов, эклогитов (возраст 576 ± 32 млн лет) и голубых сланцев (?). Комплекс Баллантрей рассматривается как надвинутый с юга или юго-востока.

Осадочный разрез (O₂—S) [54, 59] представлен на юге Срединной Долины терригенным комплексом полимиктового состава (смесь гранитного и зеленокаменного материала, иногда с примесью офиолитового). Комплекс фациально сложный; в нем выделяются два типа отложений: в одном преобладают грубые породы (конгломераты, гравелиты, крупнозернистые, косослоистые песчаники с остатками мелководной морской фауны), в другом — песчано-алевритовые турбидиты с фрагментами размывых углеродистых пиритоносных аргиллитов (глинисто-песчаная формация). Среди отложений первого типа установлены и наземные (флювиальные, озерные), и морские шельфовые накопления. Турбидиты интерпретируются как осадки внешнего шельфа и склона. В некоторых разрезах нижняя часть турбидитной формации (свита Дарлей) содержит толщи подушечных спилитов и ассоциирующих с ними яшм. Очевидно, свита формировалась в прилежащей к склону депрессии. Терригенный материал поступал с северо-востока и разносился продольными течениями.

Тектоническое положение терригенного комплекса разными исследователями рассматривается по-разному. Одни его относят к фронтальному бассейну, располагавшемуся к югу от островной дуги [59], другие считают, что силурийская часть комплекса относится уже к междуговому бассейну [40], третьи не исключают участия сдвиговых разломов в деструкции края Япетуса, приведших к образованию локальных бассейнов, где происходило накопление грубых мелководных толщ [54]. Последнее нам представляется заслуживающим внимания.

На продолжении рассматриваемой зоны в Ирландии разрез заметно отличается. Здесь на западе (район Коннемар) обнажен блок докембрийских метаморфитов (см. рис. 3), севернее которого (трог Южный Майо) развит мощный (>2 км) комплекс нижнего палеозоя. Он представлен подушечными спилитами, андезитами и их туфами, ассоциирующими с черными глинистыми сланцами, яшмами и другими силицитами. Комплекс в целом можно рассматривать, по-видимому, как островодужный. В нижней его части преобладают базальты, относимые к толентово-островодужному типу, а выше — эффузивно-тефрогенная формация, причем в O₃ и S₁ в ней уже преобладают кремнекислые разности, в том числе игнимбриты; верхняя часть разреза формировалась в мелководно-морских и наземных (островных) условиях [70].

Таким образом, мы видим, во-первых, что по простиранию зоны отложения могут испытывать существенные изменения, и, во-вторых, что островодужные комплексы появляются рано (на западе Ирландии — с раннего ордовика),

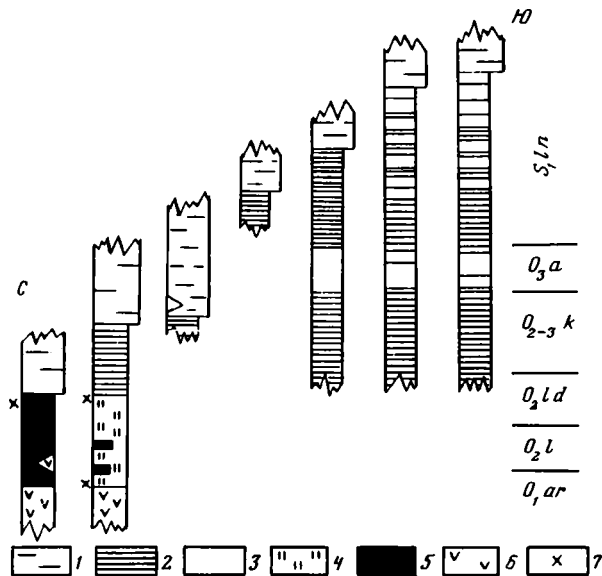


Рис. 5. Последовательность ордовикских и нижнесилурийских отложений Южно-Шотландской возвышенности [58] (все разрезы относятся к отдельным надвиговым пластинам)

Формации: 1 — граувакковая, 2—3 — глинисто-сланцевая (2 — углеродистые сланцы, 3 — безуглеродистые сланцы), 4—6 — базальтово-кремнистая (4 — серые кремни, 5 — яшмы, 6 — базальты); 7 — места находок конодонтов

причем в их основании иногда развиты яшмово-спилитовые толщи (как и на Южном Урале).

На Южно-Шотландской возвышенности ордовикско-силурийские породы обнажены в полосе шириной около 60 км и образуют серию наклоненных к северо-западу тектонических пластин шириной до 3,2 км. Внутри каждой пластины возраст осадков омолаживается к ее кровле, а в пределах всей серии омоложение происходит в обратном, южном направлении. Такие соотношения, вероятно, в немалой степени способствовали представлениям о формировании здесь аккреционной призмы.

Главной составляющей разреза [59] являются две диахронные формации (см. рис. 4): нижняя — темноцветная глинисто-сланцевая; верхняя — глинисто-граувакковая турбидитная (рис. 5). Первая охватывает на севере средний, а на юге верхний ордовик и часть лландоверийского яруса, вторая на севере начинается с карадока, а на юге относится к нижнему силуру. Мощность нижней формации не превышает 100 м, а верхняя достигает первых километров, причем ордовикская ее часть оценивается в 400 м, а основной объем составляют силурийские толщи.

В отдельных пластинах на северо-западе сохранились более древние, архейские породы — базальты с прослоями радиоляритов и алевролитов. Там, где наблюдается контакт глинисто-сланцевой формации с базальтами, в нижней ее части присутствуют красноцветные осадки.

Граувакки образованы обломками вулканических, плутонических и метаморфических пород (полимиктовые), причем отмечаются некоторые изменения состава кластики во времени. Наиболее древние песчаники обогащены офиолитовым детритом, и в них очень мало кварца; вышележащие содержат много алевритового и базальтового материала, а самые верхние, силурийские, обогащены кварцем. Текстурное изучение показало, что в ордовике преобладал боковой снос с севера, а в силуру — продольный разнос материала,

поступавшего с северо-востока. Питающей провинцией считают зону Срединной Долины и Грампианский блок.

Широко распространено мнение, что отложения Южно-Шотландской возвышенности — это аккреционная призма, и, что следовательно, она трассирует зону субдукции, а осадки здесь формировались в желобе и соседней части океана. Если это так, то их пелагические фации были представлены темноцветными глинистыми илами.

Южнее предполагаемой сутуры Япетуса, в Озерном районе, ордовикско-силурийский разрез имеет трехчленное строение. Нижняя его часть (см. рис. 4) — группа сланцев Скидоу (арениг, частично лланвирн) — представлена мощной толщей (1—2 км) темных и голубовато-серых аргиллитов с тонкими прослоями кварцсодержащих алевролитов и песчаников; локально появляются пачки, обогащенные последними (турбидиты); в верхах разреза отмечается пепловая примесь. В целом отложения относятся к гемипелагическим и дистально-турбидитным. Иногда их рассматривают как возникшие во фронтально-дуговом бассейне [62]. Средняя часть разреза — борроудальская группа — образована сложным сочетанием эффузивных и вулканокластических пород. В нижней части доминируют андезито-базальты, андезиты, а выше появляются дациты и риолиты. Большая часть вулканитов принадлежит к известково-щелочному типу, но нижние лавы рассматриваются как переходные к толеитам [51]. Среди лав развиты толщи туфов, тефроидов и туффитов. Мощность борроудальских вулканических и вулканогенно-осадочных пород около 5 км, и нет сомнений, что они являются островодужной серией. Верхняя толща (S) состоит из серых аргиллитов и черных граптолитовых сланцев, но в лудлове, кроме того, большое значение имеют граувакки (турбидиты).

Подзона Озерного района прослеживается в Ирландии (подзона Лейнстер), где также большое значение имели вулканиты и терригенные осадки (турбидиты, глинистые сланцы).

Далее к югу располагалось поднятие "Ирландское море" (см. рис. 3). В Ирландии к нему относится гнейсовый массив Росслар. Он был перекрыт осадками кембрия—раннего ордовика, размытыми в середине последнего. Позднее поднятие было раздроблено, испытало дифференциальные погружения, и в его пределах отлагались карадокские осадки и продукты риолитового и андезитового вулканизма [70].

В Уэльсе нижний член палеозойского разреза — мощная (около 3 км) глинисто-песчаная (аркозовая) формация кембрия. В низах разреза — песчаники, грубые, с текстурой, характерными для мелководья, но сверху они быстро сменяются более мелкозернистыми и относятся к турбидитам [56]. Кембрийские отложения развиты локально. В отличие от них ордовик и силур распространены широко и принадлежат к двум структурно-формационным зонам: одна охватывает Центральный Уэльс, другая — его юго-восточную, приконтинентальную часть. Ордовик Центрального Уэльса представлен сложным комплексом осадочных и вулканических пород. Последние связаны с многими центрами. Состав лав разный, но особенно характерны бимодальные, контрастные серии [62]; мощные (до 500 м) толщи подушечных базальтов в разрезе и на площади чередуются с риолитами, среди которых встречаются игнимбриты. Существенной составляющей разрезов являются туфы, тефроиды (иногда грубые, до конгломератов) и туффиты. Все эти породы слагают слоистые пачки, залегающие среди лав и сменяющие их латерально. Осадочные породы преимущественно глинистые; это алевритистые и пеплистые аргиллиты и черные граптолитовые сланцы, обычно пиритосные; местами встречаются органогенно-детритовые известняки и силициты, но их мало. Фациальный анализ показал, что территория Центрального Уэльса представляла собой в ордовике систему депрессий и поднятий, как подводных, так и островных. В целом здесь была

образована сложная формация, которую мы относим к контрастному осадочно-вулканическому типу; исходя из состава пород, ее можно определить как глинисто(черносланцево)-вулканическую (эффузивно-тефрогенную, бимодальную).

В силуре вулканиты почти исчезли и главным компонентом разреза стали связанные между собой глинисто-сланцевая и глинисто-песчаная турбидитная формации.

В юго-восточной, приконтинентальной зоне и ордовик и силур представлены шельфовыми известняково-песчаными толщами.

Полный ряд формаций по профилю через геосинклиналь составить невозможно из-за исчезновения некоторых зон. По сохранившимся фрагментам структурно-формационных зон можно констатировать следующее. В северном секторе сохранились офиолиты и связанные с ними базальты, что свидетельствует о существовании участков с океанической корой. Настоящая островодужная формация сохранилась только в Озерном районе, в подзоне Мурриск и, может быть, в Центральном Уэльсе (?). Предполагаемая островная дуга на территории Срединной Долины проблематична, и настоящих тефрогенных комплексов здесь нет. Как и во многих геосинклинальных поясах, в пределах Британских каледонид существовали внутренние поднятия: они отчетливо проявились в силуре Уэльса (суша "Ирландского моря"), местами на территории Срединной Долины и ее продолжении в Ирландии (блок Коннемара), а также на юго-востоке подзоны Лейнстер. Здесь установлена троговая депрессия, один фланг которой образован массивом Росслар, а другой — внутренним поднятием. Они поставляли обломочный материал в трог, а временами с их ограничениями были связаны крупные оползни [41].

Осадочные образования представлены преимущественно терригенными — граувакками и глинами, причем среди последних большое значение имеют черные углеродистые илы, которые отмечают здесь наиболее глубоководные пелагические фации. Кремне- и карбонатакопление не имели существенного значения.

Тасманская складчатая система. Ширина ее до 1200 км, и она прослеживается от Антарктики через Тасманию и восточную часть Австралии. Как все складчатые системы, Тасманская имеет сложное тектоническое строение, что приводит к неоднозначной трактовке многих аспектов ее истории. Палеозойский этап геосинклинального развития начался в кембрии, вслед за позднедокембрийским рифтингом края Гондванского кратона. Терминальная орогенция в разных частях системы имела разный возраст — от конца среднего девона до начала перми.

В пределах системы выделяется несколько поясов. Главные из них — Западно-Тасманский, Лакланский и Нью-Ингленд (рис. 6).

Наиболее древние кембрийские геосинклинальные формации развиты в Западной Тасмании. Они накапливались в крупном прогибе (геосинклиналь Дандас), расположенном между двумя поднятиями — Рокки-Кейп на западе и Тиннан на востоке, — сложенными деформированными и метаморфизованными протерозойскими породами. Поднятие Тиннан на севере имеет "периклиналеподобное окончание", и его огибают геосинклинальные отложения. Это позволяет некоторым геологам рассматривать Тиннан как континентальный блок (микроконтинент).

Прогиб выполнен следующими породными ассоциациями. В западной его части в низах разреза залегает толща (800 м) грубо- и мелкозернистых кварцевых песчаников; на востоке среди них появляются яшмы. Стратиграфически выше развита мощная серия (2500 м) пестрых (красных и зеленых) алевропелитов с редкими прослоями граувакковых турбидитов, количество которых увеличивается кверху. Обе толщи можно рассматривать как пестроцветную терригенную формацию (первый тип). В центральной части трога и преиму-

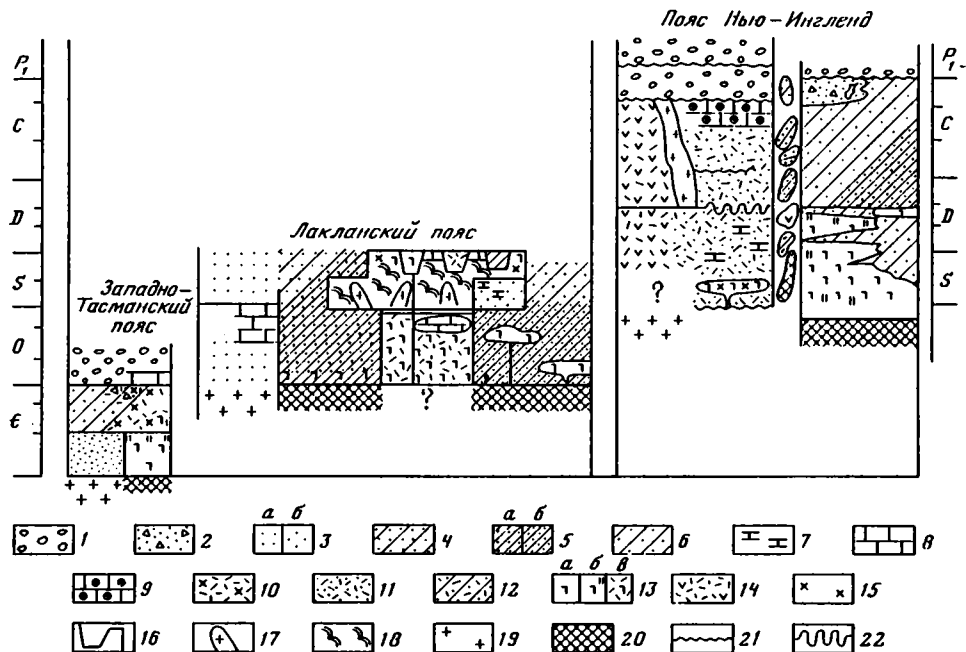


Рис. 6. Схема соотношения геосинклинальных формаций в разных поясах Тасманской складчатой системы

1 — наземные и мелководно-морские терригенные отложения; 2 — микситы; 3 — мелководные олигомиктовые (а) и полимиктовые (б) терригенные отложения; 4—6 — терригенные формации: 4 — олигомиктовая флишодная, 5 — глинисто-сланцевая с прослоями олигомиктовых (а) и полимиктовых (б) песчаников, 6 — полимиктовая флишодная; 7 — прослои и линзы известняков; 8 — известняки; 9 — оолитовые известняки; 10—12 — тефрогенные формации: 10 — эффузивно-туфовая, существенно липаритовая, 11 — тефроидная, 12 — вулканомиктовая флишодная; 13—16 — осадочно-вулканические формации: 13 — базальтовые (а), яшмово-базальтовые (б), порфиритово-тефроидные (в), 14 — эффузивно-туфовые (дифференцированные), 15 — липариты, 16 — контрастная осадочно-вулканическая; 17 — гранитные плутоны; 18 — метаморфиты; 19 — гранито-гнейсовый фундамент; 20 — меланократовый фундамент; 21 — размывы; 22 — проявления складчатости

Важно в нижней половине разреза встречаются спилиты и их брекчи. В полосе распространения рассмотренных пород известны пластины офиолитов (серпентиниты, гарцбургиты, ортопироксениты, габбро). Их присутствие — показатель существования здесь океанической коры.

Выше пестроцветной формации залегает группа Дандас (E_{2-3}), состоящая из чередования алевропелитов и литических граувакковых турбидитов; встречаются кремневые конгломераты и прослои риолитовых пеплов; мощность отложений 3800 м. Местами сверху появляются микситы (олистоостромы?), состоящие из обломков кремней и кварцитов, заключенных в песчаном матриксе. Венчается разрез известняками (O_1).

В восточной части прогиба, в полосе, прилегающей к протерозойским выходам поднятия Тиннан, кембрий представлен вулканогенным комплексом Маунт Рид (2400 м). Он включает лавы и туфы. Преобладают риолиты и дациты с подчиненным количеством андезитов и базальтов. Все это породы известково-щелочной серии, и по геохимическим показателям их сопоставляют с молодыми андийскими вулканитами. Вулканогенные породы латерально, через переслаивание, сменяются осадками группы Дандас. Местами в верхах разреза встречаются толщи (300 м) вулканокластических пород, перекрытых кварцсодержащими турбидитами, переходящими в шельфовые и наземные конгломераты Оуэн (O_1). С этого времени Западная Тасмания стала местом накопления молассоподобных толщ (деламеридская орогения).

Таблица 1

Формационный ряд через складчатый пояс Западной Тасмании

Возраст	Формации			
ϵ_{2-3}	Песчано-глинистая граувакковая (турбидитная) (2)	Туфово-эффузивная (3)		Песчано-глинистая (турбидитная) (4)
ϵ_1	Песчано-глинистая олигомиктовая (пестроцветная) (1)	Яшмово-спилитовая	?	
	+++++		+++	?

Примечание. 1 — свиты Саксес и Кримсон (>3000 м); 2 — группа Дандас (3800 м); 3 — группа Маунт Рид (2400 м); 4 — терригенный комплекс Адамсфилдского трога; ++ — континентальная кора; ||||| — океаническая кора

Восточнее вулканического пояса нижнепалеозойские отложения имеют небольшое распространение, будучи перекрыты более молодыми. К восточной зоне относятся кембрийские породы, обнаженные в Адамсфилдском троге. Это толщи алевропелитов, песчаников (турбидиты) и конгломератов; состав кластики сиалический, и считают, что она поступала с соседнего поднятия. Местами встречаются кремни, а также вулканы основного и среднего состава. В троге присутствуют тектонические клинья серпентинизированных перидотитов, которые интерпретируются как перемещенные тела диапиров. Очевидно, они появились до формирования осадочного выполнения, так как ультраосновной детрит присутствует в песчаниках нижней части разреза [73].

В общих чертах формационный ряд кембрия (с запада на восток) представлен в табл. 1. Структурно-палеогеографическую интерпретацию формационного ряда иллюстрирует рис. 7. Некоторые исследователи пытались связывать вулканы Маунт Рид с зоной субдукции [69], однако такое представление оспаривается [73], так как отсутствуют всякие следы осадков желоба и океана.

С конца кембрия Западная Тасмания испытала общее поднятие, изменившее в корне характер седиментации (молассоподобная формация). Более молодые (O—D₁) геосинклинальные толщи развиты восточнее. Они лучше представлены в австралийском секторе Тасманской системы. Здесь выделяются два пояса: западный — Лакланский¹ (E—D₂) и северо-восточный — Нью-Ингленд (O—P), разделенные пермско-триасовыми котловинами [44]. В обоих поясах известны полосы серпентинитовых выходов.

В Лакланском поясе для ордовика установлены с запада на восток следующие структурно-фациальные зоны (рис. 8, см. рис. 6):

1) континентальный шельф, место формирования либо грубых песчаников и конгломератов с остатками мелководной фауны, либо известняков;

2) относительно глубоководная депрессия, выполненная флишоидными отложениями (глины, углеродистые сланцы, алевролиты и дистальные кварцевые турбидиты). Депрессия рассматривается как краевое море Уэгга, а присутствующий серпентинитовый меланж — как показатель симатического основания, хотя бы под частью депрессии;

3) вулканическая зона, в которой откартировано несколько центров. Преобладают основные подушечные, обычно амигдолоидные лавы с небольшим количеством средних (и в некоторых центрах кислых) разностей. Присутствует гиадокластик, а местами много тефроидов и вулкано-терригенного материала,

¹ Северным продолжением Лакланского сектора является пояс Томсона. Его формации близки к лакланским и здесь не рассматриваются.

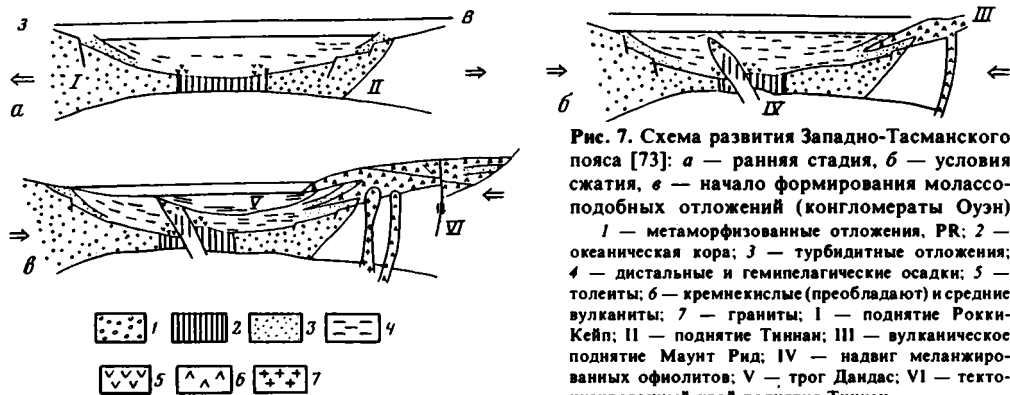


Рис. 7. Схема развития Западно-Тасманского пояса [73]: а — ранняя стадия, б — условия сжатия, в — начало формирования молассоподобных отложений (конгломераты Оуэн)
 1 — метаморфизованные отложения, PR; 2 — океаническая кора; 3 — турбидитные отложения; 4 — дистальные и гемипелагические осадки; 5 — толенты; 6 — кремнекислые (преобладают) и средние вулканы; 7 — граниты; I — поднятие Рокки-Кейп; II — поднятие Тиннаи; III — вулканическое поднятие Маунт Ринд; IV — надвиг меланжированных офиолитов; V — трог Дандас; VI — тектонизированный край поднятия Тиннаи

образующих "поточные шлейфы". Среди лав и вулканогенных обломочных накоплений встречаются прослои граптолитовых сланцев, силицитов, и кварцсодержащих песчаников (дистальные турбидиты), а локально встречаются мелководные известняки. Большая часть вулканов подводные, но есть и субаэральные (островные). Возраст построек O_1-S_1 . Зона интерпретируется как остроководная система;

4) восточная зона — место развития черных глинистых сланцев и силицитов; их относят к осадкам абиссальной равнины [66]. В поле их распространения встречаются небольшие массы основных эффузивов. В западной части зоны, вблизи дуги, прослеживается полоса глинисто-песчаных отложений, причем песчаники здесь обогащены полевошпатовой и литической (вулканотерригенной) кластикой, поступавшей из вулканической зоны. Иногда эти отложения относят к фронтально-дуговому бассейну.

Большие изменения произошли с начала силура. Отложения краевого бассейна претерпели складчатость и метаморфизм, сопровождаемые внедрением гранитов; так возник метаморфический пояс Уэгга. На протяжении большей части силура он был поднятием, поставившим осадки в соседние районы. К западу от него продолжалось накопление относительно глубоководных дистальных турбидитов, и только в позднем силуре появились более грубые осадки. К востоку от поднятия в первой половине силура условия sedimentации были довольно простыми. Непосредственно к поднятию прилегал шельф с песчаниками и карбонатными осадками, сменявшийся далее склоном и депрессией, по краю которой формировались кварцсодержащие турбидиты (фены). Вулканизм в это время не проявлялся. Во второй половине силура ситуация резко изменилась. Область превратилась в систему меридиональных горстов и грабен, что привело к фациальному разнообразию отложений (карбонатные, терригенные, тефроидные). Характерно развитие бимодального вулканизма при значительной роли кремнекислых разностей (в том числе игнимбритов). К одному из трогов приурочены офиолиты. Нетрудно заметить, что возникшая ситуация весьма похожа на существовавшую в ордовике Уэльса.

В общих чертах латеральный ряд формаций (O—S) Лакланской геосинклинали (с запада на восток) представлен в табл. 2.

Тасманская складчатая система простирается на северо-запад Австралии, где к ней относится складчатый пояс Нью-Ингленд¹. Он отделен от секторов Лаклан и Томсон полями развития молодых отложений, что затрудняет струк-

¹На севере его продолжением является пояс Ходкинсон, где геосинклиналильные отложения (O—C₁) соседствуют с докембрийским фундаментом и частично залегают на нем.

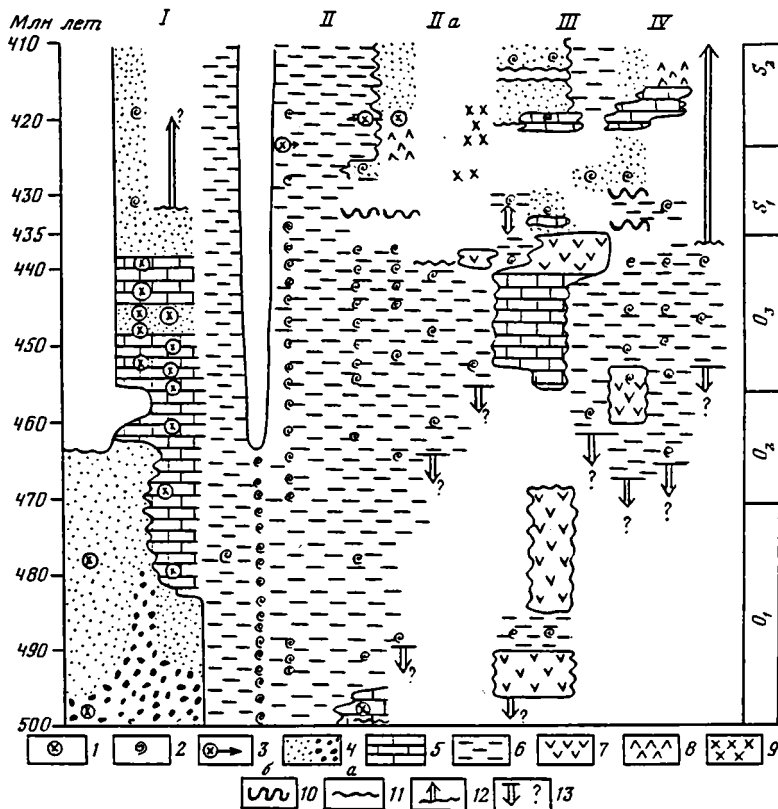


Рис. 8. Схема соотношения главных типов пород в Лакланском складчатом поясе [65]

Фоссилии: 1 — бентосные, 2 — пелагические, 3 — переотложенные бентосные; 4 — наземные (а) и литоральные (б) терригенные отложения; 5 — карбонатные породы; 6 — глубоководные осадки; вулканы: 7 — основные, 8 — кислые; 9 — гранитоиды; 10 — складчатость; 11 — несогласия и перерывы; 12 — поднятия; 13 — основание неизвестно; зоны: I — Западная литоральная, II — Центральная глубоководная (IIa — массив Уэга), III — Центрально-Восточная, IV — Восточная глубоководная

турную корреляцию. Пояс Нью-Ингленд образован отложениями S—T, но в статье рассматриваются только силурийские, девонские и отчасти карбоновые формации. В S₂ произошла терминальная орогения [46].

Излагаемый материал относится к южному фрагменту пояса, который разделен очень сложно дислоцированной сдвигово-надвиговой полосой (разломная система Пиил) на западную (пояс Тамуорс) и восточную (комплекс Тэйбллендс или зона Вуломин) части. Первая развивалась, по-видимому, на континентальной коре, вторая — на океанической. Пояс Тамуорс охватывает палеозойскую вулканическую дугу (на западе) и нестабильный шельф, относимый к фронтальной части дуги. Комплекс Тэйбллендс сопоставим со склоном и "энсиматической депрессией", или "океанической котловиной" [46]. С системой разломов Пиил связаны тектонический меланж и крупные тела серпентинитов (офиолиты). Меланж включает блоки и пластины разрушенных основных вулканитов и осадочных пород (от ордовикских до пермских). Среди последних различаются известняки, обычно соседствующие с серпентинитами, но особенно много граувакк (турбидиты *s. lato*), переслоенных темно-голубыми и серыми аргиллитами и кремнистыми туффитами. Местами много кремней, голубовато-серых, с редкими черными и красными "вариациями". Кремнистые породы в меланжевом

Т а б л и ц а 2

Формационный ряд через Лакланский складчатый пояс

Возраст	Формации				
S	Песчаная мелководная (1)	Флишоидная олигомиктовая (6)	Метаморфический пояс (7)	(8)	Контрастная осадочно-вулканическая (бимодальная) (9)
O	Терригенно-карбонатная; карбонатная мелководная	Флишоидная олигомиктовая (2)		Локально — известняки; осадочно-вулканическая (3)	Глинисто-песчаная полимиктовая (4) Кремнисто-глинисто-сланцевая; локально — базальты (5)

Примечание. 1 — приконтинентальный шельф; 2 — краевое море Уэзга; 3 — вулканическая зона (преобладают мафические породы); 4 — фронтально-склоновый переход; 5 — депрессия ("океан?"); 6 — Мельбурнский трог; 7 — Метаморфический пояс; 8 — перемещенные офиолиты; 9 — система горстов и грабенов (трогов).

разрезе тяготеют к вулканитам. Предполагается, что последние слагали основание "домеланжевого разреза" и выше их были развиты гемипелагические аргиллитово-кремнистые отложения. Граувакковые комплексы рассматривают как выполнение желоба [50].

В палеозойской истории пояса выделяются три этапа: силурийско-среднедевонский, позднедевонский — карбоновый и пермский.

Силурийско-среднедевонский разрез на западе пояса Тамуорс представлен известково-щелочными вулканитами — от базальтов до липаритов, с преобладанием андезитов. Кроме лав, большое значение имеют вулканокластиты. Среди вулканитов развиты средне- и тонкозернистые обломочные породы (тефроиды), кораллиновые известняки и небольшое количество радиоляритов и конгломератов. Вулканические постройки подводные и островные [46]. Восточнее такие отложения переходят в толщу вулканомиктовых граувакк с прослоями кремнистых (радиоляриевых) алевропелитов и редкими известняками; локально встречаются кератофиры и спилиты.

В восточной зоне (Тэйбленде) нижним членом разреза является ассоциация Вуломин, возраст которой точно не установлен. В пределах ее распространения встречаются известняки верхнего ордовика, силура и нижнего девона, но почти все они находятся в тектонических соотношениях с породами ассоциации. Последняя включает основные вулканиты, марганцовистые яшмы, аргиллиты и алевролиты с небольшим количеством граувакк, состоящих преимущественно из базальтовой и андезитовой кластики, сходной с той, что образует породы в зоне Тамуорс.

В конце среднего девона на большей части пояса Нью-Ингленд произошло складкообразование, сопровождаемое внедрением гранодиоритов; на многих участках морская седиментация уступила место наземной. На юге пояса, в зоне Тамуорс, складчатость не проявилась, но седиментация на этом рубеже изменилась. В интервале D_3-C_1 вулканическая дуга охватывала всю западную часть пояса Нью-Ингленд, причем это были наземные вулканы андийского типа. В северных районах преобладали андезиты с подчиненным количеством кислых пород (локально — с большим количеством базальтов), а в южных доминировали дациты и липариты (лавы, туфы). Толщи вмещают гранитные интрузии (C_3). Восточнее располагался "нестабильный шельф" и формировались граувакки. В раннем карбоне широкое развитие получили оолитовые известняковые осадки. Еще восточнее (зона Тэйбленде) рассматриваемый интервал (D_3-C_1) представлен мощными вулканическими флишоидными толщами с прослоями перетолженных оолитов. К востоку такие толщи постепенно сменяются более глубоководными алевропелитовыми отложениями с прослоями граувакк.

Таблица 3
Формационный ряд через складчатый пояс Нью-Ингленд

Возраст	Формации		Разломная система Пинл (серпентиниты, меланж)	
C ₃ -P ₁	Моласса			Моласса
				Микститы, конгломераты
D ₃ -C ₂	Туфово-эффузивная (андийский тип дуги)	Вулканомиктовая граувакковая		Флишоидная поли- миктовая
S-D ₂	Туфово-эффузивная (островодужная)	Тефроидная с извест- няками	Яшмово-спилитовая	

В среднем карбоне произошло складкообразование. Проявления вулканизма с этого времени прекратились, внедрились гранитные батолиты (C₃). Это совпало с общим подъемом и регрессией. Площадь развития морских осадков сократилась, и изменился состав обломочного материала. Кроме среднего и кислого вулканического детрита, появился гранитный. В восточной зоне до P₁ продолжалась "флишоидная седиментация", но в центральной части пояса возникли очень мощные микститы и конгломераты, ассоциирующие с песчаниками (турбидиты) и черными алевропелитами. Появление микститов связывают с поднятием в западной части зоны Тэйблендс, которая на протяжении почти всего палеозоя была относительно глубоководной; в позднем карбоне и перми такие условия сменились мелководно-морскими и наземными. Ко второй половине пермского периода относится главная складчатость и метаморфизм [46]. Приведенные данные позволяют "выстроить" следующий ряд формаций по поперечному профилю через геосинклиналь Нью-Ингленд (табл. 3).

В целом Тасманская геосинклинальная система имеет сложное строение и сложную историю развития. Она интересна в том отношении, что иллюстрирует "поясное" диахронное развитие системы. Пояса, приближенные к кратону, заканчивают эвгеосинклинальное развитие раньше, чем удаленные в сторону океана. Обращает на себя внимание отсутствие микритовых известняков и красных абиссальных глин среди пелагических фаций. Наиболее глубоководные отложения представлены здесь гемипелагическими осадками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассмотрены раннепалеозойские линейные складчатые пояса, отличающиеся структурной позицией и геодинамикой формирования. Приведенные примеры, хотя и не исчерпывают всего природного разнообразия, дают представление об основных тенденциях развития палеозойских геосинклиналей, выразившихся в появлении определенного набора формаций. Эти примеры показывают также, каким фактическим материалом обычно пользуется исследователь и каковы способы его интерпретации. Надо сказать, что часто они зависят от теоретических представлений того или иного автора.

В работе рассмотрены как коллизионные (Урал, каледониды Великобритании), так и аккреционные (Тасманский пояс) складчатые сооружения. В обоих указанных типах структур достаточно широко представлены офиолиты (обычно сильно тектонизированные), что предполагает наличие в их пределах реликтов океанической коры прошлого. Практически все авторы признают в том или

ином виде существование на месте указанных складчатых поясов обширных океанических (энсиматических) структур. Следует отметить, однако, что имеются большие расхождения в интерпретации внутренней структуры последних. Несмотря на разнообразие палеотектонических и палеогеографических схем, в принципе можно наметить две тенденции. Одни исследователи предполагают наличие единых, сравнительно просто построенных океанов, во многом сходных, если не аналогичных современным, другие — системы разобщенных, развивавшихся автономно бассейнов с корой океанического и субокеанического типа, а также микроконтинентов. Довольно четко проблема сформулирована М. Дж. Кеннеди [55], который на примере Аппалачско-Каледонского геосинклинального пояса (океан Япетус) показал постоянство строения краевых его зон (шельф, континентальный склон) на огромных пространствах, что подтверждает, по его мнению, существование в раннем палеозое единой палеоокеанической структуры. Вместе с тем этот же автор отмечает большое разнообразие в строении осевой эвгеосинклинальной зоны, отражающее очень сложную внутреннюю структуру океана Япетус.

Конечно, палеогеографические и палеотектонические реконструкции в пределах складчатых поясов затруднены из-за крайне запутанной их структуры, нарушившей первичные соотношения многих формационных комплексов. Кроме того, традиционно считается, что подавляющая часть коры палеоокеанов редуцирована в процессе поглощения ее в зонах субдукции. Реликтовые сuture часто не дают достаточного материала для однозначного решения вопроса. Как правило, лучше сохраняются периферические части палеоокеанов, также традиционно отождествляемые со структурами типа краевых морей, островных дуг, междуговых и фронтальных прогибов,

В очень обобщенном виде схема латерального ряда породных ассоциаций геосинклинальных бассейнов нами приводилась [36, 37]. Он определяется сменой фациально-палеогеографических обстановок в бассейне (континентальный шельф, склон и его подножие, котловина, островодужная система). Подобный, более или менее полный, ряд обычен для большинства складчатых сооружений палеозоя и характеризуется в общем-то стандартным набором формаций.

Шельф — место накопления мелководных терригенных (часто олигомиктовых), терригенно-карбонатных и карбонатных отложений. Начальная стадия становления геосинклинали, связанная со значительными опусканиями, сопровождается расколами и формированием поднятий и депрессий в пределах внешнего шельфа. В этом случае здесь формируется либо контрастная сланцево-известняковая формация, либо контрастная осадочно-вулканическая.

Для континентального склона и его подножия характерны турбидитные глинисто-песчаные формации; реже здесь возникают карбонатные флишоиды. В глубь бассейна с постепенным переходом турбидиты сменяются глинисто-сланцевой или глинисто-фтанитовой формацией (батиальные пелагические фации). Все три группы формаций связаны взаимными переходами и образуют простой генетически ясный ряд.

Для более удаленных от континента частей бассейна восстановить пространственные соотношения формаций труднее. Очевидно, что характерными здесь являются основные недифференцированные, слабо дифференцированные и бимодальные вулканические серии с яшмами (спилито-яшмовая формация); среди них развиты пачки либо глинистых сланцев, либо фтанитов. Это свидетельствует о том, что эрупции происходили в области развития пелагических фаций. Накопление лав создавало возвышенности, на которых местами возникали известняки (эффузивно-карбонатная формация).

В бассейне существовали и тектонические поднятия. Кроме реликтовых сиалических блоков (микроконтинентов), уже на довольно ранних стадиях развития появляются новообразованные структуры, связанные с процессом сжатия. Одни

из них сложены местными осадочными и вулканогенными породами, другие включают ультрабазиты и габбро. Их разрушение дает начало кремнеобломочным ассоциациям, граувакковому и офиолитовому флишу. С течением времени количество подобного рода отложений растет. При интенсивном сжатии в определенных зонах возникают внутрибассейновые метаморфические пояса (например, отмечающийся пояс Уэгга в Австралии), влияющие на состав отложений (появление местной метаморфической кластики).

Большое место в геосинклиальном выполнении занимают островодужные комплексы (эффузивно-туфовые, тефрогенные и вулкано-терригенные). В процессе развития структуры они могут появиться достаточно рано, сосуществуя в непосредственной близости с недифференцированными базальтами, с которыми связаны фациальными переходами. Чаще становление островодужных систем относится к более поздним интервалам геосинклиального развития.

В целом для геосинклиальных бассейнов палеозоя характерны вполне определенные осадочные образования. Это различные по составу кластики турбидитные отложения (в том числе и тефроидные), алевроглинистые (гемипелагические, включая дистальные турбидиты), углеродистые глинисто-сланцевые и глинисто-фтанитовые (пелагические). Их сравнительная (с отложениями современных океанов) характеристика дана в ряде работ [3, 21, 22, 24, 27, 35]. Несмотря на различные подходы к решению проблемы, все авторы приходят к выводу об отсутствии тождества в строении геосинклиальных палеобассейнов и современных океанов. Существенные различия намечаются при сравнении как типовых отложений, так и формаций и формационных рядов. Кратко такие различия могут быть сформулированы следующим образом. Для энсиматических геосинклиальных бассейнов палеозоя (палеоокеанов) характерны углеродистые осадки (черносланцевые серии, фтаниты) с относительно высокими темпами накопления, для современных океанов — окисленные (карбонатные, кремнистые, пелагические глины). Для палеобассейнов типичны вулканогенно-кремнистые (в первую очередь спилито-яшмовые) формации. В современных океанах место яшм занимают металлоносные осадки; кремни здесь парагенетически не связаны с базальтоидами, а их распространение подчинено широтной климатической зональности. Существуют различия и на формационном уровне. В палеоокеанах, например, далеко не всегда четко обособлен осадочный чехол (1-й слой океанов), место которого занимают вулканогенно-осадочные серии. Возможны разные толкования отмеченных различий. По нашему мнению, в первую очередь они связаны с меньшей глубиной палеобассейнов (абиссальные котловины здесь, по-видимому, вообще отсутствовали), с их более сложной внутренней структурой, которая определялась широким проявлением процессов рассеянного (диффузного) спрединга, с наличием системы микроконтинентов, более сложным соотношением островодужных и спрединговых структур.

Вместе с тем очевиден целый ряд общих черт. В первую очередь необходимо отметить тип коры и особенности вулканизма. Далее, если характер гидрогенной седиментации (карбонатные, кремнистые, пелагические глинистые осадки) существенно отличался, то терригенные и вулкано-терригенные серии в обоих рассматриваемых типах структур сходны. Это касается не только строения толщ и их состава, но и положения в латеральном формационном ряду области перехода континент—океан. Вообще следует сказать, что как латеральные, так и вертикальные формационные ряды краевых частей палео- и современных океанов имеют больше сходных черт, чем различий. Сложнее обстоит дело с пелагиалью палеоокеанов, так как имеющихся данных недостаточно для сравнения.

Как уже отмечалось, латеральные ряды формаций рассмотренных в статье регионов в общем сходны. Это же касается и вертикальных рядов, отражающих становление и постепенное перерождение геосинклиальных систем в склад-

чатые сооружения. Для Урала и Британских каледонид становление палеоокеанов происходило на рубеже $E-O$ в связи с раздроблением континентальных масс и формированием системы прогибов и поднятий. Грабенные (рифтогенные) формации, намечающие становление прогибов, выражены здесь достаточно четко. На Урале это кидрясовская, кугачская и варненская формации, на Британских островах — низы разреза группы Барр (Срединная Долина), а также кембрийские аркозы Уэльса.

Ранняя геосинклинальная стадия — период максимального раскрытия структур. Ей соответствует время накопления основной массы базальтоидов и ассоциирующих пелагических осадков. На Урале это ордовик—силур, на Британских островах — нижний—средний ордовик. По смыслу ее можно было бы отождествлять с океанической стадией схемы развития подвижных поясов, предложенной в Геологическом институте АН СССР [26]. Однако следует учитывать, что с офиолитами, по сути дела с момента их оформления, сосуществуют островодужные комплексы. На Южном Урале это губерлинская и косистекская формации (O_2-D), в Британии — борроудальская группа (O_{1-3}) Озерного района, а также, возможно, ордовикский комплекс Южный Майо (подзона Мурриск в Ирландии). По-видимому, оба рассматриваемых региона в это время характеризовались сложной геодинамической обстановкой, которая определялась наличием локальных зон растяжения и более или менее компенсирующих их зон сжатия. В этом плане, а также по своему формационному выполнению выделяемые здесь структуры скорее могут рассматриваться как переходные (сложная система островных дуг, микроконтинентов, краевых и междугубовых морей). Проблема выделения собственно океанов (Уральского и Япетус) остается открытой, так как в лучшем случае можно предположительно говорить лишь об их реликтах вдоль разломов-сутур. При этом обращает на себя внимание постоянное присутствие здесь среди метаморфических комплексов графитовых сланцев.

Поздняя геосинклинальная стадия — время преимущественного сжатия. Формационным ее выражением являются островодужные комплексы. Наиболее полно она выражена на Урале в S и D . В Британии типичные островодужные комплексы имеют меньшее значение, но широко распространены турбидитные.

В аккреционной системе Тасмании формационные ряды в принципе те же. Однако формирование структуры здесь происходило несколько иначе: путем последовательного обрастания континента все более молодыми островодужными комплексами. В этом плане развитие раннепалеозойских геосинклиналей палео-Пацифики аналогично таковому для палеозойско-мезозойских и кайнозойских переходных зон этого региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердюгин Ю.П. Троицкая экскурсия // Третье Урал. петрогр. совещ.: Путеводитель геол. экскурсий. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С.100—117.
2. Вознесенская Т.А. Субаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С.68—80.
3. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм: (Сравн. характеристика). М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
4. Григорьев В.Н. Палеогеографическая обстановка формирования палеозойских геосинклинальных бокситов Средней Азии и их формационное положение // Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. М.: Наука, 1965. С.107—139. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 141).
5. Дианова Т.В. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района // Материалы по петрографии и геологии главной (западной) вулканогенной зоны восточного склона Среднего Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1959. С.3—140.
6. Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали // Новая глобальная тектоника: (Тектоника плит). М.: Мир, 1974. С.180—190.
7. Еганов Э.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 228 с.
8. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казмин В.Г. и др. Строение и развитие Южного

- Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 6—56.
9. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала: (Новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 86 с. Препр.
 10. *Иванов К.С., Пуцаев А.Н., Пучков В.Н.* Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края Магнитогорской зоны Урала // Новые данные по палеонтологией и биостратиграфии палеозоя Урала: (Информационные материалы). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 51—64. Препр.
 11. *Каледа Г.А.* Шимовая и синхронная ей формации в восточной части Алайского хребта // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 402—421.
 12. *Каретин Ю.С.* Среднепалеозойский вулканизм Западного крыла Тагильского синклинория на севере Среднего и Северного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1973. 33 с.
 13. *Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Парначев В.П.* и др. Офиолиты Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с. Препр.
 14. *Мамаев Н.Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала: (Брединско-Челябинский нижнепалеозойский синклинорий). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1965. 170 с.
 15. *Мамаев Н.Ф., Черменинова И.В.* Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М.: Наука, 1973. 100 с.
 16. *Маслов В.А.* Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
 17. *Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. М.: МОИП, 1947. 207 с.
 18. *Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С.* и др. Формирование земной коры континентов // Геотектоника. 1985. N 3. С. 75—76.
 19. *Прокин В.А., Огарин И.С.* Палеотектонические условия формирования силуро-девонских вулканогенных формаций на Южном Урале // Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975. С. 7—16.
 20. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 21. *Пуцаровский Ю.М.* Формационные категории океанов и морей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 7. С. 3—8.
 22. *Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Геологические особенности современных и древних океанов // Докл. АН СССР, 1983. Т. 270, N 2. С. 404—406.
 23. *Рихтер Я.Л.* Латеральные ряды вулканогенных формаций в связи с тектоническим развитием Южного Урала // Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 23—32.
 24. *Руженцев С.В.* Океаны и палеоокеаны // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши: (По данным сейсмостроения). М.: Наука, 1984. С. 13—24.
 25. *Селиверстов Г.Ф.* Следы ископаемой зоны Заварицкого—Беньофа на Урале // Докл. АН СССР, 1984. Т. 278, N 3. С. 703—708.
 26. *Тектоника Северной Евразии* (Объясн. зап. к Тектон. карте Сев. Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 222 с.
 27. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В.* Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 5. С. 3—23.
 28. *Турбанов В.Ф., Панков Ю.Д., Парашина Т.Н.* Силуро-девонский вулканизм Сысертско-Ильменогорского мегаантиклинория и Арамилско-Сухтелинского мегасинклинория на Южном Урале // Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975. С. 92—95.
 29. *Уильямс Г., Стивенс Р.* Древняя континентальная окраина на востоке Северной Америки // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 129—147.
 30. *Формации Сакмарского аллохтона*: (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 233 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).
 31. *Формозова Л.Н.* Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. Т. 2. Полезные ископаемые. С. 7—153.
 32. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм: (На примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 265 с.
 33. *Хворова И.В.* Ордовикская вулканогенно-сланцевая формация Уэльса // Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. М.: Наука, 1965. С. 47—67. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 141).
 34. *Хворова И.В.* Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования // Литология и полез. ископаемые. 1974. N 2. С. 36—48.
 35. *Хворова И.В.* Эвгеосинклинальное кремнеземакопление и его отличия от океанического // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 92—95.
 36. *Хворова И.В., Руженцев С.В.* Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 1. Отложения краевых морей и смежных участков океана // Литология и полез. ископаемые. 1985. N 5. С. 3—15.
 37. *Хворова И.В., Руженцев С.В.* Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 2. Отложения палеозойских геосинклиналей // Литология и полез. ископаемые. 1986. N 2. С. 25—36.
 38. *Хераскова Т.Н.* Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Осадкообразование и вулканизм в геосинкли-

- нальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С.5—37. (Тр. ГИИ АН СССР; Вып. 337).
39. *Badham J.P.N.* Strike-slip orogens — an explanation for the Hercynides // *J. Geol. Soc.* 1982. Vol. 139, pt 4. P. 493—504.
 40. *Bluck B.J.* Pre-Carboniferous history of the Midland Valley of Scotland // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1984. Vol. 75, pt 2. P. 275—295.
 41. *Brück P.M., Colthrust J.R.J., Feely M.* South-East Ireland: Lower Paleozoic stratigraphy and depositional history // *The caledonides of the British Isles.* Edinburgh: Scot. Acad. press, 1979. P. 533—544.
 42. *Cas R.A.F., Powell C.Mc.A., Crook K.A.W.* Ordovician paleogeography of the Lachlan Fold Belt: A modern analogue and tectonic constraints // *J. Geol. Soc. Austral.* 1980. Vol.27, N 1. P. 19—31.
 43. *Colman-Sadd S.P.* Geology of South-Central Newfoundland and evolution of the eastern margin of Iapetus // *Amer. J. Sci.* 1980. Vol. 280, N 10. P. 991-1017.
 44. *Crook K.A.W.* Contrasts between Atlantic and Pacific geosynclines // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969. Vol. 5, N 7. P. 429-438.
 45. *Curry G.B., Bluck B.J., Burton C.J.* et al. Age, evolution and tectonic history of the Highland Border Complex, Scotland // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 1984. Vol. 75, pt 2. P. 113—133.
 46. *Day R.W., Murray C.G., Whitener W.G.* The eastern part of the Tasman orogenic zone // *Tectonophysics.* 1978. Vol. 48, N 3/4. P. 327-364.
 47. *Dunkley P.N.* Ordovician volcanicity of the SE Harlech dome // *The caledonides of the British Isles.* Edinburgh: Scot. Acad. Press, 1979. P. 597—602.
 48. *Дувик H.* Mineralogical and geochemical studies of Lower Palaeozoic rocks from the Trondheim and Oslo regions, Norway // *Norsk geol. tidsskr.* 1977. Bd. 57, N 3. S. 205-241.
 49. *Eder F.W., Engel W., Franke W., Sadler P.M.* Devonian and Carboniferous limestone-turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and their tectonic significance // *Intracontinental fold belts.* Heidelberg, 1983. P. 93—124.
 50. *Fergusson C.L.* Trench-floor sedimentary sequences in a Paleozoic subduction complex, Eastern Australia // *Sediment. Geol.* 1985. Vol. 42, N 3/4. P. 181—200.
 51. *Fitton J.G., Hughes D.J.* Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 8, N 3. P. 223—228.
 52. *Franke W., Walliser O.H.* "Pelagic" carbonates in the Variscian Belt— their sedimentary and tectonic environments // *Intracontinental fold belts.* Heidelberg, 1983. P. 77—92.
 53. *Henderson W.G., Robertson A.H.F.* The Highland Border rocks and their relation to marginal basin development in the Scottish Caledonides // *J. Geol. Soc.* 1982. Vol. 139, pt 4. P. 433—450.
 54. *Ince D.* Sedimentation and tectonism in the Middle Ordovician of the Girvan District, SW Scotland // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1984. Vol. 75, pt 2. P. 225—237.
 55. *Kennedy M.J.* The continuation of Canadian Appalachians into Caledonides of Britain and Ireland // *The caledonides of the British Isles.* Edinburgh: Scot. Acad. press, 1979. P. 39—66.
 56. *Kopstein F.P.H.W.* Graded bedding of the Harlech Dome. 1954. 97 p.
 57. *Leggeth J.K.* Eustacy and pelagic regimes in the Iapetus ocean during the Ordovician and Silurian // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41, N 2. P. 163—169.
 58. *Leggeth J.K.* British Lower Paleozoic black shales and their paleo-oceanographic significance // *J. Geol. Soc.* 1980. Vol. 137, pt 2. P. 139—156.
 59. *Leggeth J.K.* The sedimentological evolution of a Lower Paleozoic accretionary fore-arc in the Southern Uplands of Scotland // *Sedimentology.* 1980. Vol. 27, N 4. P. 401—417.
 60. *Meischner D.* Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the River Rhine // *Sedimentology of parts of Central Europe.* Frankfurt-am-Main, 1971. P. 9—43.
 61. *Miller R.G., O'Nions R.K.* The province and crustal residence ages of British sediments in relation to paleogeographic reconstructions // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 68, N 3. P. 459—470.
 62. *Mitchell A.H.G.* The British caledonides: interpretation from Cenozoic analogues // *Geol. Mag.* 1984. Vol. 121, N 1. P. 35—46.
 63. *Monger J.W.H.* Upper Paleozoic rocks in the Western Canadian Cordillera and their bearing on Cordilleran evolution // *Canad. J. Earth Sci.* 1977. Vol. 14, N 8. P. 1832—1859.
 64. *Neuman R.B.* Geology and paleobiology of islands in the Ordovician Iapetus Ocean: review and implications // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1984. Vol. 95, N 10. P. 1188—1201.
 65. *Poole W.H., McKerrow W.S., Kelling G., Schenk P.E.* A stratigraphic sketch of the Caledonide-Appalachian-Hercynian orogen // *Regional trends in the geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide orogen.* Heidelberg, 1983. P. 75—112.
 66. *Powell C.McA.* Tectonic relationship between the Late Ordovician and Late Silurian paleogeographies of Southeastern Australia // *J. Geol. Soc. Austral.* 1983. Vol. 30, N 3/4. P. 353—373.
 67. *Reading H.G.* Sedimentary basins and global tectonics // *Proc. Geol. Assoc.* 1984. Vol. 93, pt 4. P. 321—350.
 68. *Robertson A.H.F., Henderson W.G.* Geochemical evidence for the origin of igneous and sedimentary rocks of the Highland Border, Scotland // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1984. Vol. 75, pt 2. P. 135—150.
 69. *Solomon M., Griffiths J.R.* Tectonic evolution of the Tasman Orogenic Zone, Eastern Australia // *Nature. Phys. Sci.* 1972. Vol. 237, N 70. P. 3—6.
 70. *Stillman C.J., Francis E.H.* Caledonide volcanism in Britain and Ireland // *The caledonides of the British Isles.* Edinburgh: Scot. Acad. press, 1979. P. 557—578.
 71. *Tuke M.F.* Autochthonous and allochthonous rocks in the Pistole Bay area in Northernmost Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1968. Vol. 3, pt 1. P. 501—513.

72. *Wedepohl K.H., Meyer K., Muecke G.K.* Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian belt of Northwest Germany // *Intracontinental fold belts*. Heidelberg, 1981. P. 231—256.
73. *Williams E.* Tasman fold belt system in Tasmania // *Tectonophysics*. 1978. Vol. 48, N 3/4. P. 159—205.
74. *Wrucke Ch.T., Churkin M., Heropoulos Ch.* Deep-Sea origin of Ordovician pillow basalt and associated sedimentary rocks, Northern Nevada // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978. Vol. 89, N 8. P. 1272—1280.
75. *Yardley B.W.D., Vine F.J., Baldwin C.T.* The plate tectonic setting of NW Britain and Ireland in late Cambrian and early Ordovician times // *J. Geol. Soc.* 1982. Vol. 139, pt 4. P. 455—473.
76. *Ziegler A.M.* Geosynclinal development of the British Isles // *J. Geol.* 1970. Vol. 78, N 4. P. 445—479.

УДК 551.26(517)

Т.Н. ХЕРАСКОВА, М.Н. ИЛЬИНСКАЯ,
Б. ЛУВСАНДАНЗАН, З. ДАШДАВАА

ВЕНД-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЛЕДОНИД СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

В настоящее время большое внимание продолжает привлекать проблема особенностей сочленения областей с континентальным и океаническим типом строения коры в структурах геологического прошлого, а также вещественного состава слагающих эти зоны формационных комплексов. Эта проблема вытекает из признания фундаментального положения о том, что разрезы офиолитовой ассоциации складчатых областей являются остатками коры океанического типа [24]. В связи с появлением убедительных данных о большом разнообразии современных и древних структур с корой океанического типа (см. статью Ю.М. Пушаровского и Т.Н. Херасковой в настоящем сборнике) возникла необходимость их классификации, а в дальнейшем и создания теории их эволюции. В свете решения этих проблем представляют интерес каледониды Северной Монголии, являющиеся, по всей вероятности, составной частью активной континентальной окраины Казахстано-Монгольского (Казахстано-Сибирского) палеоокеана [9, 26].

В каледонидах Северной Монголии выделяются две главные структурно-формационные области — Тувино-Монгольский (Сангиленский) массив и Джидинская зона. Их строение изучалось многими исследователями Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции [3, 13—15, 17 и др.]. А.В. Ильин [17] впервые показал океаническую природу Джидинской зоны. Однако до сих пор остается слабоизученным внутреннее строение Тувино-Монгольского массива и Джидинской зоны, а также вещественный состав и условия накопления большинства формаций этих структур. Лучше других изучены фосфоритоносная кремнисто-карбонатная формация Тувино-Монгольского массива [15] и базальтоиды офиолитовой ассоциации Джидинской зоны [16, 19, 25]. Нами получены новые данные о покровном строении Джидинской зоны и области ее сочленения с Тувино-Монгольским массивом, а также о вещественном составе венд-нижнепалеозойских формаций этих структур. Впервые установлено широкое развитие олистостромовых комплексов, свидетельствующих о значительной роли горизонтальных движений при формировании современной покровно-складчатой структуры каледонид Северной Монголии. Анализ полученных данных позволил впервые описать весь комплекс отложений этой области и охарактеризовать условия его накопления.

Тувинно-Монгольский массив сложен рядом формаций, типичных для областей с континентальным типом строения коры (рис. 1, 2). Фундамент массива образован метаморфическими породами протерозоя, представленными частично гранитизированным карбонатно-терригенным комплексом (обломочные кварциты, амфиболиты, биотит-кварцевые сланцы, мраморы, гнейсы), а также метавулканитами преимущественно кислого состава (дархатская свита, R₃). Фундамент резко несогласно перекрывается формациями венда—кембрия, слагающими субплатформенный чехол массива. Для него характерна следующая их последовательность: терригенная кварцево-аркозвая—спарагмитовая—кремнисто-карбонатная фосфоритоносная—андезитовая—туффитовая флишеидная—конгломератовая молассовая.

В виде аллохтонных тектонических пластин (междуречье Шишхид-Гола и Хугийн-Гола, южнее крутой излучины р. Мурэн, в окрестностях перевала Хуху-Хутулин-даба) на различных комплексах Тувинно-Монгольского массива залегают дислоцированные и обычно метаморфизованные до стадии зеленых сланцев породы офиолитовой ассоциации (см. рис. 1), шарьированные из Джидинской зоны.

Джидинская зона с востока и юго-востока примыкает к Тувинно-Монгольскому массиву. Метаморфические комплексы этого массива, видимо, частично надвинуты на породы Джидинской зоны (метаморфиты Восточного Прихубсугуля, см. рис. 1). На юге Джидинская зона тектонически перекрывается формационными комплексами Дзабханского массива, сходного по строению с Тувинно-Монгольским, и срезается вулканогенными образованиями верхнего палеозоя—мезозоя. В результате сложных процессов раннепалеозойского скучивания и наложения дислокаций, а также вулканических процессов позднего палеозоя—мезозоя в современной тектонической структуре Джидинская зона имеет субширотную ориентировку и выклинивается западнее крутой излучины р. Мурэн. Однако, по всей вероятности, надо согласиться с аргументацией А.В. Ильина [17] в защиту того, что Джидинский палеобассейн ранее протягивался на запад и сообщался в районе хребта Хан-Хухэй [6] с палеоокеанической Озерной зоной Западной Монголии. Наряду с этим, по-видимому, палеоструктуры Джидинской зоны протягивались и на север, где соединялись с палеоокеаническими образованиями юго-восточной части Восточного Саяна [12]. В современном срезе зона сочленения частично тектонически перекрыта метаморфитами Восточного Прихубсугуля (см. рис. 1).

Джидинская зона состоит из ряда тектонических пластин, обычно разделенных гипербазитами, гипербазитовым меланжем или флишеидными формациями, включающими олистостромы (рис. 3—5).

Крупные тектонические пластины, находящиеся в аллохтонном залегании, различаются строением формационного ряда (см. рис. 2). Это свидетельствует о сложности палеотектонических и палеофациальных обстановок внутри палеоструктур (структурно-формационных подзон) Джидинской зоны.

Первый формационный ряд (алагцаригольский) сохранился в северной части Джидинской зоны — южнее оз. Хубсугул по долине р. Алагцари-Гол [19], в районе сомона Чандомань (устное сообщение Ю.С. Перфильева) и в тектоническом Шишхидгольском покрове (см. рис. 1). Этот ряд отличается простой строения: на гипербазитах залегает метаморфизованная до стадии зеленых сланцев карбонатно-спилитовая формация.

Второй формационный ряд (ургольский) развит в осевой части Джидинской зоны, в районе слияния рек Эгийн-Гол и Ур-Гол [16,17]. Здесь на серпентинитовом меланже залегают карбонатно-спилитовая и базальт-андезит-риолитовая формации. Они слагают тектонические пластины и олистоплаки

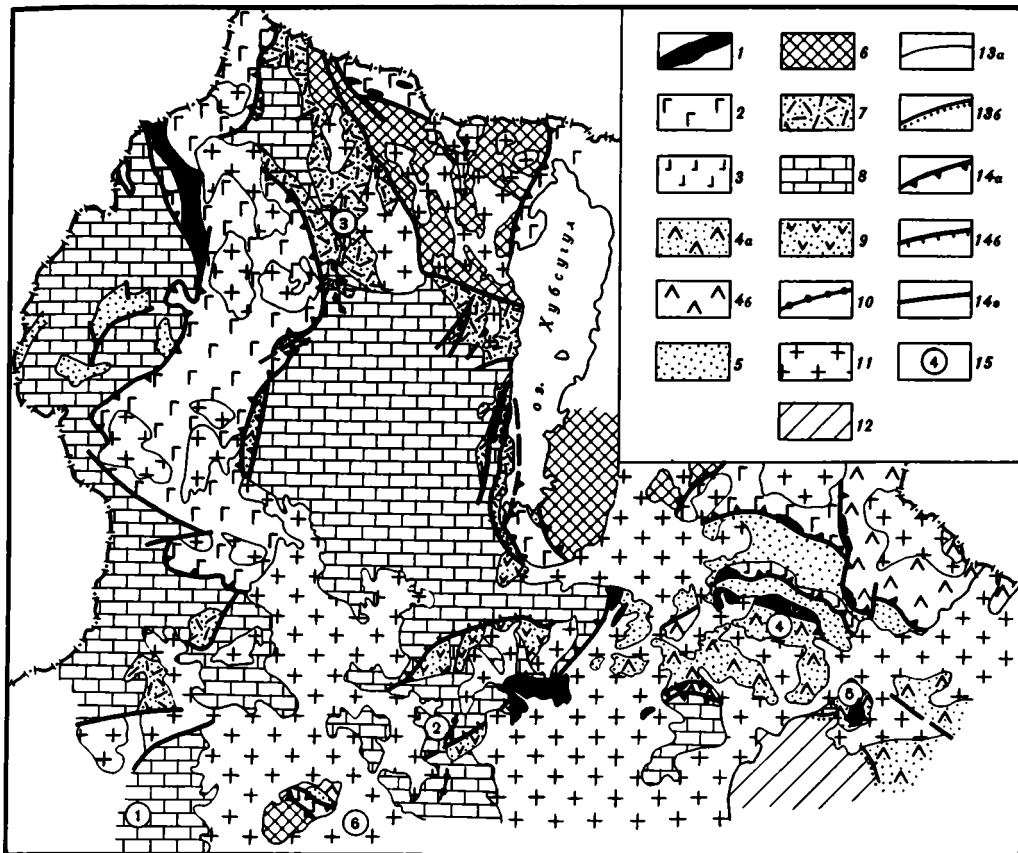


Рис. 1. Схема строения Тувино-Монгольского массива и Дзидинской зоны. Составлена с использованием материалов А.В. Ильина

1 — альпидные гипербазиты и серпентинитовый меланж; 2—4 — структурно-формационные подзоны Дзидинской зоны: 2 — Алагтаригольская, 3 — Ургольская, 4б — Бурятская; 5 — преимущественное развитие терригенных флишеидных и олистостромовых комплексов; 6 — метаморфические породы фундамента Тувино-Монгольского массива; 7—9 — формации Тувино-Монгольского массива: 7 — порфирировая (RF₁), 8 — терригенная кварцево-аркозовая и кремнисто-карбонатная фосфоритоносная (V—E₁), 9 — андезитовая и туффитовая флишеидная (E₁₋₂); 10 — фосфориты; 11 — гранитоиды; 12 — верхнепалеозойский вулканический пояс; 13 — геологические границы (а — согласные, б — несогласные); 14 — разломы (а — основания тектонических покровов, б — надвиги, в — взбросы и сбросы); 15 — номера разрезов (см. рис. 2)

внутри туффитовой флишеидной формации, включающей горизонты олистостром.

Третий формационный ряд (эгийгольский) характеризует аллохтонные тектонические пластины в южной части Дзидинской зоны, лежащие структурно выше олигомиктовой флишеидной формации. Здесь на серпентинитовых меланжах залегает базальт-андезит-риолитовая формация, сменяющаяся вверх по разрезу калькаренитовой флишеидной или туффитовой флишеидной формацией с олистостромами. Тектонические покровы резко несогласно перекрыты конгломератовой молассовой формацией.

Четвертый формационный ряд (бурятский) распространен на крайнем северо-востоке Дзидинской зоны. Его строение в работе не рассматривается. По данным И.В. Гордиенко (устное сообщение), здесь преобладают непрерывно дифференцированные вулканы островодужного типа.

Кроме того, необходимо подчеркнуть еще раз, что в пределах Дзидинской

Тувино-Монгольский массив

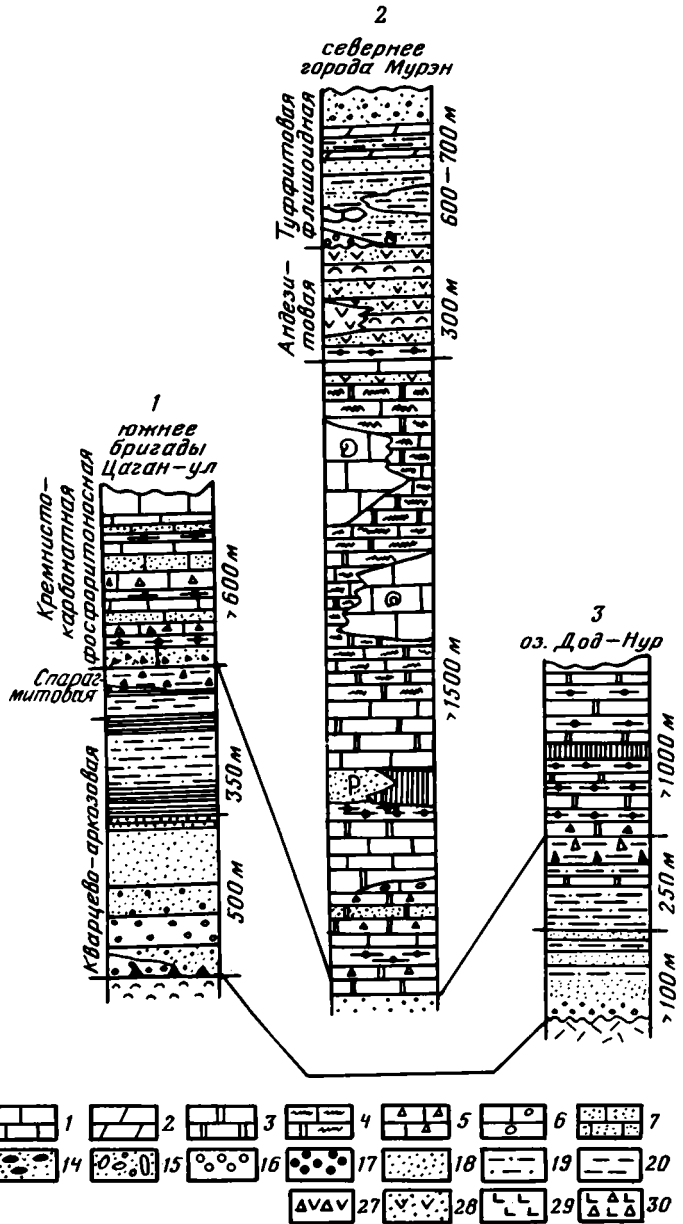
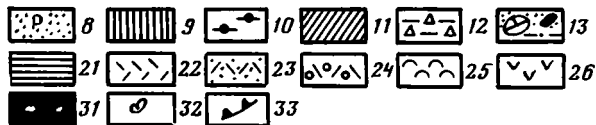
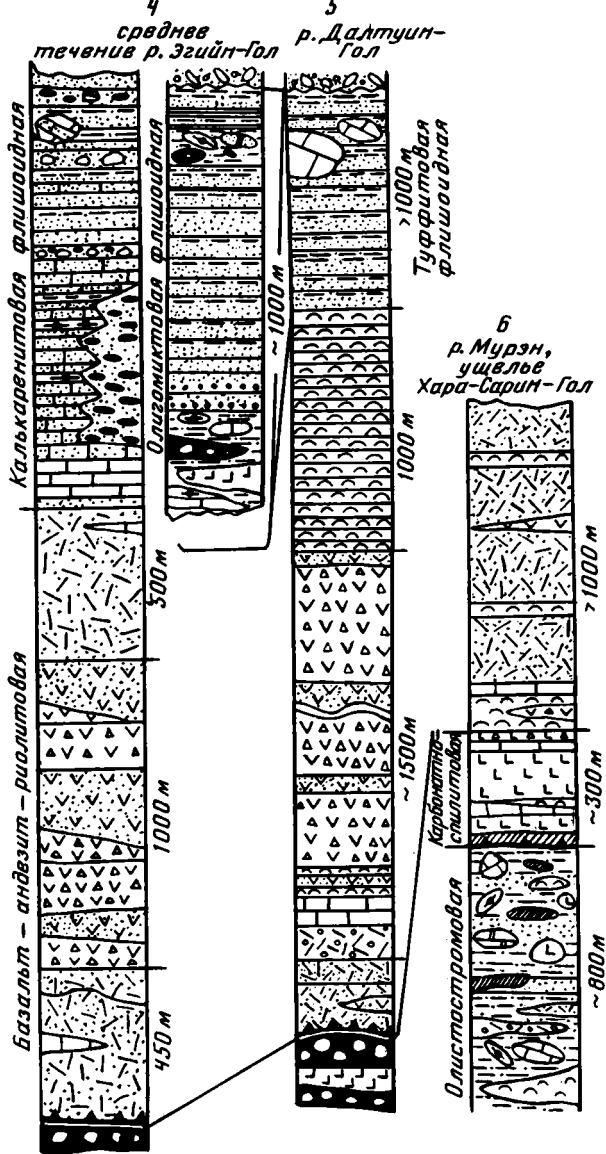


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов венд-нижнепалеозойских формаций Тувино-Монгольского массива и Джидинской зоны

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — карбонатные породы с биотурбациями; 5 — карбонатные брекчии; 6 — известняковые конгломераты; 7 — калькарениты и кварцево-карбонатные песчаники; 8 — песчанистые фосфориты; 9 — хемогенные и метасоматические фосфориты; 10 — фтаниты и фтанитонды; 11 — яшмы; 12 — тиллоиды; 13 — микститы подводно-оползневого происхождения; 14 — калькарениты и кварцево-карбонатные песчаники с включениями галек кварцитов; 15 — конгломераты конгломерато-молассовой

Джидинская зона



формации; 16 — конгломераты; 17 — гравелиты; 18 — песчаники; 19 — алевролиты; 20 — красноцветные алевролиты и глинистые сланцы; 21 — зеленоцветные глинистые сланцы; 22 — риолиты; 23 — кристаллокластические туфы кислого состава; 24 — литокластические туфы кислого состава; 25 — тефроиды, туфы и туфосиллициты; 26 — андезиты, андезито-базальты; 27 — туфовые и лавовые брекчии андезитового и андезито-базальтового состава; 28 — туфы среднего состава; 29 — спилиты; 30 — гналокластиты; 31 — серпентиниты и серпентинитовый меланж; 32 — места находок фауны; 33 — основание тектонических покровов

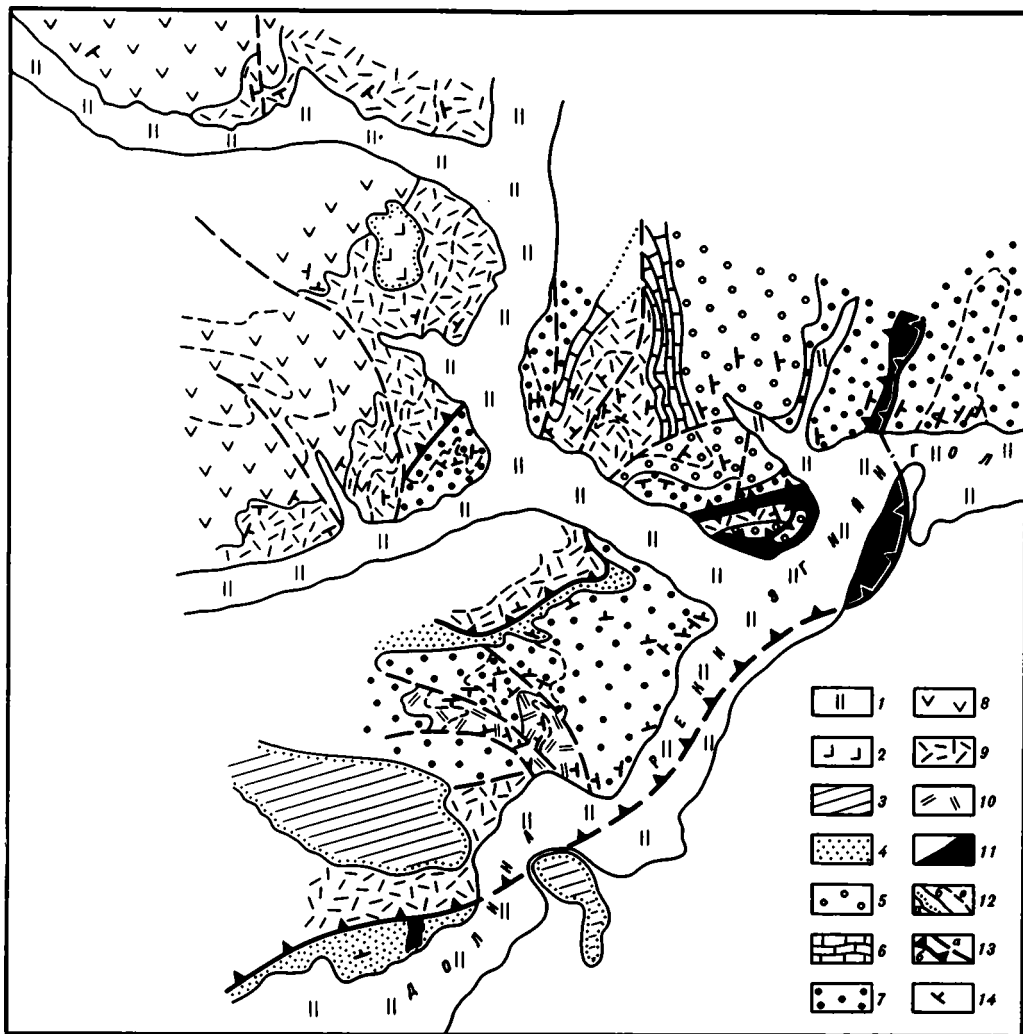


Рис. 3. Геологическая карта среднего течения р. Эгийн-Гол (составлена с использованием материалов Ю.С. Перфильева)

1, 2 — четвертичные отложения: 1 — аллювий, 2 — базальты; 3 — конгломератовая молассовая формация; 4 — олигомиктовая флишоидная формация; 5—7 — калькаренитовая флишоидная формация: 5 — редкогалечные конгломераты подводно-оползневого происхождения, 6 — известняки с прослоями калькаренитов и карбонатных брекчий, 7 — калькарениты и карбонатно-кварцевые песчаники; 8—10 — базальт-андезит-риолитовая формация: 8 — преимущественное развитие туфов андезитового и андезито-базальтового состава, 9 — туфы кислого состава, 10 — кварц-биотитовые сланцы и порфириды; 11 — серпентинитовый меланж; 12 — геологические границы (а — отдельные пласты, б — согласно залегания, в — несогласного залегания); 13 — разломы (а — сбросы, б — тектонические покровы); 14 — элементы залегания

зоны имеются останцы тектонических покровов, сложенные формационными комплексами Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов, шарьирование которых, видимо, происходило начиная со времени накопления туффитовой флишоидной формации, так как в ее составе присутствуют олистолиты этих образований.

Многие проблемы геологии Джидинской зоны обусловлены отсутствием надежных данных о возрасте отложений. Четкие датировки имеются лишь для Тувино-Монгольского массива. Кремнисто-карбонатная формация охарактеризо-

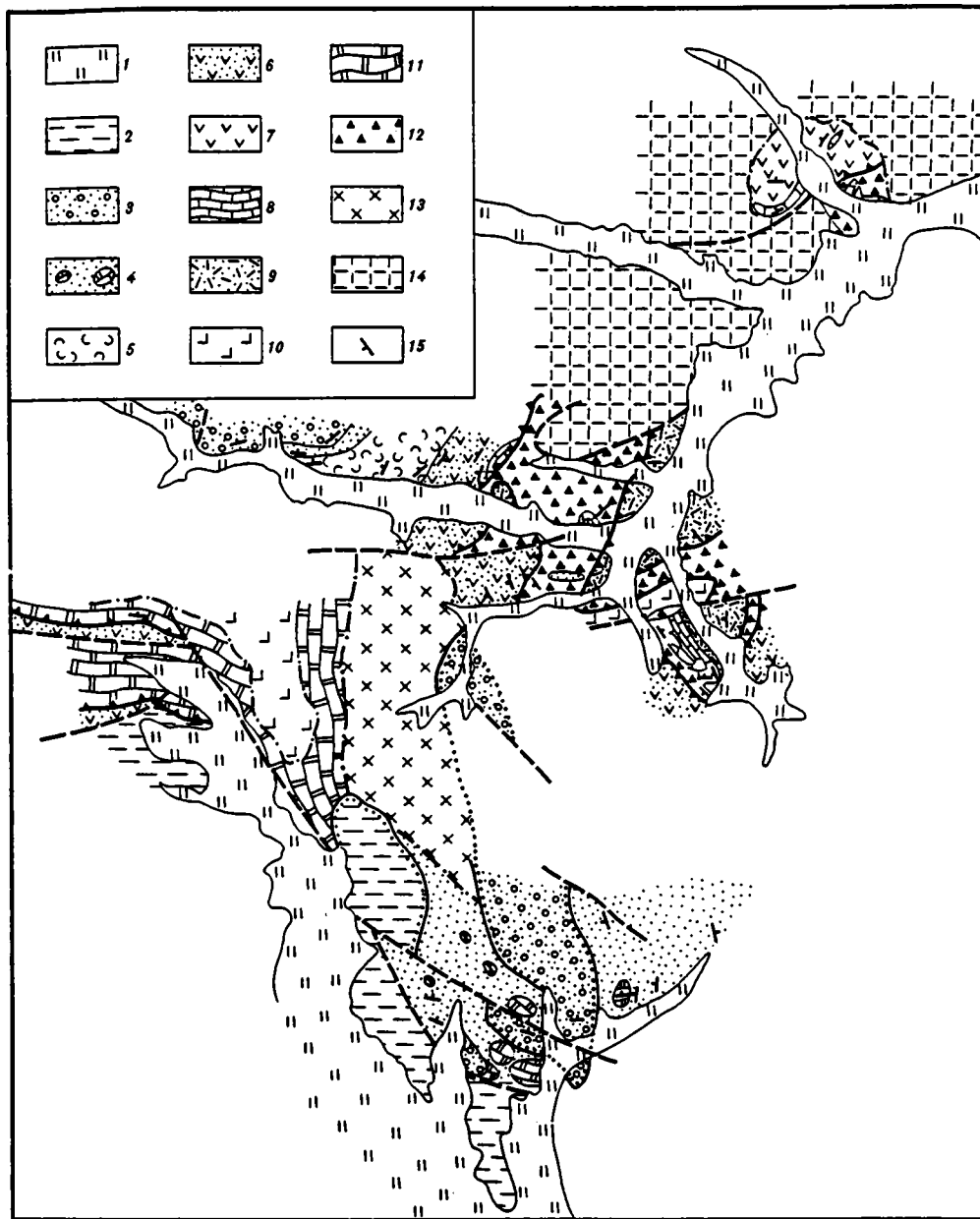


Рис. 4. Геологическая карта бассейна р. Далтуни-Гол

1 — четвертичные отложения; 2 — пермский вулканический комплекс; 3 — конгломератовая молассовая формация; 4 — туфитовая флишонидная формация с олистолитами кремнисто-карбонатной формации; 5—9 — базальт-андезит-липаритовая формация; 5 — тефронды, туфы и туфосиллицы кислого состава, 6 — туфы, туфовые брекчи андезитового и андезито-базальтового состава, 7 — амфиболовые роговики по вулканитам андезитового состава, 8 — известняки, 9 — туфы кислого состава; 10 — карбонатно-спилитовая формация; 11 — кремнисто-карбонатная фосфатноосная формация; 12 — серпентинитовый меланж; 13 — сиециты; 14 — диориты и гранодиориты; 15 — элементы залегания

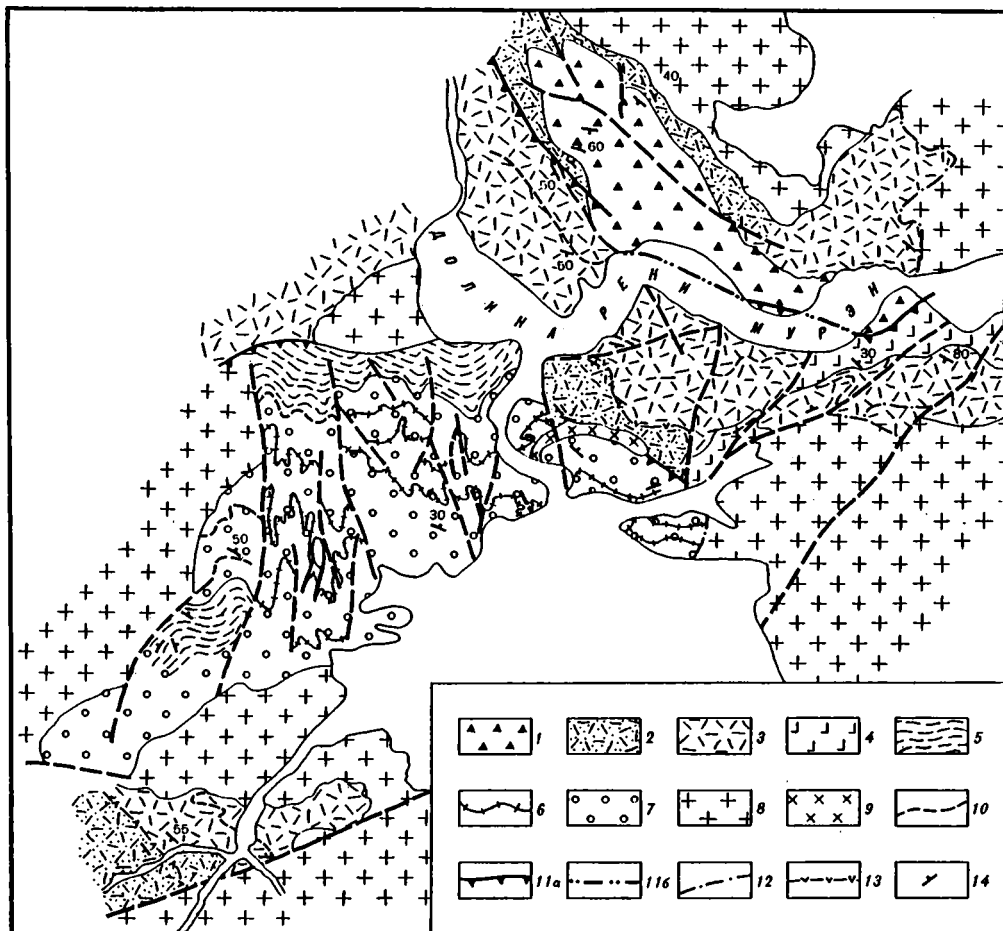


Рис. 5. Геологическая карта района крутой излучины р. Мурэн

1 — олистостромовый комплекс; 2, 3 — базальт-андезит-липаритовая формация; 2 — тефронды и туфосилициты кислого состава, 3 — туфы кислого состава; 4 — карбонатно-спилитовая формация; 5—7 — метаморфические породы протерозоя: 5 — гнейсы, 6 — мраморы, 7 — биотит-кварцевые и амфибол-биотит-кварцевые сланцы и blastsаммитовые кварциты; 8 — граниты; 9 — гранит-порфиры; 10 — отдельные пласты; 11 — тектонические покровы (а — выявленный контур, б — предполагаемый); 12 — интрузивные контакты; 13 — горизонт андезитов; 14 — элементы залегания

вана богатым комплексом органических остатков венда—раннего кембрия (и локально — среднего) [20, 21]. В основании туфитовой флишоидной формации нами обнаружены беззамковые брахиоподы *Lingulepis* sp., *Linnarssonina* sp., *Acrotretida* (*Linnarssonina*? sp.), свидетельствующие, по заключению Г.Т. Ушатинской, о ранне-среднекембрийском ее возрасте.

В Джидинской зоне органические остатки практически не обнаружены. Лишь в районе устья р. Эгийн-Гол [3] в олистолите известняков, залегающем среди образований туфитовой флишоидной формации, были найдены археоциаты раннего кембрия. На основании этого возраст всего комплекса формаций Джидинской зоны считается венд-раннекембрийским. Однако, судя по находкам фауны ордовика и силура на северном продолжении Джидинской зоны в Восточном Саяне [4], не исключается и более молодой возраст, по крайней мере флишоидных формаций.

Рассмотрим последовательно вулканогенные, карбонатные и обломочные формации венда—нижнего палеозоя каледонид Северной Монголии.

Карбонатно-спилитовая формация распространена во всех структурно-формационных подзонах Джидинской зоны, а также в останцах тектонических покровов в пределах Тувино-Монгольского массива (см. рис. 1, 2). Повсюду она тесно ассоциирует с гипербазитами и гипербазитовым меланжем. Большинство исследователей относят эти вулканы к верхам офиолитовой ассоциации [16, 19, 25]. В ее составе преобладают зеленокаменноизмененные афировые базальты, большей частью имеющие подушечное строение и содержащие отдельные прослои и пачки гналокластитов, а также горизонты и линзы карбонатных и кремнистых пород. Мощность формации достигает 1,5—2 км.

Наиболее широко формация распространена в Алагцаригольской подзоне, включая Шишихдгольский покров, где она является единственным членом формационного ряда. Здесь в ее составе преобладают зеленые сланцы массивной или сланцеватой плейчатой текстуры, имеющие кварц-альбит-лейкоксен-хлорит-эпидот-актинолитовый состав. В окрестностях р. Алагцари-Гол местами видны реликты подушечного строения базальтов. В массивных и подушечных разностях сохраняются реликты микролитовой структуры, характерной для спилитов и мелкокристаллических диабазов. В базальтах Шишихдгольского покрова отдельные лейсты нередко замещены микрогранобластовым агрегатом альбита. Интерстиции заполнены альбитом, эпидотом, актинолитом, лейкоксенизированным рудным минералом, развившимися, скорее всего, по вулканическому стеклу. Изредка встречаются реликты мелких миндалин, выполненных кварцем.

Зеленые сланцы сланцеватой текстуры обладают метаморфической полосчатостью, иногда реликтами слоистой текстуры. Состав их аналогичен составу зеленых сланцев, развивающихся по базальтам. Однако в них обычно улавливаются реликты оскольчатой структуры гналокластитов, замещенных землистыми скоплениями лейкоксен-эпидотового состава. Среди таких зеленых сланцев встречаются маломощные прослои (до 0,5 м) более лейкократовых разностей лейкоксен-хлорит-серицит-кварц-альбитового состава, сохраняющих реликты обломочной структуры алевритовой размерности. Обломки представлены альбитом. По всей вероятности, это метаморфизованные туфосилициты. Кроме того, в виде редких маломощных прослоев прослеживаются мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые сланцы, сформированные по кремнисто-глинистым и глинисто-кремнистым породам, а также мусковит-карбонатные сланцы, представляющие собой продукты метаморфизма глинисто-карбонатных отложений.

В Ургольской подзоне карбонатно-спилитовая формация залегает на серпентинитовом меланже, перекрывается базальт-андезит-риолитовой формацией, а также встречается в виде олистоплак среди туфитовой флишоидной формации. Лучше всего она обнажена в районе слияния рек Ур-Гол и Эгийн-Гол. Ее строение здесь изучалось ранее А.В. Ильиным [16, 17]. Формация состоит из спилитов с прослоями и пачками гналокластитов. Размеры шаровых обособлений варьируют от первых сантиметров до 0,5, редко до 0,7 м. Широко распространены миндалекаменные и пузыристые разности, свидетельствующие о богатстве расплава летучими компонентами и об относительно небольшой глубине излияния лавы, особенно по сравнению с базальтами Алагцаригольской подзоны. Миндалины и межшаровые пространства чаще всего выполнены карбонатом. Реже промежутки между шарами заполнены гналокластикой, а миндалины выполнены хлоритом и халцедоном. Внешняя часть подушечных обособлений базальтов обычно сложена вариолитом, участками с отчетливой структурой спинифекс, характерной для базальтовых коматитов. В них присутствуют мелкие вкрапленники пироксена диопсид-авгитового ряда, оливина и альбита. Порода поверхностной части шаров часто ожелезнена и омар-

ганцована, вплоть до появления в ней сидеронитовой структуры. Внутренние участки шаров раскристаллизованы лучше и нередко обладают полнокристаллической долеритовой структурой, однако наиболее характерной является апоинтерсертальная. Иногда присутствуют редкие мелкие вкрапленники темноцветного минерала, полностью замещенного хлорит-серпентиновым агрегатом. Основная масса состоит из лейст альбита или полностью сосюртитизированного плагиоклаза. Долериты содержат также пироксен (диопсид, авгит или титан-авгит). Интерстиции заполнены агрегатом хлорита, эпидота, лейкоксенизированного рудного минерала. В базальтах с содержанием $MgO > 9\%$ в интерстициях появляется еще и серпентин. Кроме того, промежутки между лейстами плагиоклаза нередко заполнены бурым авгитом, образующим плотные тонкие сростки, перпендикулярные альбитовым кристаллам (структура птичьего пера, или спинифекс).

Гиалокластиты слагают прослои и пачки среди базальтов мощностью от 1—2 до 50 м. Это темно-зеленые породы, состоящие из фрагментов измененного стекла остроугольной или раковисто-округлой формы размером от долей миллиметра до 1 см. В такой массе обособлены "капли" пузыристых базальтов размером 3—5 см, редко — шары размером до 50 см. Фрагменты измененного стекла состоят из агрегата хлорита с редко рассеянными микролитами плагиоклаза и зернышками рудного минерала. Цемент гиалокластитов карбонатный, с примесью магнезиального хлорита и лейкоксена.

Среди базальтов изредка встречаются неправильной формы тела, а также мелкие линзочки (5—10 см × 13 м) красных гематитистых яшм, которые, по-видимому, сформировались из гидротермальных растворов. Гораздо шире распространены мраморизованные известняки, слагающие короткие линзы и линзующиеся пласти мощностью от первых метров до 100—150 м. Судя по их массивной текстуре, они имеют рифогенное происхождение. На флангах этих тел иногда обнаруживаются обломочные и брекчневые разности, свидетельствующие о расчлененности рельефа. Карбонатные породы нередко частично или полностью окремнены и превращены в серые массивные кварциты. Окремнение сопровождалось доломитизацией известняков. Первичнокремнистые породы среди карбонатно-спилитовой формации в Ургольской подзоне почти не встречаются. Очень редко можно видеть маломощные линзы (до 0,5—1 м) черных фтанитоподобных микрокварцитов. Лишь в тектоническом покрове в окрестностях перевала Хуху-Хутулин-даба (см. рис. 2, разрез б) установлены два горизонта темно-вишневых, местами осветленных пеплистых сильно гематитистых яшм мощностью 5—10 м. Видимо, в Ургольской подзоне накопление карбонатно-спилитовой формации происходило в относительно мелководных условиях расчлененного поднятия. Об этом свидетельствует широкое распространение пузыристых базальтов, гиалокластитов, рифогенных известняков.

В Эгийнгольской подзоне базальты формации залегают в виде крупного тектонического блока (р. Далтуин-Гол, см. рис. 4) или отдельных небольших глыб среди серпентинитового меланжа. На р. Далтуин-Гол карбонатно-спилитовая формация видимой мощностью 600 м представлена спилитами подушечного строения или массивными мелкокристаллическими диабазами. Межшаровые пространства заполнены карбонатом и гиалокластикой. Спилиты в шаровых обособлениях плотные. Мелкие и редкие миндалины встречаются лишь в центре шаров. Они отличаются от спилитов Алагцаригольской и Ургольской подзон лейкократовостью. Среди вулканитов встречено несколько горизонтов (~0,5 м) зеленых тонкослоистых кремнистых пород и тонкослоистых серых известняков, частично превращенных в кварциты. Парагенез относительно мелкопористых базальтов с кремнистыми породами и тонкослоистыми известняками позволяет предположить, что накопление этой ассоциации происходило в несколько более глубоководных условиях, чем в Ургольской подзоне.

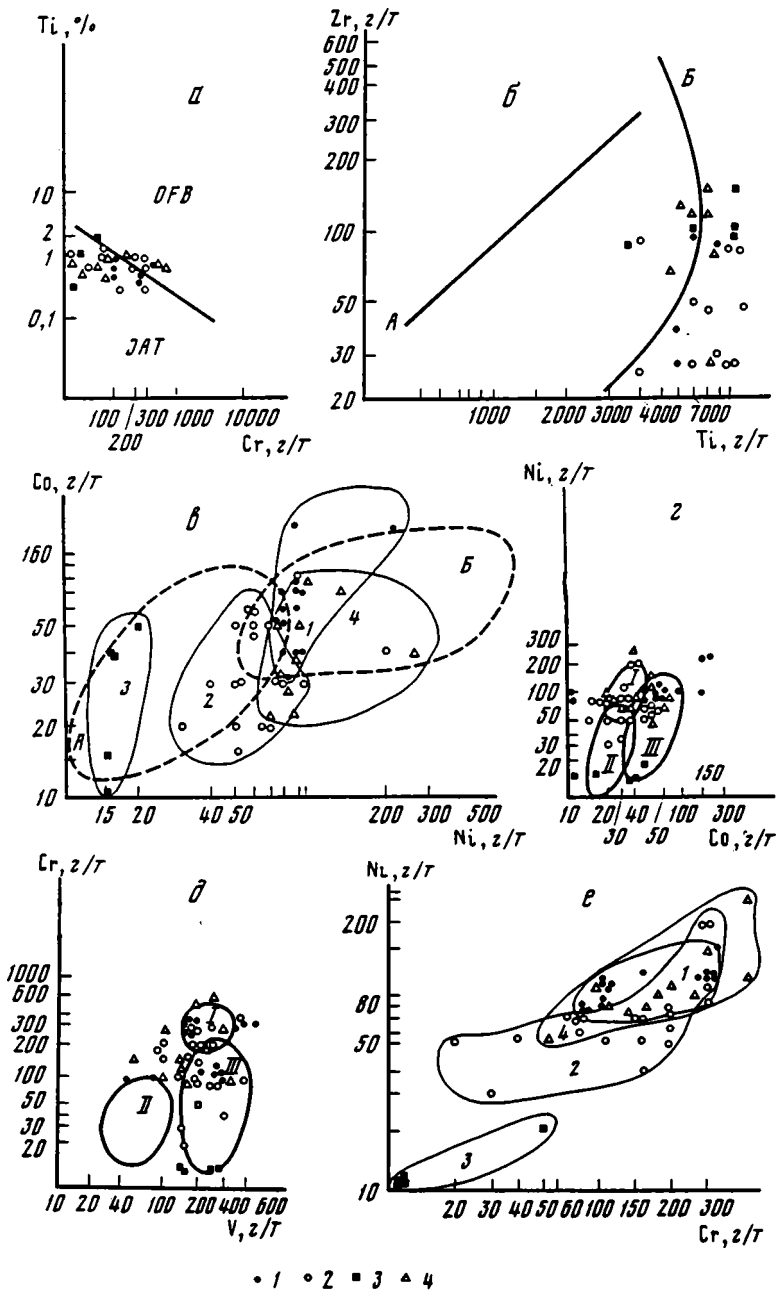


Рис. 6. Вариационные двухкомпонентные диаграммы

а — Ti/Cr : JAT — островодужные базальты, OFB — базальты срединно-океанических хребтов [32]; б — Zr/Ti : A — океанические базальты, Б — базальты островных дуг и активных континентальных окраин [2]; в — Co/Ni : A — базальты островных дуг, Б — базальты океанов [23]; г — Ni/Co : I — океанические и континентальные толиты, II — щелочные оливиновые базальты, III — калиевые базальты [11]; д — Cr/V : I, II, III — то же [11]; е — Ni/Cr : I—3 — базальты структурно-формационных подзон Джидинской зоны: 1 — Алагцаргольской, 2 — Ургольской, 3 — Эгийгольской; 4 — базальты Озерной зоны

Таблица 1
Содержания микроэлементов в базальтах Джидинской зоны, современных океанов
и активных континентальных окраин, г/т

N (см. примечание)	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr
1	70—150	10—150	3000—8000	50—600	80—300	1—3	30—200
	90	70	3900	300	170	1,8	90
2	30—200	15—60	1000—7000	100—400	20—300	1—5	20—200
	70	35	3500	200	150	1,7	53
3	15—20	10—50	3000—10000	150—300	10—50	1—5	80—150
	16	31	8000	220	10	1,5	102
4	123	44	Не опр.	286	291	Не опр.	105
5	58—140	26—38	"	170—440	160—460	"	44—160
	97	32	"	292	297	"	95
6	68	77	"	760	20	"	100
7	110	52	"	311	244	"	73
8	95	44	"	50	380	"	150

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее содержание; 1—3 — базальты структурно-формационных подзон Джидинской зоны; 1 — Алагцаригольской, 2 — Ургольской, 3 — Эгийнгольской; 4 — базальты срединно-океанических хребтов [31]; 5 — базальты Тихого и Атлантического океанов [22]; 6 — шаровые базальты Командорской и Алеутской островных дуг [29]; 7 — базальты Филиппинского моря [5]; 8 — Камчатский бассейн (скв. 191)

Все базальты карбонатно-спилитовой формации Джидинской зоны по соотношениям Ti/Cr , Zr/Ti (рис. 6,а,б; табл. 1) близки к базальтам современных активных окраин континентов. Лишь по соотношению Co и Ni (рис. 6,в,г) базальты Алагцаригольской и частично Ургольской подзон приближаются к океаническим типам. На всех петрохимических диаграммах (рис. 6) довольно четко обособлены комплексы, характеризующие каждый формационный ряд. Особенно наглядно различия видны на диаграмме, отражающей соотношение Ni/Cr (рис. 6,е). Здесь наблюдается постепенное увеличение уровня концентрации тугоплавких когерентных элементов от базальтов Эгийнгольской подзоны к базальтам Ургольской и затем Алагцаригольской подзоны. Это, безусловно, свидетельствует о различиях палеотектонических обстановок их формирования и, возможно, о большей близости базальтов Алагцаригольской подзоны к океаническим типам.

Судя по химическим анализам, приведенным в работах А.В. Ильина [16, 17] и К.Б. Кепежинскаса с соавторами [19], среди базальтов карбонатно-спилитовой формации Джидинской зоны преобладают породы щелочной оливин-базальтовой серии по Х. Куно. Частично повышенная щелочность связана со спилитизацией. Однако породы с содержанием $K_2O > 1\%$ и относительно повышенным количеством TiO_2 и P_2O_5 составляют не менее 40%. Такие породы преобладают в Ургольской и Эгийнгольской структурно-формационных подзонах. В Алагцаригольской подзоне, вероятно, несколько больше разностей первично-толеитового состава. На диаграммах Ni/Cr , Cr/V (см. рис. 6,г,д) также выявляется присутствие пород с повышенной щелочностью во всех подзонах. Так, на диаграмме Cr/V базальты Алагцаригольской формационной подзоны разделяются на две группы. Первая попадает в поле толеитов, вторая — в поле щелочных оливиновых базальтов. По уровню содержаний Ni и Co базальты Алагцаригольской подзоны почти целиком попадают в поле калиевых базальтов океанического типа (см. рис. 6,в).

В Ургольской подзоне лишь небольшое количество пород обнаруживает

Nb	Cu	Pb	Zn	Ga	Sc	Sr	Ba	Кол-во анализов
10	$\frac{30-300}{115}$	$\frac{1-6}{5}$	$\frac{70-150}{100}$	$\frac{10-30}{16}$	$\frac{3-60}{19}$	$\frac{20-30}{25}$	100	20
10	$\frac{15-200}{100}$	$\frac{3-30}{7}$	$\frac{100-300}{150}$	$\frac{15-30}{20}$	$\frac{3-7}{5}$	$\frac{30-150}{60}$	$\frac{300-400}{360}$	20
$\frac{10-40}{24}$	$\frac{3-40}{24}$	$\frac{5-7}{6}$	$\frac{100-200}{160}$	$\frac{15-30}{20}$	$\frac{3-7}{5}$	$\frac{30-300}{80}$	300	5
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	52	122	25	Нет св.
30	$\frac{64-87}{77}$	"	"	"	$\frac{30-56}{45}$	He опр.	He опр.	"
He опр.	He опр.	"	"	"	He опр.	80	150	"
"	"	"	"	"	42	102	28	"
"	"	"	"	"	40	174	9	"

сходство с толеитами. В основном по соотношению Sr и V они ближе к щелочным оливиновым базальтам со смещением в сторону калиевых типов, а по соотношению Ni и Co они обнаруживают значительные вариации составов, характерные как для толеитовых, так и для калиевых и щелочных оливиновых базальтов.

Базальты, встреченные в серпентинитовом меланже в районе р. Далтуин-Гол в Эгийнгольской подзоне, по всем параметрам близки к щелочным оливиновым и калиевым разностям.

Характерной особенностью базальтов Ургольской подзоны является присутствие вулканитов со структурой спинифекс и высоким содержанием MgO (до 16%) и щелочей. Такие породы были впервые обнаружены А.В. Ильиным [16] и отнесены им к базальтовым коматитам. Однако вслед за К.Б. Кележинским с соавторами [19] мы полагаем, что они более близки к бонинитам [12]. Появление этих пород, возможно, связано с развитием Ургольской подзоны на внутриокеаническом поднятии.

Таким образом, среди базальтов карбонатно-спилитовой формации Джидинской зоны по особенностям химизма, текстуры, парагенеза с осадочными породами выделены три группы, характеризующие соответствующие структурно-формационные подзоны. Наблюдается последовательное увеличение щелочности вулканитов, уменьшение содержания тугоплавких когерентных элементов, увеличение количества некогерентных щелочноземельных элементов (см. табл. 1) вкост простираания Джидинской зоны в направлении от Алагцаригольской к Ургольской и Эгийнгольской подзонам. Вероятно, эти изменения составов базальтов отражают первичную палеотектоническую зональность. Можно предположить, что базальты Эгийнгольской подзоны формировались в области, наиболее приближенной к континенту, а Алагцаригольской — в наиболее удаленной и, возможно, более молодой. Об этом также свидетельствует довольно большое сходство базальтов Алагцаригольской подзоны и Озерной зоны Западной Монголии, хорошо видное на приведенных диаграммах (см. рис. 6). Базальты

Таблица 2
Содержание микроэлементов в кремнисто-железистых породах
базальт-андезит-риолитовой формации, г/т

№ пробы	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr
1	80000	2000	300	80	2000	100	100	7	150
2	70000	10000	70	20	1000	80	100	2	100
3	50000	2000	20	10	2000	50	40	1	60
Кларк*	33300	670	95	20	4500	130	100	2	200

*Кларк элемента в осадочных породах по А.П. Виноградову.

Озерной зоны по ряду геологических, тектонических и петрохимических признаков мы относим к офиолитам центральной части Казахстано-Монгольской палеоокеана [10, 26]. Их отличия от современных океанических типов, видимо, связаны с эволюцией палеоокеанических структур [18].

Базальт-андезит-риолитовая формация распространена в пределах Ургольской и Эгийгольской структурно-формационных подзон. Чаще всего она находится в аллохтонном залегании: в одних случаях слагает останцы тектонических покровов (см. рис. 3, 4), в других образует тектонические пластины и олистоплаки внутри отложений туффитовой флишоидной формации. И лишь на двух участках Ургольской подзоны — в устье р. Ур-Гол и южнее крутой излучины р. Мурэн (см. рис. 5) — установлено ее стратиграфическое налегание на карбонатно-спилитовую формацию. Вверх по разрезу базальт-андезит-риолитовая формация сменяется калькаренитовой или туффитовой флишоидной.

Формация состоит из чрезвычайно разнообразного и изменчивого по латерали и вертикали комплекса вулканогенных образований с резко подчиненным количеством известняков и кремнистых пород. Обычно преобладают пирокластические разности. Рассмотрим последовательно ее строение в Ургольской и Эгийгольской подзонах.

В Ургольской подзоне в видимой нижней части формации преобладают агломератовые туфы и лавы андезитового, андезито-базальтового и базальтового состава. В туфах обломки угловато-округлой формы размером 10—15 см плотно прилегают друг к другу. Видимая мощность этих пород достигает 150 м. Породы зеленокаменно изменены: альбитизированы, хлоритизированы и лейкоксенизированы. Лишь в некоторых разностях сохранились реликты вкрапленников пироксена (диопсид), оливина, плагиоклаза. Структура основной массы апопилотакситовая, апоинтерсертальная, микролитовая, иногда долеритовая. Выше залегает линзующийся пласт серых известняков мощностью до 10—15 м. Верхняя, более мощная часть разреза образована зелеными, светло-зелеными агломератовыми туфами дацитового, андезито-дацитового состава. Бомбы и лапилли, присутствующие в туфе, имеют размер от 2 до 10 см. А.В. Ильиным описаны также игнимбриты, вишнево-красные риолиты, чередующиеся с зеленокаменноизмененными андезитами.

Как видно из приведенного описания, в Ургольской подзоне в составе формации преобладают образования, накопившиеся вблизи центров извержения. Судя по обилию вулканических брекчий, извержения обладали высоким коэффициентом эксплозивности и принадлежали к центральному типу. Преимущественно зеленокаменный характер изменений, наличие линз известняков позволяют предполагать в основном подводный характер извержений, хотя несомненно, что некоторые вулканические постройки возвышались над поверхностью моря. Свидетельством тому являются краснокаменные риолиты и игнимбриты.

Cu	Pb	Zn	Ga	Be	Y	Yb	P	Li	Sr	Ba
500	50	300	30	8	15	1,5	2000	30	30	100
100	30	30	6	2	20	1,5	5000	30	30	100
60	10	80	10	1	10	1	8100	30	30	100
57	20	80	30	3	30	3	770	60	450	800

В Эгийнгольской структурно-формационной подзоне строение базальт-андезит-риолитовой формации изучено нами по р. Эгийн-Гол и севернее сомона Тарелан, в бассейне р. Далтуин-Гол. В среднем течении р. Эгийн-Гол (см. рис. 2, разрез 4; рис. 3) в базальт-андезит-риолитовой формации увеличивается роль кристаллокластических туфов и тефроидов кислого состава, а также количества карбонатных пород; появляется невыдержанный горизонт железистых сланцев. Здесь формация обладает трехчленным строением. В нижней и верхней частях преобладают светло-зеленые, иногда розоватые кристаллокластические туфы кислого состава, содержащие прослои литокластических разностей. Кристаллокласты кварца и альбита округло-оплавленной и угловатой формы имеют размер 0,5—5 мм. Иногда в туфах есть признаки градационной сортировки материала, следы размыва в основании пластов, свидетельствующие о перемещении пирокластического материала по склонам вулканических построек, скорее всего, автокинетическими потоками. Однако среди туфов иногда встречаются небольшие субвулканические тела дацитов и риолитов, а также горизонты бомбовых туфов, говорящие о том, что и здесь имелись вулканические центры. Среди туфов, особенно в верхней части разреза, прослеживаются горизонты известняков, которые по латерали переходят в оползневые брекчии и калькарениты. Это позволяет предполагать расчлененность палеорельефа. Особенно большое количество таких пород имеется в верхах разреза, в области перехода к вышележащей калькаренитовой флишоидной формации. В верхней части разреза среди туфов встречен горизонт железисто-кремнистых сланцев. Содержание в нем Fe, по данным полуколичественного спектрального анализа, 50000—80000 г/т. Повышено также содержание Ni, Co, Mo, Cu, Zn, P (табл. 2). По всей вероятности, это эскаляционно-осадочные образования.

Средняя часть формации в этом регионе состоит из вулканитов андезитового и андезито-базальтового состава. Преобладают зеленокаменноизмененные туфовые брекчии, литокластические и кристаллокластические туфы, среди которых спорадически встречаются потоки (10—20 м) темно-зеленых, реже лиловатых андезитов, андезито-базальтов и базальтов с крупными вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и плагиоклаза или только пироксена. В пачках туфов различаются слои мощностью 5—10 м, обусловленные изменением размеров пирокластических фрагментов. В наиболее грубых разностях туфовых брекчий обломки достигают 0,5 м. Состав обломков в туфах и брекчиях довольно разнообразен по текстурным особенностям лав, характеру вторичных зеленокаменных или, реже, краснокаменных изменений. Встречены плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые андезиты, пористое шлакоподобное хлоритизированное вулканическое стекло, иногда вулканиты кислого состава. Накопление этой пачки происходило, как и в Ургольской подзоне, вблизи центров извержения, видимо, в период максимальной вулканической активности.

В районе р. Далтуин-Гол (см. рис. 2 и 4) формация вновь претерпевает

фациальные изменения. Здесь полностью отсутствуют лавы. А среди туфов в значительном количестве появляются прослой тефроидов и почти полностью исчезают известняки, особенно обломочные их разновидности. Однако формация сохраняет свое трехчленное строение. В нижней части выделяется пачка туфов и тефроидов кислого состава, залегающая структурно выше серпентинитового меланжа. Чередуются разновидности от грубо- до тонкозернистых с довольно четкой горизонтальной слоистостью. Мощность прослоев 30—50 см. В пределах каждого слоя крупнозернистые разновидности вблизи кровли быстро сменяются тонко- и мелкозернистыми с нечеткой горизонтальной слоистостью. Видимо, имело место не только осаждение пирокластиков через толщу воды, но и некоторое перемещение ее автокинетическими потоками. Однако отсутствие прослоев пелагических осадков и четких следов размыва в основании градирированных серий не позволяет их считать типичными тефротурбидитами. Вероятно, это отложения подводных склонов островных вулканов. Среди тефроидов имеются пачки (до 0,5 м) тонкозернистых туффитов, отличающихся горизонтальной микрослоистостью. На поверхностях напластования в них иногда видна мелкая рябь течения. Эти отложения возникли в периоды покоя при перемыке туфов вдольбереговыми течениями. Завершается эта часть разреза формации горизонтом известняков, содержащим прослой кремней и тонкозернистых туфов кислого состава. Видимо, их отложение связано с временным затуханием вулканической деятельности. Средняя часть разреза, как и на предыдущем участке, отвечает максимальной вулканической активности. Это также несортированные литокристаллокластические туфы и туфовые брекчи андезитового и андезито-базальтового состава. Среди них лишь изредка встречаются слои (0,1—1,5 м) тонкослоистых туффитов. Верхняя часть разреза формации в бассейне р. Далтуин-Гол образована пачкой слоистых тефроидов кислого и смешанного состава, а также кремнистыми туффитами. Имеются разновидности как с градиционно-слоистым материалом, так и лишенные ее. Количество градиционно-слоистых разновидностей увеличивается вверх по разрезу. Градирированные серии здесь разделены слоями (1—2 см) тонкозернистых туффитов, обладающих микрослоистостью потокового типа (контуриты), или слоями (0,5—1 см) черных известняков. Видимо, накопление верхней части формации происходило на фоне затухания вулканической деятельности и постепенного погружения вулканического поднятия.

Как видно из изложенного материала, вулканы базальт-андезит-риолитовой формации отличаются несравнимо большей дифференцированностью по сравнению с вулканитами карбонатно-спилитовой формации. Соотношения дифференциатов разного состава изменяются по площади. В Ургольской подзоне преобладают вулканы андезито-базальтового состава, в то время как в Эгийнгольской более существенное значение имеют туфы кислого состава. Часть пирокластического материала имела кислый состав и сносилась с островного поднятия Ургольской подзоны на его южный склон и подножие. Однако, несомненно, имелись центры кислого вулканизма и в самой Эгийнгольской подзоне.

Химизм вулканогенных пород базальт-андезит-риолитовой формации изучался А.В. Ильиным [17], показавшим их принадлежность к вулканическому комплексу островных дуг. Проведенное нами геохимическое изучение вулкаников подтверждает эту точку зрения (рис. 7; табл. 3). По соотношениям Ti/Cr и Ti/Zr все они обнаруживают близость к островодужным комплексам. По соотношению V/Cr (рис. 7,а) они относятся к комплексу, промежуточному для толеитовых и известково-щелочных серий. Интересно отметить довольно высокие содержания в породах V и Cr , близкие к таковым в океанических базальтах. Видимо, это отражает в целом энсиматический характер островной дуги и ее незрелость. Однако появление в низах разреза, особенно в Эгийнгольской подзоне, вулкаников кислого состава позволяет предполагать возможность

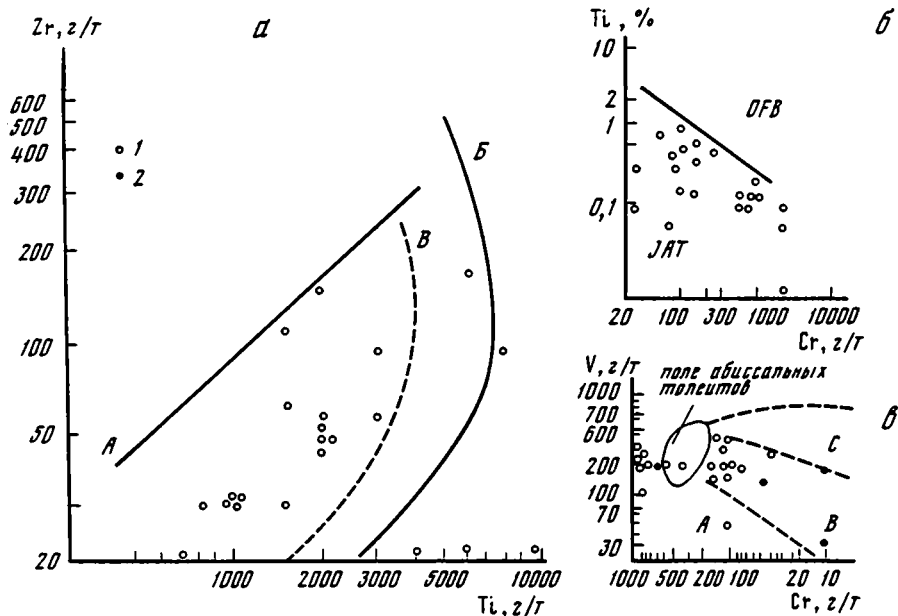


Рис. 7. Вариационные двухкомпонентные диаграммы

a — Zr/Ti: А — океанические базальты, Б — базальты островных дуг и активных континентальных окраин [22], В — базальты и андезиты базальт-андезит-риолитовой формации Джидинской зоны; *б* — Ti/Cr: JAT — островодужные базальты, OFB — базальты срединно-океанических хребтов [32]; *в* — V/Cr: вулканические серни: А — известково-щелочные, В — известково-щелочные и толентовые, С — толентовые [1]

1 — базальты и андезиты; 2 — дациты и липариты

участия сиалических блоков в фундаменте островодужной системы и ее тыловой Эгийногольской области. Видимо, это связано с тем, что процессы деструкции захватили край Тувино-Монгольского массива, особенно в зоне приращения энзиматической дуги к палеоконтиненту. Вероятно, влиянием этих процессов объясняются локальные проявления андезитового вулканизма в юго-восточной части Тувино-Монгольского массива (андезиты и связанные с ними тефроиды ухатологйской свиты).

Особенностью состава формации является ее контрастность — преобладание, с одной стороны, кремнекислых вулканитов, с другой — базальтов и андезитобазальтов. В этом она сходна со спилит-кератофировой формацией Даггандельской зоны Западной Монголии, сформированной на сочленении Дзабханского континента и палеоокеанической Озерной зоны [6].

Кремнисто-карбонатная фосфатонсная формация распространена в пределах Тувино-Монгольского массива выше терригенной кварцево-аркозовой или спарагмитовой формации (см. рис. 2, разрезы 1—3), а также слагает останцы тектонических покровов в краевой части Джидинской зоны (см. рис. 1). Строение формации детально изучалось А.В. Ильиным [15—17], обнаружившим в ней месторождения фосфоритов. Мы приведем здесь лишь краткое описание этого комплекса, обратив внимание на некоторые новые факты.

Формация представлена сложной фациально изменчивой ассоциацией карбонатных пород. В нижней части присутствуют также темно-серые кремни и фтаниты, фосфориты и связанные с ними секущие тела кремнисто-фосфатных брекчий. Среди карбонатных пород имеются кристаллические известняки и доломиты, преобладающие обычно в большинстве разрезов формации. Кроме того встречены

Таблица 3
Средние содержания микроэлементов
в породах базальт-андезит-риолитовой формации, г/т

Породы	n	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo
Базальты и андезиты	20	30—400	3—200	1000—100000	50—400	50—1500	1—3
		200	35	2200	200	740	1,5
Дациты и риолиты	5	7—100	2—40	1000—6000	30—300	10—500	1
		49	23	2440	170	130	

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее содержание; n — число анализов.

онколитовые известняки, калькарениты¹ (рис. 8,а) и карбонатные брекчии. Слоистые толщи нередко включают массивные разности рифогенных известняков. Мощность отложений достигает 3000 м. Наблюдается закономерная смена фаций с запада на восток.

В западной части Тувино-Монгольского массива (см. рис. 2) весь комплекс представлен мощной однообразной янослойной толщей темно-серых известняков с отдельными прослоями доломитов. Широко развиты онколитовые и обломочные калькаренитовые разности. В нижней части присутствуют горизонты фтанитов. Фосфориты практически отсутствуют. В этом районе пока также не обнаружены остатки скелетной фауны, вероятно, из-за развития онколитовых и обломочных фаций.

Преобладание в этом регионе обломочных разностей карбонатных пород, спорадическое появление онколитовых известняков, четкие горизонтально-слоистые текстуры осадков, отсутствие градиционной сортировки материала, следы взмучивания и взламывания осадка, однообразие фациального облика отложений заставляют предполагать их накопление в условиях открытого мелководного морского бассейна.

При движении на восток, к краю Тувино-Монгольского массива, фациальный облик отложений становится более пестрым и изменчивым, в больших количествах появляются доломиты. Это свидетельствует о значительной расчлененности дна более восточной части бассейна, примыкающей к Джидинской зоне. Здесь появляются биогермы и археоциатовые рифовые массивы, разделенные относительно углубленными участками дна с кремнисто-карбонатной и терригенной седиментацией. На этих участках встречается также бентосная фауна трилобитов, хиолитов; кроме того, в известняках широко проявлены процессы биотурбаций (узорчатые известняки); встречаются и очень мелководные фации со следами взмучивания, взламывания полуконсолидированного осадка (рис. 8,б,в) и с появлением известняковых конгломератов. Наиболее глубоководные фации представлены обломочными известняками, отличающимися градиционной сортировкой материала, наличием следов размыва в основании градированных серий, мощностью 5—7 см. Вероятно, они являются осадками непротяженных турбидных потоков, формирующихся на склонах местных поднятий. Они периодически прерываются горизонтами послонных оползаний неконсолидированного осадка.

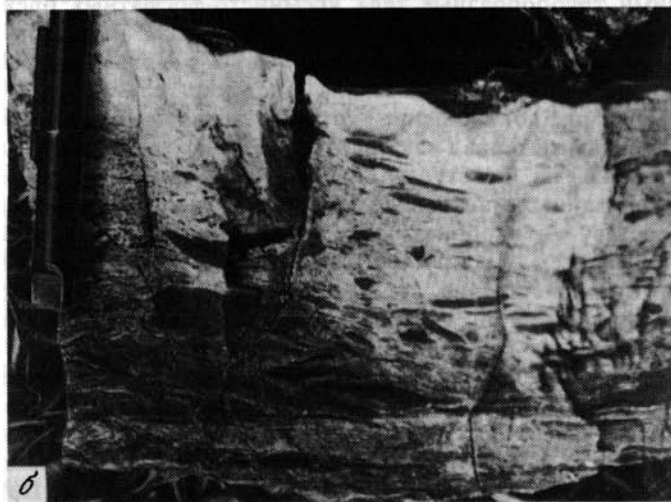
По всей вероятности, пестрота фациального облика осадков и их изменчивость объясняются тем, что край Тувино-Монгольского массива был осложнен разломами, создающими линейно-блоковый рельеф бассейна. Область расчленен-

¹ Калькаренит — это механически отложенная карбонатная порода, сложенная в основном карбонатными обломками песчаной размерности (0,064—1 мм), цементированными кальцитом. Термин широко используется в американской литературе. Синоним — обломочный известняк.

Zr	Nb	Cu	Pb	Zn	Ga	Be	Sc	Y
$\frac{30-100}{60}$	10	$\frac{20-500}{95}$	$\frac{10-150}{40}$	$\frac{50-150}{110}$	$\frac{3-30}{20}$	<1	$\frac{3-30}{4}$	10
$\frac{30-150}{50}$	10	$\frac{8-60}{35}$	$\frac{10-40}{17}$	$\frac{30-100}{62}$	$\frac{5-20}{16}$	1	$\frac{3-10}{7}$	10

ного рельефа протягивается от оз. Дод-Нур на севере вдоль западного побережья оз. Хубсугул в район г. Мурэн. Именно к этой зоне приурочены главные проявления и месторождения фосфоритов. Среди фосфоритов различаются две группы: 1) хемогенные и метасоматические фосфориты, а также тесно связанные с ними трубообразные тела кремнисто-фосфатных брекчий; 2) песчаные фосфориты, являющиеся результатом размыва и переротложения хемогенных фосфоритов в относительно углубленных участках бассейна. Песчаная фракция этих фосфоритов представлена кварцем, кремнистыми породами и фосфатными зернами, соотношение которых меняется в широких пределах. Гравийный и галечный материал исключительно фосфатный. Текстуры песчаных фосфоритов похожи на текстуры осадков зерновых и турбидных потоков. Мощность градированных многослоев 3—10 см. Цемент фосфоритовых песчаников поровый, по составу — карбонатный или баритовый. Барит нередко образует крустификационные каемки вокруг фосфатных зерен. Иногда наблюдаются микрожеодки барита. Его присутствие, видимо, является результатом гидротермальной деятельности, приуроченной к зонам конседиментационных разломов [26]. Очевидно, эти разломы служили также зонами проницаемости для богатых летучими компонентами кремнекислых магм, несущих также фосфатные соединения. Свидетельством этому являются секущие тела трубообразной формы [27] мощностью от нескольких десятков сантиметров до 15—20 м в поперечнике, сложенные кремнисто-фосфатными, реже карбонатно-фосфатными брекчиями. Они пересекают как карбонатные, так и кремнистые породы. Пространственно и, видимо, генетически эти брекчии связаны с пластовыми телами фосфоритов.

Наиболее детально изучено несколько тел кремнисто-фосфатных брекчий севернее г. Мурэн. Здесь, в районе оз. Эрхел-Нур, они залегают среди фтанитов, перекрытых доломитовыми песчаниками с прослоями серых кремней, и слагают секущее ветвящееся тело мощностью от 10—15 см до 7 м. Брекчии состоят из обломков размером от нескольких миллиметров до 5—7 см угловатой, округло-угловатой и округлой формы, представленных в различной степени фосфатизированными кремнями и фтанитами. Цемент брекчий образован субщелочным липаритовым порфиром черного, буровато-черного цвета, с нечеткой брекчиевидно-флюидальной текстурой. Особенно ясно следы течения материала цемента видны вокруг обломков и включений. Структура липаритового порфира мелкопорфировая. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, реже кварцем. Основная масса имеет полевошпат-кварцевый состав с обильной тонкой вкрапленностью апатита. Она окрашена в различные оттенки серого цвета, по-видимому, углеродистым веществом. Иногда имеется вкрапленность пирита. По данным спектрального анализа, они обогащены Р, Ва, Аг. Структура основной массы микрофельзитовая с отдельными участками гранофировой и сферолитовой. Неравномерное распределение пылеватых частиц подчеркивает брекчиевидно-флюидальную текстуру основной массы. В апикальных частях



брекчиевых тел, а также в их центре наблюдаются небольшие цепочки гнезд размером от 10—15 до 30—40 см, содержащих мелкие (1—15 мм) обломки более разнообразного состава. В них наряду с преобладающими фосфатизированными фтанитами встречаются обломки карбонатных пород, а также глинистых сланцев, сходных с породами терригенной толщи, подстилающей кремнисто-карбонатную фосфатоносную формацию. Цемент этих брекчий имеет серый цвет. Состав его аналогичен составу цемента крупнообломочной брекчии. Структура цемента обломочная, туфоподобная, с большим количеством кварца и полевых шпатов.

Несколько трубообразных секущих тел кремнисто-фосфатных брекчий встречено юго-западнее сомона Алаг-Эрдэнэ. Они имеют диаметры 10—15 м и прослеживаются цепочкой среди доломитов. Строение их зонально-концентрическое. Центральная часть тел сложена кремнисто-фосфатными брекчиями, угловато-окатанные обломки которых размером до 5—10 см представлены слабо-фосфатизированными фтанитами. Основная масса мелко-, неравномерно-зернистая, кремнистая по составу. Однако окремнение имеет вторичное гидротермальное происхождение и развилось по вулканогенной породе кислого состава. Отчетливо видны (по рисунку пелитовых частиц и газово-жидких включений) тени зональных плагиоклазов, контуры гранофировой структуры, близкой к описанной выше, в липаритовых порфирах. Среди грубообломочных брекчий встречаются гнезда мелкообломочных, аналогичных описанным на первом участке.

Ближе к периферии трубообразных тел в кремнисто-фосфатных брекчиях появляются обломки вмещающих доломитов размером 0,5—2 см. Во внешней зоне этих тел развиты слабофосфатизированные карбонатные брекчии, состоящие из обломков вмещающих доломитов. Эти доломиты вокруг трубообразных тел в радиусе 20—30 м осветлены и пронизаны многочисленными кварцевыми и кальцитовыми прожилками.

Описанные брекчии по условиям залегания и текстурным особенностям близки к образованиям, описанным в геологической литературе как брекчиевые и гальковые столбы, взламываемые брекчии, туффизиты, конгломератовые дайки. С этими образованиями в ряде регионов связаны разнообразные месторождения: золото-серебряные, никелевые, медно-порфировые, свинцово-цинковые, урановые и др. Иногда наблюдаются повышенные содержания P_2O_5 (месторождение Хопи-Кантри). Большинство исследователей [2] связывают генезис этих образований с конечным этапом магматического цикла и началом гидротермальной деятельности, влиянием эксплозивной энергии насыщенного газом магм. Их возникновение отражает эволюционную связь вулканизма и рудообразования. Образование обломочной текстуры объясняется флюидизацией под действием газов.

Исходя из данных, можно заключить, что описанные кремнисто-фосфатные брекчии, видимо, возникли в результате внедрения в кремнисто-карбонатные осадки газонасыщенной магмы кислого состава, несущей значительное количество фосфора и кремнезема, возможно — магния. Часть этого материала могла достигать морского дна, вызывая осаждение кремнистых пород и пластовых фосфоритов, доломитизацию карбонатных илов, часть сохранилась в виде секущих тел кремнисто-фосфатных брекчий и связанных с ними метасоматических фосфоритов и доломитов. Таким образом, находит фактическое подтверждение гипотеза об участии эндогенных компонентов в формировании фосфоритов.

Рис. 8. Текстуры карбонатных пород кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формации

а — горизонтально-слоистый калькарент, б — брекчии взламывания карбонатного осадка на мелководье, в — следы биотурбаций в карбонатном осадке

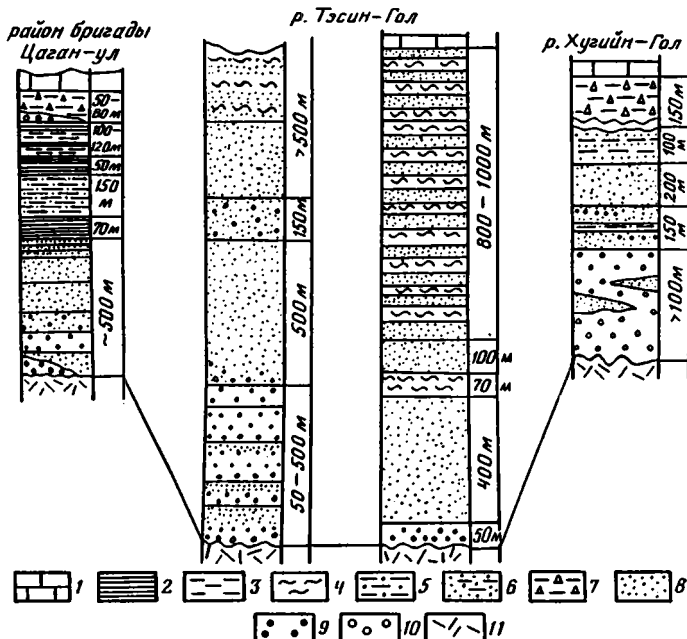


Рис. 9. Схема сопоставления разрезов терригенной кварцево-аркозовой и спаргмитовой формаций
 1 — карбонатные породы кремнисто-карбонатной формации; 2 — зеленоцветные глинистые сланцы; 3 — красноцветные алевролитоглинистые сланцы; 4 — глинистые сланцы, преобразованные на контакте с гранитами в слюдяные сланцы; 5 — алевролиты; 6 — песчаники с обильным глинистым цементом; 7 — тиллоиды; 8 — песчаники; 9 — гравелиты; 10 — конгломераты; 11 — вулканогенные породы порфировой формации

Накопление кремнисто-карбонатной формации, по данным А.В. Ильина [17], происходило в условиях шельфа палеобассейна с корой океанического типа, располагавшегося в пределах Джидинской зоны. С этим мнением трудно не согласиться. Однако надо добавить, что внешняя часть шельфа была интенсивно нарушена, разбита на грабены и горсты конседиментационными разломами, видимо сформированными при растяжении во время раскрытия Джидинского бассейна. Эти разломы служили зонами проницаемости для магм и флюидов, богатых Р, Ва, Mg, Ag и другими элементами.

Терригенная кварцево-аркозовая формация предположительно вендского возраста распространена в пределах Тувино-Монгольского массива. Она залегает несогласно, с размывом на верхнерифейской порфировой формации и состоит преимущественно из продуктов ее разрушения, а также в существенной степени из фрагментов размыва кварцитов толщ протерозоя. Вверх по разрезу этот комплекс согласно, с постепенным переходом сменяется кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формацией, с которой образует единую трансгрессивную серию.

Главными членами формации являются аркозовые, субаркозовые и кварцевые песчаники, кварцито-песчаники различной зернистости; второстепенными — сходные по составу гравелиты и конгломераты. Они характеризуются большим количеством литокласт липаритовых порфиров, кварцитов, гнейсов, кристаллических сланцев, иногда гранитоидов. В некоторых разрезах значительно развиты алевролиты и глинистые сланцы. В нижних частях разрезов (рис. 9) преобладают грубо-среднезернистые аркозовые и полимиктовые разности псаммитов и песфитов, в верхней постепенно увеличивается роль кварцевых мелко- и среднезернистых песчаников, а также алевролитов и глинистых сланцев. Вблизи интрузий гранитов породы превращены в слюдисто-гранатовые кварциты и

слюдистые гнейсоподобные blastopсаммитовые сланцы. При этом они могут быть приняты за протерозойские образования фундамента.

Для формации характерна нечеткая, плохо выдержанная горизонтальная и волнистая слоистость прибрежно-морского типа. Изредка встречается однонаправленная косая слоистость потокового типа, близкая к аллювиальной и аллювиально-дельтовой. В нижней части комплекса сортировка материала слабая, а слоистость нечеткая и прерывистая. Выше наблюдается более четкая стратификация и лучшая отсортированность отмытых, почти бесцементных кварцевых песчаников. Отличительной особенностью терригенной кварцево-аркозовой формации является резкая изменчивость мощностей (от первых метров до 1000 м), а также строения и состава (см. рис. 9). По всей вероятности, интенсивное осадконакопление происходило в пределах отдельных грабенов, возникших при процессах деструкции и растяжения, имевших место при заложении соседней Джидинской зоны. Ряд таких грабенообразных впадин, сходных с рифтами, установил А.В. Ильин [17]. Выступам древнего рельефа соответствуют маломощные разрезы с преобладанием грубообломочных пород, которым нередко свойственна красноватая окраска. Четко выявляются местные источники сноса обломочного материала, незначительный его перенос. Это подчеркивается слабой сортировкой и разнотернистостью осадков, особенно характерных для нижних частей разрезов. Кварцевые песчаники верхних частей формации возникали, по-видимому, не только за счет разрушения протерозойских толщ, но и в результате многократного перемива, возможно, перевевания нижележащих аркозовых и субаркозовых песчаников. Образование их происходило в основном в мелководно-морских условиях.

Терригенная кварцево-аркозавая формация типична для срединных массивов континентов и микроконтинентов, цоколь которых сложен гранитизированными образованиями более древней складчатости. Примером могут служить дзобханская свита Дзобханского массива [8], байэпшинская и кенелинская свиты Джунгаро-Балхашского массива [26] и др.

Спарагмитовая формация, как и в ряде районов Центрального Казахстана [26], объединяет тиллоиды и связанные с ними глинистые сланцы, иногда бурые доломиты (см. рис. 2 и 9), развитые в некоторых участках Тувино-Монгольского массива (севернее оз. Дод-Нур, правый берег р. Хугийн-Гол, южнее фермы Цаган-ул). Спарагмитовая формация занимает промежуточное положение между терригенной кварцево-аркозавой и кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формациями.

Тиллоиды — это своеобразные микститы, матриксом которых являются грязно-зеленые, буровато-зеленые алевритистые глинистые сланцы серицит-хлоритового состава с большим количеством лейкоксена, частично преобразованного в рутил. Алевритовая фракция состоит из кварца и плагиоклаза. Иногда эти породы содержат много обломочного доломита, придающего им буроватую окраску. В матриксе рассеяны обломки, щебень, иногда глыбы (до 0,5 м) бурых доломитов. Реже встречаются крупные хорошо окатанные валуны и галька, представленные вулканитами кислого состава, базальтами, гранитоидами, кварцитами. Обломочный материал имеет неравномерное гнездовидное распределение. По внешнему облику тиллоиды близки к моренам. По латерали и вниз по разрезу они сменяются алевритистыми глинистыми сланцами, аналогичными матриксу тиллоидов, в которых лишь изредка встречается плавающий щебень доломитов и других пород.

Мощность спарагмитовой формации изменяется от 50 до 300 м. Наибольшая имеет место в восточной части Тувино-Монгольского массива. Закономерности строения спарагмитовой формации Тувино-Монгольского массива изучены слабо. Однако по аналогии с очень близкими по литологии и положению в формационном ряду образованиями Центрального Казахстана можно утверждать,

что это отложения подводных пастообразных потоков, формирующихся у подножия крутых грабенообразных уступов, в бортовых частях рифтоподобных грабенов, выполненных кварцево-аркозовой формацией. Такая точка зрения объясняет приуроченность наиболее мощных разрезов спарагмитовой формации к восточной части Тувино-Монгольского массива, характеризующейся расчлененным горст-грабеновым рельефом. Спарагмитовая формация является типичным представителем грабеновых фаций и обнаруживает большое литологическое сходство с одновозрастными отложениями Центрального Казахстана. Поэтому ее значение очень велико для палинпастических реконструкций Казахстано-Монгольского (Казахстано-Сибирского) венд-кембрийского палеоокеана. Вероятно, развитие спарагмитовой формации на обеих континентальных окраинах [9] можно рассматривать как одно из доказательств значительных масштабов спрединга, имевшего место при формировании палеоокеана.

Калькаренитовая флишоидная формация распространена в Эгийнольской структурно-формационной подзоне (см. рис. 3 и 2, разрез 4), где залегает выше базальт-андезит-риолитовой формации. Она представлена обломочными известняками — калькаренитами песчаной, алевроитовой, реже гравийной и галечной размерности. В калькаренитах, помимо обломков известняка, присутствуют в переменном количестве (0—50%) кварциты, образовавшиеся по кремнистым и обломочным породам, и терригенный кварц. Существенное значение имеют песчанистые известняки, слюдястые известняково-кварцевые песчаники и глинисто-карбонатные, карбонатно-глинистые сланцы. В виде редких маломощных (0,5—5 см) прослоев встречены темно-серые микрокварциты, образовавшиеся по кремнистым породам. Иногда часть формации образована калькаренитами с цепочками плоских галек темно-серых микрокварцитов. Мощность формации не менее 1000 м. Ее строение изучено нами в двух тектонических пластинах (см. рис. 3), в которых отложения калькаренитовой флишоидной формации различаются грубостью обломочного материала и фаціальным обликом. В южной пластине [28] породы терригенно-карбонатной формации характеризуются отчетливой слоистостью. Наиболее распространены ритмично построенные пачки с градационной сортировкой материала. Мощность ритмов составляет 0,4—1,2 м, редко до 3 м.

В основании ритма присутствует горизонт среднезернистых песчаников или гравийных калькаренитов мощностью от 3 до 30, редко до 50 см. Верхняя часть этого горизонта иногда обладает нечеткой косой слоистостью. Выше залегают тонкослоистые мелко- и среднезернистые калькарениты или наблюдается переслаивание среднезернистых и глинистых калькаренитов. Завершают ритм темно-серые микрослоистые известняки или микрогоризонтальнослоистые сланцы, в отдельных тонких слоях которых отчетливо проявляется косослойчатое строение.

Ритмичная градационная слоистость этого типа очень сходна с градационно-ритмичной слоистостью отложений турбидных потоков (элементы ACDE и ADE модели А. Бумы [30]). Сходное строение имеют градированные пачки кварцевых песчаников и глинистых сланцев, встречающиеся в виде единичных многослоев среди калькаренитов или образующие ритмично градированные пачки мощностью до 20 м.

В калькаренитовой флишоидной формации также широко распространены и двучленные ритмы мощностью 5—70 см. Нижняя часть наиболее мощных ритмов в одних случаях слагается крупнозернистым калькаренитом, иногда с нечеткой косой слоистостью в верхних частях; верхняя — тонкозернистым микрослоистым (1—2 мм) известняком или глинистым известняком. В других случаях нижний элемент ритмов мощностью 50—70 см образован тонкослоистыми глинисто-карбонатными сланцами, где слои калькаренитов (0,3—0,5 см) мелкопесчаной размерности разделены глинистыми пропластками.

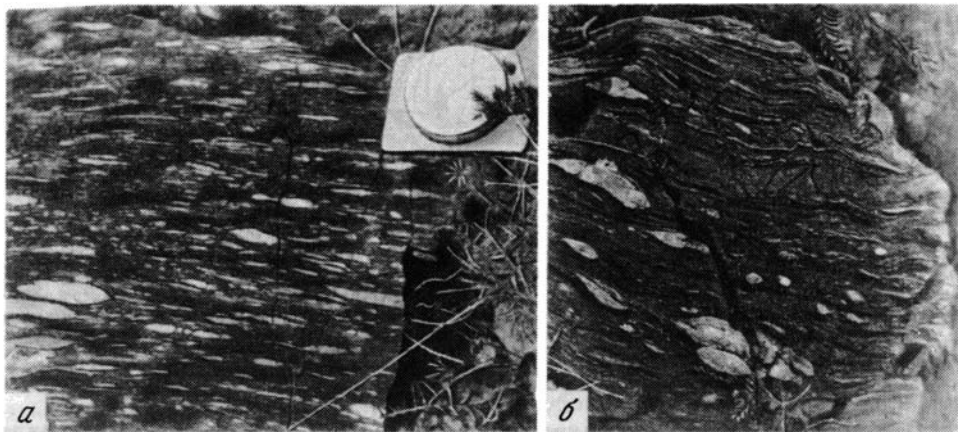


Рис. 10. Карбонатно-кварцевые песчаники с включениями плоских галек кварцитов (а) и калькарени-
тов (б) (р. Эггин-Гол, калькаренистая флишондная формация)

В верхней части этих ритмов преобладают тонкослоистые карбонатно-глинистые сланцы, в которых иногда встречаются микроволнистые и косонаслоенные слойки. Двучленные ритмы соответствуют элементам BCD и AD, а мало-мощные — элементам DE модели А. Бумы.

Среди ритмично наслоенных толщ встречаются пачки тонко- и микро-слоистых карбонатно-глинистых сланцев с волнистой или потоковой косой слоистостью, а также прослой (4—5 см) калькарени-тов с однонаправленной косой слоистостью. Все это дает основание предполагать, что описанные осадочные породы были сформированы в условиях довольно сильных течений, возможно связанных с каналами движения турбидных потоков. Накопление осадков в условиях автокинетических потоков и придонных течений периодически прерывалось накоплением кремнистых пород типа фтанитоидов, очень редко — прослоями карбонатных хемогенных пород и горизонтами подводно-оползневых брекчий.

В верхней, и более северной, пластине лишь нижняя часть (300 м) формации образована калькарени-тами, подобными вышеописанным. Средняя часть (800 м) разреза представлена хаотичным комплексом отложений подводно-оползневого происхождения, имеющих вид своеобразных конгломератов (рис. 10). Они состоят из разнозернистого песчаника, обладающего нечеткой слоистостью (слои мощностью 2—3 м). В обломочной фракции песчаников преобладают кварц, карбонаты и кварциты. Распределение обломочного материала неравно-мерное гнездобразное и линзовидное. Переменно и количество биотита, сформированного в результате метаморфизма глинистого цемента. В песчаный матрикс включены плоские гальки серых микрокварцитов, образовавшихся по кремнистым породам размером от 2 до 15 см. Цепочечное расположение галек позволяет предположить, что это растащенные при оползании в не полностью консолидированном состоянии слои. Изредка здесь встречаются окаты-ши калькарени-тов, кроме того, среди конгломератов имеются линзы и прослой мощностью 15—30 см градационно-слоистых калькарени-тов с включениями гравийных зерен кварцитов.

Верхняя часть формации (рис. 11) образована многослоями метаморфизи-рованных (эпидот-амфиболитовая фация) серых, темно-серых песчаников, преимущественно кварцевых, содержащих лишь до 20—30% (редко более) обломков карбонатных пород. Крупно-, средне- и мелкозернистые песчаники, как правило, обладают четкой горизонтальной слоистостью, а в кровле

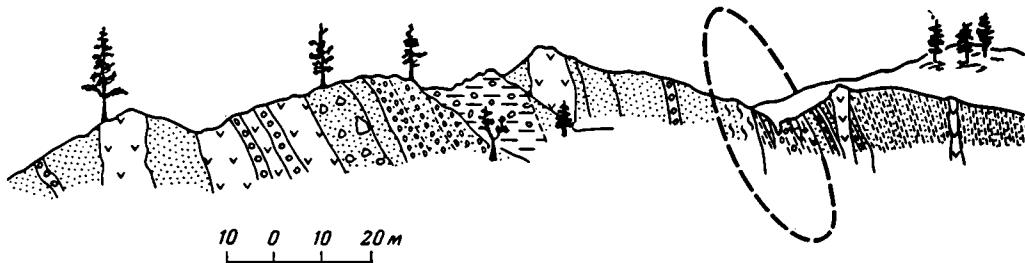


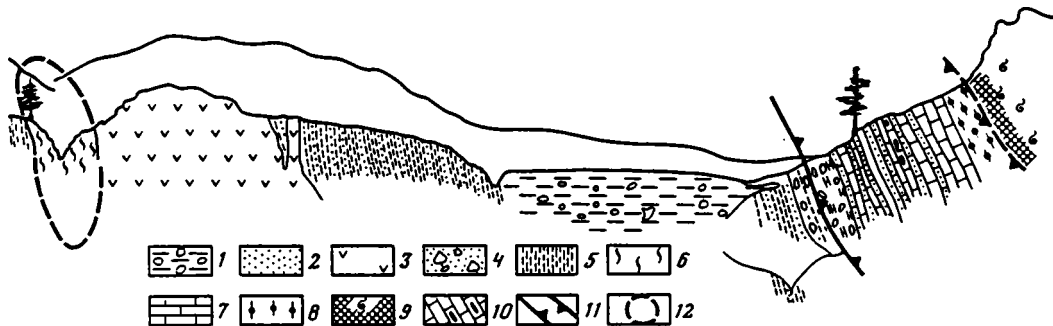
Рис. 11. Строение верхней части калькаренитовой флишоидной формации в среднем течении р. Эггин-Гол
 1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники; 3 — дайки диорит-порфиритов; 4 — микститы; 5 — микрослойчатые песчаники и глинистые песчаники; 6 — углеродисто-глинистые и углеродисто-кремнистые сланцы; 7 — известняки; 8 — фтаниты и кремни; 9 — серпентиниты; 10 — известняки с желваками кремней; 11 — разрывные нарушения; 12 — олистолиты

некоторых многослоев — микрокослоистостью. Слоистость обусловлена изменением зернистости обломочного материала, количества карбонатной кластичности и глинистой фракции, преобразованной в биотит. Чаще всего в песчаниках наблюдается градационная сортировка материала, характерная для турбидитов, но встречаются и прослои с однородной текстурой (осадки зерновых потоков) или с инверсионным и маятниковым типом слоистости (осадки незрелых турбидитов). Спорадически встречаются горизонты микститов мощностью до 50 м. Они представляют собой крупно- или грубозернистый карбонатно-кварцевый глинистый песчаник с нечеткой грубой слоистостью, в котором плавают обломки и гальки слюдяных кварцитов, образовавшихся по кремнистым, глинисто-кремнистым и глинистым породам, известняков, иногда вулканитов кислого состава, а также калькаренитов. Последние имеют вид пластовых отторженцев, попавших в осадок в не полностью консолидированном состоянии. Обломочные фрагменты имеют размеры от первых сантиметров до 2—3 м. Некоторые глыбы известняков достигают 10—30 м. Микститы — это, по-видимому, осадки пастообразных потоков, обладающих большой эродирующей силой. В этой части разреза имеется также несколько олистоплак (?), сложенных углеродисто-глинистыми сланцами, а также калькаренитами и конгломератами, характерными для нижних частей разреза формации.

Таким образом, в составе калькаренитовой флишоидной формации преобладают осадки автокинетических потоков. В южной пластине преимущественно развиты верхние элементы ритмов седиментационной модели А. Бумы, а также контуриты и хемогенные кремнистые образования. Это позволяет предположить, что накопление этой части формации происходило в дистальной части подводной долинно-веерной системы.

В северной пластине появляются более грубообломочные породы, образовавшиеся в результате деятельности зерновых, пастообразных и незрелых турбидных потоков, шире проявлены оползневые процессы. Некоторые микститы близки к олистостромам. Вероятно, накопление этого участка формации происходило в проксимальной части каньонно-веерной системы, причем широко проявленные процессы оползания свидетельствуют, видимо, о наличии склона, прорезанного условными каналами, стенки которых были сложены не полностью консолидированными осадками. Они нередко обрушивались, оползали и попадали в микститы в виде окатышей и пластовых отторженцев, особенно во время катастрофических выносов обломочного материала.

Источником кластичности для калькаренитовой флишоидной формации служили венд-раннекембрийские породы шельфа Гувино-Монгольского или скорее Дзобханского микроконтинентов, представленные кремнисто-карбонатной формацией. Значительное количество обломочного материала (кварц, кварциты, полевые



шпаты, глинистый материал) представляет собой продукты размыва метаморфического фундамента микроконтинентов. Важно отметить, что почти полностью отсутствует материал подстилающей базальт-андезит-риолитовой формации. Видимо, накопление калькаренитовой формации происходило на континентальном склоне и подножии бассейна после прекращения в его пределах вулканической деятельности и постепенного погружения вулканических построек. Сходный комплекс пород развит на западном склоне Дзабханского микроконтинента и по периферии Шорско-Батеневского поднятия [26].

Подобные подводные конусы карбонатных турбидитов описаны в позднеюрском бассейне Кордильера-Бетика в Южной Испании, в силурийском бассейне Земли Вашингтона в Северной Гренландии, в валанжин-готериве западной части Французских Альп [28]. Повсюду они трактуются как осадки склона глубоководного бассейна, возникшего вследствие тектонического проседания и увеличения регионального уклона. Эти изменения морфологии дна древнего бассейна привели к формированию рифов на склоне и по окраине шельфа и вызвали гравитационные перемещения осадков в виде оползней и автокинетических потоков.

Туффитовая флишоидная формация с олистостромами распространена как в пределах Тувино-Монгольского массива, так и в Джидинской зоне. На Тувино-Монгольском массиве выходы формации известны в юго-восточной части — на площади между г. Мурэн и сомоном Алаг-Эрдэнэ, где она залегает с размывом на андезитовой формации и содержит фауну беззамковых брахиопод конца раннего—среднего кембрия (см. рис. 2, разрез 2). В Джидинской зоне сходный комплекс пород расслаивает тектонические пластины, образованные офиолитами и базальт-андезит-риолитовой формацией. Иногда можно видеть его налегание на базальт-андезит-риолитовую формацию (см. рис. 2, разрез 5; рис. 4). Возраст туффитовой флишоидной формации в Джидинской зоне неизвестен. Органические остатки раннего кембрия встречены лишь в олистолитах известняков [3]. Основываясь на литологическом сходстве с фаунистически охарактеризованными отложениями Тувино-Монгольского массива, мы условно относим ее к нижнему—среднему кембрию.

На территории Тувино-Монгольского массива формация сложена темно-зелеными, грязно-зелеными туффитами (от грубообломочных до туфопелитов), в меньшей степени тефроидами и туфопесчаниками. Пирокластический материал среднего и кислого состава представлен остроугольными фрагментами лейкоксенизированного, сосюритизированного, карбонатизированного или глинизированного стекла, пепловых частиц и кристаллокласт плагиоклаза и кварца, редко литокласт с гиалопилитовой структурой и коркой закала. Осадочная кластика (0—80%) представлена известняками, кремнями, кварцем, кварцитами, серицитовыми сланцами, гранофирами, иногда гранитами, порфироидами, микрофельзитами и андезитами.

В основном это более древние породы Тувино-Монгольского массива. Количество осадочной примеси в породах возрастает по мере роста их гранулометрии. В крупнозернистых туфопесчаниках пирокластическую природу имеет лишь цемент (измененное стекло) и некоторое количество кристаллокласт кварца оскольчатой формы. Туфопелиты и тонкозернистые тефроиды практически не содержат терригенной кластики. В основании разреза формации наблюдаются конглобрекции (10—120 м), состоящие из обломков различных карбонатных пород размером от первых сантиметров до 2,5 м, хорошо окатанных галек яшм, вулканитов кислого и среднего состава. Выше следуют темно-зеленые туфопелиты с прослоями органогенно-обломочных известняков, содержащие фауну беззамковых брахиопод. Остальные 1000 м мощности разреза образованы градиционно-ритмичным чередованием туфопесчаников, туффитов и туфопелитов.

Характер слоистости типичен для отложений турбидных потоков. Наиболее распространено следующее строение ритмов мощностью 10—40 см, редко 1—2 м, имеющих в основании следы размыва. Нижняя часть образована грубозернистым туфопесчаником (2—50 см), иногда с примесью гравия и гальки, затем следует крупно- или среднезернистый туффит с линзочками более грубого песчаного материала или потоковой слойчатостью. Выше зернистость туффитов постепенно убывает и увеличивается количество туфопелитового материала. Наконец, по резкой границе следует микрослоистый туфопелит с микрогоризонтальной или потоковой слойчатостью, типичной для контуритов. На поверхностях напластования этих пачек видны мелкие иероглифы, следы ряби течения. Иногда ритм завершается пластиком (1—2 см) калькаренита, или тонкие частично размытые пластики калькаренитов встречаются среди туфопелитов. Эти ритмы отвечают интервалам ABCDE, ACD последовательности А. Бумы. Такие относительно полные ритмы чередуются с пачками мелкозернистых туффитов, тефроидов и туфопелитов. При этом туффиты слагают пласти (0,5—1 м) с нечеткой градиционной сортировкой материала и чередуются с прослоями (5—50 см) однородного туфопелита или туффито-туфопелитового микроритмита. Характерны оползневые текстуры. В целом эти ритмы отвечают интервалам BD, BE модели А. Бумы. В толще присутствуют также в разной степени дезинтегрированные олистоплаки (мощностью 0,3—5 м) карбонатных пород из нижележащей кремнисто-карбонатной формации. Обычно это темно-серые карбонатные, почти бесцементные брекчии, переходящие по простиранию в нагромождение плоских галек и глыб известняков размером от 3 до 50 см. Цемент их туффитовый или туфопелитовый, с переменным количеством обломочного карбонатного материала. Вокруг таких олистоплак в туфопелитах и туфопесчаниках наблюдается шлейф мелких обломков карбонатных пород. По-видимому, эти образования представляют собой продукты разрушения и обрушения боковых относительно крутых и глубоко врезанных стенок питающих каналов, располагавшихся в краевой части Тувино-Монгольского массива в верхней части подводной долинно-веерной системы. Через эти каналы поступал обломочный терригенный и тефрогенный материал, питающий автокинетические потоки.

В Эгийгольской подзоне строение туффитовой флишонидной формации изучено нами в бассейне р. Далтуин-Гол (см. рис. 4 и 2, разрез 5). Здесь она сменяет туфы и тефроиды базальт-андезит-риолитовой формации. Состав и облик пород близки к описанным в пределах Тувино-Монгольского массива. Однако обломочный терригенный материал здесь более разнообразный: наряду с продуктами разрушения более древних пород Тувино-Монгольского массива появляются фрагменты эдафогенного происхождения — базальты, андезиты подстилающей базальт-андезит-риолитовой формации. Исчезают карбонатные брекчии, являющиеся продуктом разрушения боковых стенок каньона. Несколько изме-

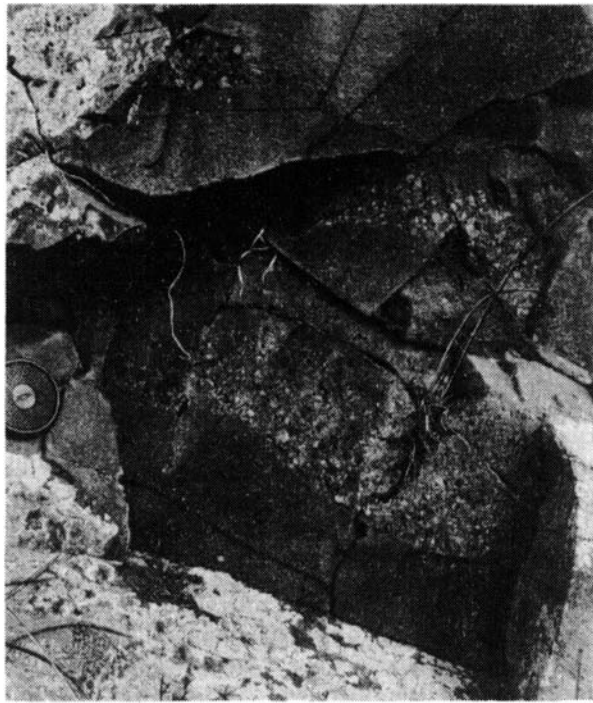


Рис. 12. Фация каналов подводной долинно-всерной системы в туффитовой флишоидной формации р. Далтуин-Гол

няются также текстуры ритмично градируемых серий, сложенных туфопесчаниками, туффитами и туфопелитами. Имеют место многослойки мощностью 0,2—1 м с признаками размыва в основании. Их строение близко к интервалам АСД, ВД, ВЕ, описанным в пределах поля развития формации на Тувино-Монгольском массиве. Однако спорадически встречаются более грубозернистые слои с инверсионной слоистостью незрелых турбидитов. Кроме того, имеются слои мощностью 0,7—1,0 м с гравелитистым и мелкогалечным материалом, который образует отдельные невыдержанные довольно четко ограниченные прослои и выпуклые вниз линзы (рис. 12) мощностью 10—30 см в среднезернистом туффите или туфопесчанике с обильным туфопелитовым матриксом. Здесь же имеются слойки и линзочки, обогащенные туфопелитовым материалом. Возможно, грубый материал фиксирует сеть мелких и относительно неглубоких каналов средней части подводного конуса выноса обломочного материала автокинетическими потоками. В верхней части разреза формации в этом регионе появляются включения крупных (до нескольких сот метров) глыб известняков кремнисто-карбонатной формации, являющихся результатом разрушения края вышележащего покрова, сложенного породами этой формации (см. рис. 4).

В Ургольской подзоне туффитовая флишоидная формация сохраняет основные признаки своего строения и состава. Однако здесь несколько более четко проявлены оползневые процессы, а в верхней части разреза увеличивается роль калькаренитов. Кроме того, в обломочной фракции в заметном количестве появляются ультрабазиты, а среди олистолитов наряду с карбонатными породами имеются представители офиолитового разреза.

На западном фланге Ургольской подзоны, находящемся в аллохтонном залегании

на породах Тувино-Монгольского массива (см. рис. 2, разрез 6; рис. 5), вероятным фрагментом разреза туффитовой флишоидной формации, судя по составу матрикса, является мощный комплекс олистостром. Прекрасные его выходы наблюдаются вдоль ущелья Хара-Сарин-Гол. В видимом основании имеется несколько сближенных олистоплак туфов кислого состава и кремнистых туффитов, разделенных маломощными пропластками туффитов с мелкими обломками известняков. Выше матрикс становится более обильным. Зеленые, грязно-зеленые туффиты и туфопелиты с прослоями граувакковых песчаников заключают обломки, растащенные олистоплаки и глыбы серых мраморизированных известняков, зеленовато-серых кремней, туфов кислого состава размером 0,3—3 м (породы базальт-андезит-риолитовой формации). Распределение обломочного материала крайне неравномерное, гнездовидное. Через 250—300 м матрикс олистострома становится более грубым, а включения глыб более крупными (10—15 м) и разнообразными по составу. Наряду с известняками и фтанитоидами присутствуют олистоплаки красных яшм, мелкие включения туфосилицитов, гялокластитов, спилитов (породы карбонатно-спилитовой формации), бурых доломитов неизвестного происхождения. Мощности этой части разреза не менее 800 м. Выше залегает крупный тектонический покров, сложенный породами карбонатно-спилитовой и базальт-андезит-риолитовой формаций. Его разрушение в значительной степени и определило состав включений в этом олистостроме.

Изложенный материал о составе и строении туффитовой флишоидной формации позволяет заключить, что ее накопление происходило в условиях сложного расчлененного рельефа, возникшего при тектоническом сучивании. Надвигание края Тувино-Монгольского массива на Джидинскую зону вызвало обилие карбонатного обломочного материала и присутствие крупных олистолитов карбонатных пород, особенно многочисленных в верхней части формации. Встречное движение Ургольской островной дуги привело к формированию тектонических покровов, образованных породами офиолитовой и базальт-андезит-риолитовой формаций. Разрушением этих покровов объясняется появление в составе формации горизонтов и пачек олистостром, в обломочном материале которых имеются гипербазиты, спилиты, яшмы и дифференцированные вулканиты.

Подводный рельеф, видимо, характеризовался чередованием узких прогибов и внутрибассейновых поднятий разломного характера, служивших источником эдафогенной кластики. В теле формации наблюдается направленность изменений фациального облика турбидитов от края континента в глубь бассейна. Проксимальные турбидиты, включающие осадки глубоких и крупных каналов, распространены лишь в краевой части Тувино-Монгольского массива. Более дистальные турбидиты, содержащие осадки мелких каналов, характерных для средней части подводных долинно-верных систем, встречены в Эгийнгольской и Ургольской подзонах Джидинской зоны. По-видимому, основной привнос пирокластики, карбонатных и кремнистых обломков происходил с Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов. Однако дополнительным источником эдафогенного материала служили внутрибассейновые поднятия, представляющие собой фронтальные части тектонических покровов, формирующихся в пределах Джидинской зоны. Происхождение пирокластического материала не очень ясно. Возможно, в это время сохраняла свою активность энциалическая островная дуга в районе хребта Хан-Хухэй, расположенная в настоящее время в юго-западной части Тувино-Монгольского массива. Описанная туффитовая флишоидная формация Джидинской зоны по составу очень близка к терригенной олистостромовой толще, развитой вдоль южного склона хребта Хан-Хухэй [7].

Олигомиктовая флишоидная формация с олистостромами встречена на ограниченной площади в Эгийнгольской структурно-фор-

мационной подзоне, в 80 км западнее сомона Эрдэнэ-Булган (см. рис. 2, разрез 4; рис. 3). Площадное ее распространение и соотношение с другими формациями пока неизвестны. Она обнажается структурно ниже крупного тектонического покрова. Судя по появлению в составе обломочного материала калишпатовых гранитов и уже метаморфизированных пород офиолитовой ассоциации, можно предположить относительно молодой возраст формации, моложе, чем возраст описанных выше туффитовой и калькаренитовой флишоидных формаций. В видимом основании олигомиктовой флишоидной формации на р. Эгийн-Гол (район брода) залегает мощный комплекс олистостром. Его нижняя часть состоит из нагромождения смятых в складки пластин и олистоплаков, представленных бурыми доломитами с прослоями фтанитоидов, амфиболитами, плагиоклаз-хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами, прорванными дайками базальтов (часто дайка в дайке); амфиболитизированными габброидами и базальтами. Матрикс олистострома здесь очень скудный. Лишь на одном участке мощностью примерно 50 м можно видеть табачно-зеленый, катаклазированный около крупных глыб глинистый сланец гидрослюдистого состава, иногда с примесью беспорядочно расположенных линзочек и слоев, обогащенных песчаным материалом. В эту массу включены глыбы (0,5—5 м) названных выше пород, а также серых известняков. В верхней части этого олистостромового комплекса матрикс становится более обильным, почти некатаклазированным, а состав олистолитов менее разнообразным. Это темно-серые доломиты, тонкослоистые известняки и кварциты, образовавшиеся по фтанитоидам и известнякам.

Выше по разрезу олистостром сменяется пачкой (130—150 м) зеленовато-серых песчаников, преимущественно крупнозернистых, с обильным гидрослюдистым цементом. Обломочный материал в них слабо окатан и представлен преимущественно кварцем (50—80%). В меньшем количестве присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварциты, кремнистые породы, известняки, граниты. Изредка встречаются гравийные зерна и мелкая галька кварца, кварцитов, гранитов, известняков, глинистых сланцев. В песчаниках наблюдается градационная слоистость. Мощность градированных серий 1—2 м. В основании многослоя присутствует гравелит или грубозернистый песчаник, который к кровле сменяется крупнозернистым. Завершается многослой темно-серыми, темно-зелеными глинистыми гидрослюдистыми алевролитами (10—50 см) с включениями отдельных крупных песчаных зерен. В кровле иногда появляются частично размытые микрослоистые глинистые сланцы. Видимо, эта последовательность отвечает элементам АВ, АВЕ модели А. Бумы. Выше песчаники становятся более мелкозернистыми. Они слагают градационно-слоистые пакеты мощностью 0,5—1 м, в которых лишь нижние 2—3 см состоят из грубозернистого песчаника, а большая часть многослоя образована среднезернистыми и глинистым мелкозернистым песчаниками. Видимо, это также элементы АВ, АВЕ, но в более мелкозернистом выражении. Часто наблюдается двучленное чередование (0,3—0,5 м) среднезернистых песчаников и алевролитов с тонкими прослойками и линзочками, обогащенных глинистым гидрослюдистым материалом, или песчаников и глинистых гидрослюдистых сланцев. Завершается разрез олигомиктовой флишоидной формации горизонтом олистостром. В глинисто-сланцевую массу, содержащую растащенные, оползшие прослои песчаников, аналогичных вышеописанным, включены обломки и глыбы серых известняков, кварцитов, окварцованных доломитов, серпентинитов. Размер фрагментов 0,1—2 м, однако имеются отдельные олистолиты известняков размером до 50 м.

Накопление олигомиктовой флишоидной формации, по-видимому, происходило на фоне тектонического сгущивания, начавшегося еще при формировании туффитовой флишоидной формации. При этом источником обломочного материала

служили, по всей вероятности, сложные пакеты тектонических пластин, в строении которых участвовали преимущественно породы Джидинской зоны, уже метаморфизованные в процессе более раннего скучивания и прорванные гранитами. Наиболее заметную роль, по-видимому, играли туфы кислого состава, часто преобладающие в разрезах базальт-андезит-риолитовой формации. Этим можно объяснить обилие кварца, альбита и гидрослюд в обломочных породах. Таким образом, олигомиктовая флишоидная формация фиксирует, по всей вероятности, этап превращения активной континентальной окраины, существовавшей в венде—раннем кембрии на месте Джидинской зоны, в сложное покровно-складчатое сооружение с корой континентального типа. Во время накопления олигомиктовой флишоидной формации в пределах рассматриваемого региона, возможно, уже не существовало единого бассейна, а имелось несколько линейных прогибов с терригенной седиментацией, разделенных кордильерами. Об этом свидетельствует и ограниченная площадь распространения этого комплекса. Изученный фрагмент олигомиктовой флишоидной формации, по всей вероятности, характеризует один из таких прогибов, причем кордильерой служил фронт тектонического покрова (см. рис. 3). Периодическое возобновление движений этого покрова вызывало образование олистостром. В периоды относительной стабильности обломочный материал преимущественно песчаной размерности привносился в прогиб турбидными потоками, довольно незрелыми и непротяженными. Слабое развитие пелагических осадков и осадков подводных течений свидетельствует об относительной неглубоководности бассейна. Постепенное разрушение кордильеры, вероятно, явилось причиной уменьшения зернистости пород снизу вверх по разрезу олигомиктовой флишоидной формации и замены грубозернистых печаников мелкозернистыми, а также глинистыми сланцами.

ВЫВОДЫ

Рассмотренные особенности строения и условий образования комплекса вендинжепалеозойских формаций Северной Монголии, их формационных рядов и взаимного расположения с учетом типа подстилающего субстрата позволяют наметить основные черты палеогеографии и истории развития этого региона в венде—раннем палеозое. Трудности заключаются в отсутствии данных о возрасте формаций Джидинской зоны. Представление об их одновозрастности с фаунистически охарактеризованным комплексом Тувино-Монгольского массива основывается скорее на традиции, чем на фактическом материале. Поэтому предлагаемая ниже схема развития Северной Монголии в течение венда—раннего палеозоя является предварительной. В конце рифея—венде на территории Джидинской зоны начал формироваться или существенно обновляться бассейн с корой океанического типа. Свидетельством тому является карбонатно-спилитовая формация Алагцаригольской подзоны. Расширение Джидинского бассейна сопровождалось деструкцией прилегающих блоков континентальной коры Тувино-Монгольского массива и накоплением сначала порфировой, затем терригенной кварцево-аркозовой и спарагмитовой формаций, сходных с грабеновыми комплексами континентальных рифтов.

Позднее, видимо, из-за усилившихся процессов растяжения, охвативших и континентальный блок, обстановка осадконакопления в пределах Тувино-Монгольского массива становится более глубоководной, что приводит к смене мелководной терригенной седиментации местного сиалического материала карбонатной и кремнисто-карбонатной. Интенсивные процессы спрединга и базальтового вулканизма в Джидинской зоне продолжали сопровождаться дроблением прилегающих блоков континентальной коры. Оживленные движения по разломам во внешней части шельфа постоянно обновляли расчлененный глыбовый рельеф

в краевой части шельфа. Эти разломы служили также зонами проницаемости для газонасыщенных кислых магм и флюидов эндогенного происхождения, бывших источниками Mg при доломитизации карбонатных пород, Si при кремненакоплении и P₂O₅ при образовании фосфоритов.

О размерах и глубине Джидинского палеоокеанического бассейна судить трудно из-за сильного метаморфизма осадочных пород в пределах Алагцаригольской подзоны. Однако присутствие здесь карбонатсодержащих пород позволяет говорить, что доступная для наблюдения часть этого бассейна была относительно неглубоководной, не глубже 1500—2000 м.

Предположительно в раннем кембрии в Джидинском бассейне, в пределах области с океаническим типом строения коры, начались процессы скупивания, в результате которых сформировалось внутрибассейновое (внутриокеаническое) поднятие Ургольской подзоны. В его пределах происходило накопление везикулярных базальтов повышенной щелочности, боннитов и рифогенных известняков (карбонатно-спилитовая формация Ургольской подзоны). Позднее на этом поднятии начинает формироваться вулканический комплекс, сходный с островодужным (базальт-андезит-риолитовая формация Ургольской подзоны). В тылу вулканического поднятия, видимо, происходили процессы деструкции, в которые вовлекались блоки континентальной коры. Свидетельством тому являются лейкократовые базальты карбонатно-спилитовой формации и контрастно-дифференцированные вулканы с преобладанием пород кислого состава в Эгийгольской подзоне. По всей вероятности, здесь существовал окраинный бассейн. Одновременно на континентальном склоне Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов и частично в окраинном бассейне Эгийгольской подзоны в результате деятельности автокинетических потоков формировалась флишоидная калькаренитовая формация. Материалом для нее служили карбонатные породы шельфовых Тувино-Монгольского и Дзабханского бассейнов. Возможно, процессы размыва, разрушения и обрушения пород шельфа способствовали деструктивным процессам в тылу Ургольского островодужного поднятия. Начиная с конца раннего и в среднем кембрии (возраст туффитовой флишоидной формации Тувино-Монгольского массива) процессы скупивания в пределах Джидинского бассейна заметно усиливаются. Видимо, в это время начинается формирование крупных покровов, сложенных как породами океанической коры Джидинского бассейна (Шишхидгольский покров), так и крупными пластинами пород Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов (см. рис. 1, 4, 5). В результате этого скупивания происходит столкновение островной дуги с континентальным массивом, тектоническое отслаивание, расчленение на серию пластин, продвижение различных структурно-формационных комплексов, располагавшихся между вулканической дугой и приближавшимся к ней материковым шельфом, включая офиолиты — фрагменты коры океанического типа. Процессы скупивания сопровождаются накоплением флишоидных толщ разнообразного состава, содержащих горизонты олистостром (туффитовая флишоидная и олигомиктовая флишоидная формации). Завершение процессов скупивания фиксируется накоплением конгломератовой молассовой формации, залегающей несогласно на всех более древних комплексах и запечатывающей тектонические покровы. Возраст ее предположительно ордовикско-силурийский.

Таким образом, в конце раннего палеозоя рассмотренная активная континентальная окраина венд-раннекембрийского Казахстано-Монгольского палеоокеана была превращена в сложное покровно-складчатое сооружение.

1. *Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д., Кекелия М.А., Чхотуа Т.Г.* Пермокеанические и океанические комплексы палео-Тетиса в структурах Кавказа // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 167—181.
2. *Берман Б.И.* Криптовулканическая мобилизация и ее роль в создании рудоносных комплексов // Сов. геология. 1973. N 1. С. 24—36.
3. *Благонравов В.А., Зайцев Н.С.* Джидинская зона каледонид Монголии // Геотектоника. 1972. N 6. С. 55—64.
4. *Бутов Ю.П.* Находки палеозойской фауны в окинской свите Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, N 1. С. 167—170.
5. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
6. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б.* Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. 1984. N 3. С. 40—52.
7. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Коробов М.Н., Хераскова Т.Н.* Новые данные по стратиграфии венда и нижнего кембрия хр. Хан-Хухэй // Геология и геофизика. 1983. N 3. С. 20—28.
8. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Палей И.П.* и др. О соотношении карбонатных венд-кембрийских отложений с более древними образованиями Западной Монголии // Геотектоника. 1980. N 6. С. 42—48.
9. *Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Закономерности формирования палеозойд Центральной Азии (Алтай-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53—66.
10. *Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н.* О составе вулканитов ранней стадии развития каледонид Центральной Азии: (Центральный Казахстан, Алтай-Саянская область, Западная Монголия) // Бюл. МОИП. Сер. геол. 1981. Т. 56, N 5. С. 35—53.
11. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 456).
12. *Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скларов Е.В.* Офиолиты и олистостромы Западного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—57.
13. *Зайцев Н.С., Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритноносный бассейн // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, N 2. С. 409—411.
14. *Зоненшайн Л.П., Томуртоого О.* Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 135—144. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции. Вып. 30).
15. *Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 6).
16. *Ильин А.В.* Вендско-кембрийские базальтоиды Северной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 5. С. 60—71.
17. *Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии—кембрии. М.: Наука, 1982. 115 с.
18. *Ильинская М.Н., Хераскова Т.Н.* Вулканизм // Геосинклиальная и океанская седиментация и вулканизм: (Сравни. характеристика). М.: Наука, 1984. С. 161—203. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
19. *Кебезинская К.Б., Кебезинская В.В., Дондовын Томурхуу, Доржнамжаа Д.* Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 19—33.
20. *Коробов М.Н.* Биостратиграфия и миомерные трилобиты нижнего кембрия Монголии // Биостратиграфия нижнего кембрия и карбона Монголии. М.: Наука, 1980. С. 5—108. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 26).
21. *Коробов М.Н.* Нижнекембрийские трилобиты и возраст фосфоритов Западного Прихубсугулья (Монголия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 9. С. 97—107.
22. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
23. *Лутц Б.Г.* Химические критерии различия океанических и островодужных базальтов // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 102—108.
24. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. N 4. С. 5—23.
25. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В.* Высокомагнезиальные базальты из раннекаледонских офиолитовых ассоциаций Монголии // Геология и геофизика. 1982. N 8. С. 43—50.
26. *Хераскова Т.Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 247 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 386).
27. *Хераскова Т.Н., Дашдаваа З.* Кремнисто-фосфатные взрывчатые брекчии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, N 2. С. 450—452.
28. *Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н.* Терригенно-карбонатные калькаренистые отложения Джидинской зоны Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1986. N 4. С. 105—111.
29. *Цветков А.А.* Магматические породы раннего этапа развития Алеутской островной дуги и связанная с ними рудная минерализация // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982. С. 72—86.
30. *Vouma A.H.* Sedimentology of some fish deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam; N.Y.: Elsevier, 1962. 168 p.
31. *Hart R.A.* Elemental variance in deep ocean basalts // Initit. Rep. DSDP. 1976. Vol. 34. P. 269—270.
32. *Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. P. 290—300.

С.В. РУЖЕНЦЕВ, Г. БАДАРЧ,
Т.А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ, Т.Т. ШАРКОВА

ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРЫ ВАРИСЦИД ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Варисциды Южной Монголии занимают обширную область, прослеживаясь в виде непрерывной полосы через всю территорию МНР. В последние годы геологическое строение этого региона привлекает большое внимание в связи с решением вопроса о применимости плейттектонических моделей для объяснения особенностей тектонического развития эвгеосинклинальных зон фанерозоя, и в частности становления и развития океана палео-Тетис. Существуют представления [1, 4—6, 8—10, 15, 26, 32], что здесь располагался обширный Южно-Монгольский океан, являвшийся частью палео-Тетиса. Указанная структура сформировалась в силуре и развивалась по карбон включительно. Океанические серии, представленные офиолитами, а также глубоководными кремнистыми и терригенными (черносланцевыми) отложениями, вскрыты в пределах Гобийского Алтая, Заалтайской Гоби и Гобийского Тянь-Шаня. Отмечается их последовательное омоложение к югу, что в соответствии с плейттектонической схемой связывают с процессом разрастания океанического ложа. Позднепалеозойский океанический бассейн (современная Солонкерская зона) развивался унаследованно от среднепалеозойского. Постепенное закрытие Южно-Монгольского океана началось в конце девона—начале карбона, когда формировалась гигантская аккреционная система варисцид. Дальнейшее закрытие монгольской части палео-Тетиса в позднем палеозое и триасе произошло в связи с пододвиганием океанической коры к северу под сформировавшийся к среднему палеозою южный край Северо-Евразийского континента. Это обусловило образование вдоль него краевого вулканического пояса. Очевидно,

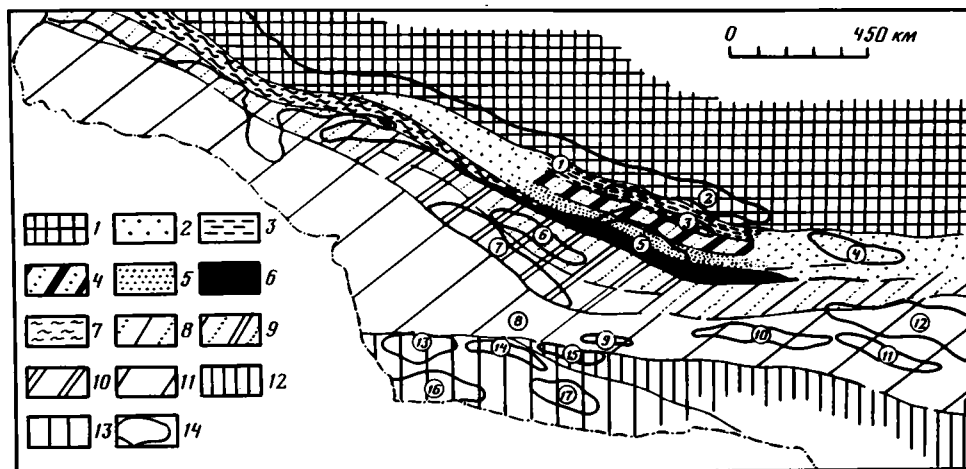


Рис. 1. Схема тектонической зональности Юго-Западной Монголии

1 — каледониды Западной и Центральной Монголии; 2—13 — варисциды Южной Монголии: 2—7 — Гоби-Алтайская зона (2 — Гоби-Алтайская зона нерасчлененная, 3 — Баянгобийская подзона, 4 — Баянлегская подзона, 5 — Баянцаганская подзона, 6 — Джинсетская подзона, 7 — цзэлский метаморфический комплекс), 8—10 — Эдрэнгийнская зона (8 — Эдрэнгийнская зона нерасчлененная, 9 — Хувинхаринская подзона, 10 — Эдрэнгийннуиринская подзона), 11 — Заалтайская зона, 12, 13 — Гоби-Тяньшаньская (Южно-Гобийская) зона (12 — Эхингольская подзона, 13 — Тумуртинская подзона); 14 — контуры некоторых горных массивов (цифры на схеме: 1, 2 — Гобийский Алтай (1 — Баян-Цаган, 2 — Ихэ-Богдо), 3 — Харын-Шандин-Нуру, 4 — Арц-Богдо, 5 — Джинет, 6 — Сомон-Хайрхан, 7 — Эдрэнгийн-Нуру, 8 — выходы серпентинитового меланжа в Заалтайской Гоби, 9 — Онгон-Улан-Ула, 10 — Немегт-Северь, 11 — Дзолен, 12 — Гурван-Сайхан, 13 — Атас-Богдо, 14 — Тумуртинский хребет, 15 — Эхингольские горы, 16 — Норан-Себестин-Нуру, 17 — Цаган-Богдо

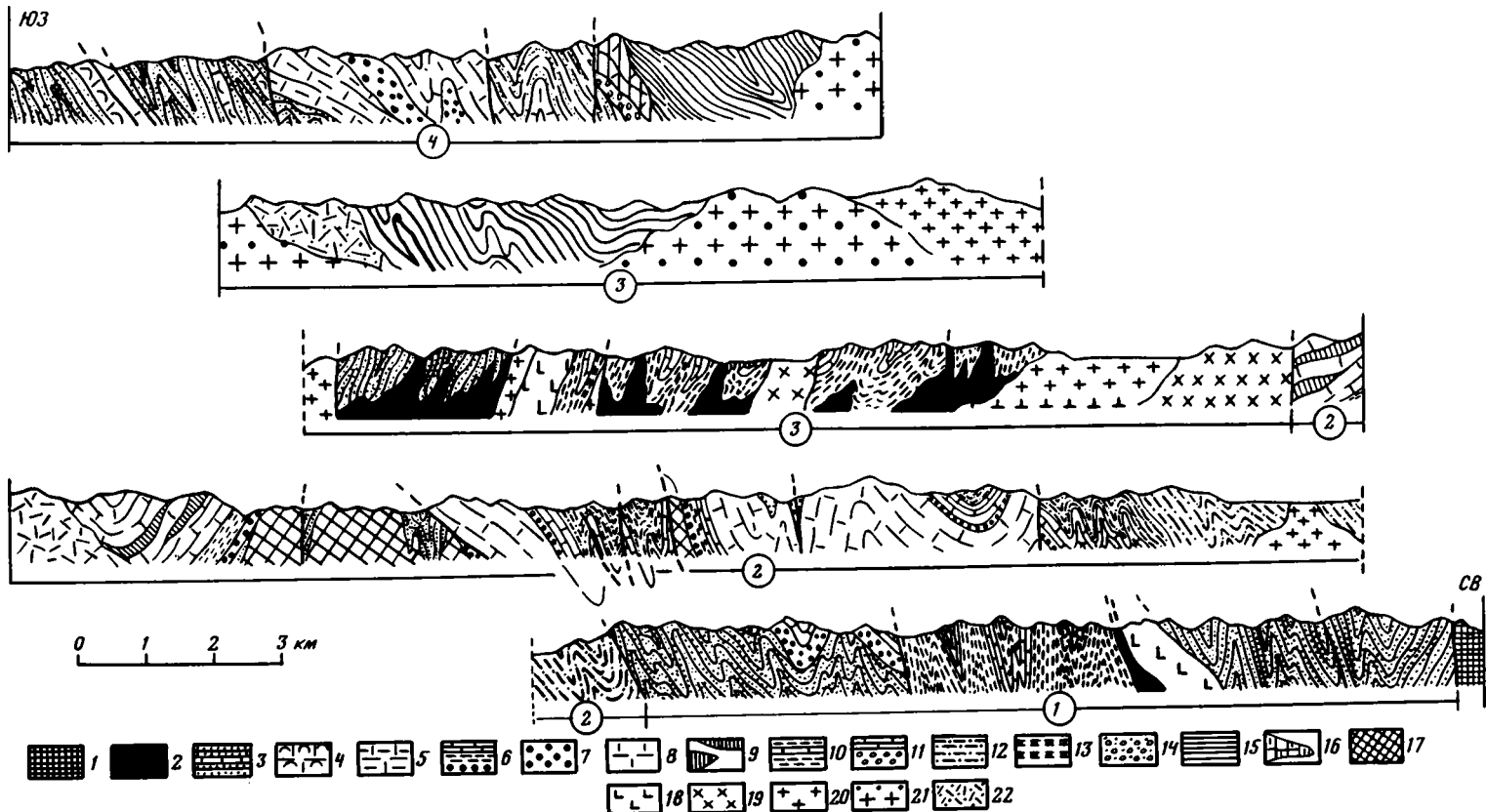


Рис. 2. Геологические профили через Гобийский Алтай (район сомонов Баян-Гоби и Шинеджинст)

1 — Озерная зона; 2 — серпентиниты; 3 — кварц-полевошпатовые песчаники, местами с прослоями туфов и известняков (O—S); 4 — органигенные известняки (O—S); 5 — органигенные известняки (S₂—D₁); 6 — конгломераты, алевролиты, известняки (D₁, Баянлегская подзона); 7 — конгломераты (D₁, Джинсетская подзона); 8 — преимущественно органигенные известняки (D₁₋₂); 9 — горизонты кислых и основных эффузивов (D₁₋₂); 10 — песчаники, туфы, известняки (D₁₋₂);

11 — конгломераты, известняки (D₂₋₃); 12 — полимиктовые песчаники, граувакки, туфы среднего и кислого состава, вулканомиктовые песчаники, известняки (D₂₋₃); 13 — вулканогенно-туфовая толща (D₂₋₃); 14 — конгломераты (C₁); 15 — терригенная карбоновая толща (C₁₋₂); 16 — глыбы девонских известняков среди каменноугольных отложений; 17 — плагииграниты (S); 18 — габбро (D—C₁); 19 — плагииграниты (C₂₋₃); 20 — граниты (C₂₋₃); 21 — граниты (P); 22 — дациты, риолиты (Mz). Цифры в кружках: 1 — Баянгобийская, 2 — Баянлегская, 3 — Баянцаганская, 4 — Джинсетская подзоны

что изложенные представления в целом хорошо согласуются со стандартной плейттектонической моделью.

Предлагаемая статья посвящена описанию геологического строения западной части варисцид Южной Монголии (Гоби-Алтайский, Баян-Хонгорский и Южно-Гобийский аймаки), где авторы работали в 1982—1985 гг. В статье дана характеристика основных доорогенных формаций, а также сделана попытка восстановить условия их образования.

В пределах рассматриваемого региона с севера на юг выделяются следующие тектонические зоны (рис. 1): Гоби-Алтайская, Эдрэнгийнская, Заалтайская и Гоби-Тяньшаньская.

ГОБИ-АЛТАЙСКАЯ ЗОНА

Зона охватывает территорию южного склона хребта Гобийский Алтай и восточного окончания Монгольского Алтая. Наши исследования проводились в Гобийском Алтае: в южных отрогах гор Баян-Цаган и Ихэ-Богдо, а также в массивах Джинст и Бага-Баян-Ула (сомоны Баян-Лег, Баян-Гоби, Шинеджинст, Баян-Цаган и Баян-Ундэр).

Характеристика геологического строения района дана в работах [2, 7, 12, 13, 16, 22, 27—31]. В них отмечено, что в нем преимущественно развиты находящиеся в сложных пространственных соотношениях отложения ордовика, силура, девона и карбона, прорванные каменноугольными и пермскими гранитоидами. Характерно присутствие узких протяженных поясов ультрабазитов.

На севере по системе разломов Гоби-Алтайская зона граничит с Озерной зоной раннекаледонской складчатой системы Монголии. В структурном отношении Гобийский Алтай представляет собой серию вытянутых в северо-западном направлении узких блоков, разделенных продольными или диагональными крутыми разломами (сбросами и взбросами, определенно имеющими сдвиговую составляющую). Значительных покровно-надвиговых нарушений, по данным поверхностных наблюдений, не установлено. Внутренняя структура указанных блоков достаточно однообразна: слои сматы в крутые изоклинальные или близкие к таковым кливажные складки, переходящие по простиранию в пояса сплошного расщепления. Известное разнообразие складчатых форм связано с различной компетентностью деформируемых толщ (рис. 2).

Особенности разреза в пределах отдельных блоков существенно меняются, что позволяет выделить здесь несколько подзон. С севера на юг это Баян-гобийская, Баянлегская, Баянцаганская и Джинсетская подзоны. Ниже дается их краткая характеристика.

Баян-гобийская подзона охватывает территорию гор Харын-Шандын-Нуру. Характерной чертой подзоны является присутствие узкой, протягивающейся на 50 км полосы, состоящей из мелких многочисленных тел серпентинитов. Последние либо образуют небольшие протрузивные купола, либо вскрыты вдоль крутопадающих разломов. Все наблюдавшиеся нами контакты тектонические. Местами к отмеченной полосе ультрабазитов приурочены небольшие тела амфиболитованного двупироксенового габбро, образующие относительно узкие (200—500 м) клинья. Сходные породы встречены и вне полей развития ультрабазитов, где иногда удается наблюдать рвущие контакты с вмещающими нижнепалеозойскими отложениями.

Наиболее широко в пределах подзоны представлена толща песчаников. Из-за сложной складчатости и расщепления детали разреза этих пород, особенности их стратификации не ясны. Очевидно лишь, что основной фон разреза составляют плагиоклаз-кварцевые песчаники и алевролиты, содержащие горизонты и линзы (мощностью до 50—80 м) белых кварцитов. Характерно присутствие (особенно в северной части подзоны) многочисленных прослоев конгломе-

ратов. Преобладают среднегалечные, но встречаются и валунные разности. Обломочный материал представлен гранитами и плагиигранитами, диоритами, кварцитами, жильным кварцем и мраморами. Характерны также сравнительно тонкие (до 1 м, обычно же 0,2—0,5 м) прослои бурых микрозернистых известняков.

В ряде мест среди плагноклаз-кварцевых песчаников присутствуют мощные (до 80—100 м) пласты темно-зеленых обломочных пород. В основном это плагноклазовые кристаллотуфы, литокластические туфы андезитов и базальтов, вулканомиктовые песчаники, содержащие продукты перемыва средних и основных вулканитов. Кислые туфы присутствуют в подчиненном количестве.

Как уже отмечалось, отложения интенсивно рассланцованы. В пределах северной части гор Харын-Шандын-Нуру они метаморфизованы до фации зеленых сланцев, на юге метаморфизм слабее. Здесь восточнее колодца Улан-Шанд в алевролитах были собраны остатки кораллов (*Karagemia* sp., *Khangailites* sp.), мшанок (*Hallporora* sp., *Homotrypa* sp.) и брахиопод¹, указывающих на позднеордовикский возраст вмещающих пород.

Выше с резким угловым несогласием залегают фациально изменчивая толща. В первом приближении разрез ее может быть представлен в следующем виде. В основании расположены конгломераты (1—50 м), среднегалечные до валунных, состоящие из обломков разнообразных терригенных пород, сланцев, жильного кварца, габбро-диабазов, кварцевых порфиров, гранитов, известняков. Выше залегают горизонт полимиктовых песчаников (до 70 м), содержащих линзы конгломератов; местами в отложениях наблюдаются многочисленные глыбы (до 20—25 м) ордовикских и силурийских известняков. Далее вверх по разрезу следуют линзующиеся органогенные и органогенно-обломочные известняки (0—120 м), содержащие остатки кораллов, брахиопод и мшанок нижнего девона (*Axulolites* sp., *Favosites curicus* Rukh., *Cladopora actiosa* Janet; *Leptaena* sp., *Atrypa* sp.; *Fistulipora* sp.). Венчает разрез мощная (не менее 500—600 м) серия однообразных рассланцованных плагноклаз-кварцевых песчаников с линзами и прослоями мраморизованных известняков.

Баянлегская подзона расположена южнее Баянгобийской, охватывая территорию массивов Нарийн-Цахир, Яганы-Цахир, Баян-Цаган и др. Указанная подзона легко маркируется на местности по широким полям массивных белых известняков.

Разрез здесь следующий².

1. Чрезвычайно сложно смятые, рассланцованные и окварцованные отложения. Преобладают плагноклаз-кварцевые песчаники, кварц-серицитовые сланцы, присутствуют прослои рассланцованных кислых и средних туфов, вулканомиктовых песчаников, диабазов, габбро-диабазов, яшмокварцитов, реже мраморизованных известняков. Комплекс этих пород прорван крупными телами зеленовато-серых катаклазированных кварцевых диоритов и плагиигранитов, дайками кварцевых порфиров. Возраст отложений не ясен. По аналогии со сходными образованиями Баянгобийской подзоны мы условно считаем их ордовик-силурийскими.

2. Конгломераты (10—80 м) — от мелкогалечных до валунных, с прослоями и линзами гравелитов и грубозернистых песчаников. Галька представлена диоритами, плагиигранитами, кварцевыми порфирами, плагноклаз-кварцевыми и вулканомиктовыми песчаниками, туфами. Конгломераты несогласно залегают на породах комплекса 1.

3. Алевролиты, мелкозернистые песчаники (100—150 м), рассланцованные, серые, плагноклаз-кварцевые.

¹ Определения фауны: брахиоподы ордовикские и силурийские — Х.С. Розман, девонские — Р.Е. Алексеевой и Г.Т. Ушатинской, каменноугольные — Е.Е. Павловой; кораллы ордовикские и силурийские — Л.Н. Большаковой, девонские — Т.Т. Шарковой; мшанки — И.П. Морозовой.

² Описание всех разрезов дается снизу вверх.

4. Горизонт (200—250 м) пестро окрашенных (красных, лиловых, зеленых) кислых туфов, туфово-терригенных пород, туффитов, туфосилицитов, плагиоклаз-кварцевых песчаников, содержащих отдельные покровы диабазов и плагиопорфиритов. Горизонт не выдержан по простиранию: хорошо представлен на востоке (колодец Цаган-Булак) и полностью отсутствует на западе (массив Нарийн-Цахир).

5. Известняки (40—50 м) розовые, серые, органогенно-обломочные (в основном криноидные), слоистые, содержат пласты (до 1 м) туфов, вулканомиктовых песчаников.

6. Известняки (200—600 м) светло-серые, массивные и грубослоистые, обычно сильно перекристаллизованные, с неравномерно-комковатой структурой. Местами сохраняются обильные остатки кораллов и криноидей (*Plasocoenites medius* (Lec.), *Gerphurogona maculata* Schrk., *Favosites* sp. — D_{1c}—D_{2ef}). Слоистые разности замещают массивные по простиранию: в основном это органогенно-обломочные и шламовые известняки, также обильно перекристаллизованные. Среди известняков присутствуют выклинивающиеся покровы плагиопорфиритов, пласты кристалло- и литокластических туфов липаритов вплоть до игнимбритоподобных; кроме того, липариты образуют многочисленные субвулканические куполовидные и жильные тела.

7. Конгломераты (0,5—10 м) полимиктовые вплоть до валунных, плохо сортированные; состав обломков: известняки, разнообразные эффузивы, плагиограниты, кварцевые порфиры, песчаники; по простиранию замещаются полимиктовыми грубозернистыми песчаниками и гравелитами небольшой мощности. Залегают резко несогласно на подстилающих породах. Содержат прослой (до 1 м) и линзы основных туфов, базальтовых шаровых лав и аквагенных брекчий. Обычно вулканитов немного; однако местами (Яганы-Цахир) они полностью замещают конгломераты, залегая непосредственно выше известняков.

8. Горизонт (90—100 м) линзующихся песчаных известняков, плагиоклаз-кварцевых песчаников (содержат перемытые остатки колоний среднедевонских табулят *Pachyfavosites* cf. *bijaensis* Sok.), известняков, полимиктовых гравелитов и конгломератов, базальтов и их туфов.

9. Известняки (20—25 м) серые, бурые с поверхности, афанитовые, слоистые, содержат многочисленные прослой и желваки черных кремней.

10. Известняки (50—60 м) темно-серые, органогенные и органогенно-обломочные (кораллы, мшанки, криноидеи), слоистые. Определены остатки среднедевонских табулят *Plasocoenites medius* (Lec.), *Calipora* sp., *Favosites* sp. В кровле появляются прослой зеленовато-серых песчаников.

11. Толща терригенных пород (700—800 м) — ритмичное чередование темно-серых мелко-, среднезернистых песчаников и алевролитов (преобладают), кварц-плагиоклазовых или полимиктовых.

12. Известняки (100—120 м) темно-серые, часто ритмично-слоистые (скопления органогенного детрита в основании пластов).

13. Толща (500—600 м) ритмично переслаивающихся туфотерригенных и терригенных пород. В основном это граувакки, зеленовато-серые, слоистые, содержащие пачки (до 20—30 м) кислых туфов, туффитов; характерна обильная примесь растительного детрита.

14. Песчаники (100—150 м) черные, полимиктовые, переслаиваются с алевроглинистыми пачками, содержат прослой (до 1 м) бурых доломитистых известняков.

15. Микститы (до 80—90 м), образованные галькой, валунами и глыбами плагиогранитов, туффитов, габбро-диабазов, разнообразных терригенных и туфотерригенных пород, связующая масса — полимиктовый песчаный материал.

Таким образом, в пределах Баянлегской подзоны выделяются три структурно-формационных комплекса, разделенные четкими поверхностями угловых несогласий: 1) преимущественно плагиоклаз-кварцевые (олигомиктовые) песчаники

(O? — S), прорванные телами силурийских гранитоидов; 2) известняки (в том числе биогермные), ассоциирующие с основными и кислыми вулканитами (D₁₋₂); 3) терригенная флишоидная толща, содержащая горизонты шламовых и микритовых известняков (D₂₋₃).

Баянцаганская подзона отличается широким развитием ультрабазитов. Серпентинизированные перидотиты образуют многочисленные относительно небольшие тела разнообразной формы — от правильных, идеально вписывающихся в складчатую структуру куполов, крупнейший из которых имеет длину 3 км, до сложных жилообразных просечек, встречающихся среди развитых здесь пород. Характерно, что в полосе распространения ультрабазитов протяженностью 90 км практически совершенно отсутствуют другие породы офиолитовой ассоциации. На это впервые обратил внимание Г.В. Пинус с соавторами [16]. Они же отмечают наличие гальки серпентинитов в силурийских отложениях. Наши наблюдения подтверждают эти данные.

Важным элементом подзоны являются многочисленные тела каменноугольных и пермских гранитоидов, кварцевых диоритов и габбро. Развитые здесь нижне-среднепалеозойские отложения поэтому чаще метаморфизованы и чрезвычайно слабо охарактеризованы палеонтологически, вследствие чего детали разреза не всегда ясны.

По-видимому, древнейшей является толща слюдистых кварцитов и кварц-слюдистых сланцев. Часто сохраняется псаммитовая структура (особенно в грубо-обломочных разностях). Обломки представлены почти исключительно кварцем и плагиоклазами. В горах Хух-Тологой эта толща залегает на массивных серпентинизированных перидотитах. Контакт представляет собой сры, который маркируется узкой (1—10 км) зоной серпентинитовых сланцев. Выше их расположена пачка гравелитов и конгломератов, интенсивно рассланцованных, состоящих из "плавающей" гальки слюдистых кварцитов, плагиогранитов, кварцевых порфиров, сцементированных кварц-серицитовым агрегатом. По данным Г.М. Доброва и Г. Ээнжина (устное сообщение), здесь же присутствуют обломки серпентинитов. Возраст толщи не ясен. На основании сходства состава с палеонтологически доказанными ордовик-силурийскими отложениями она условно отнесена к нижнему палеозою.

На востоке подзоны (горы Хух-Тологой) структурно выше залегает мощная (не менее 2 км) толща терригенных пород. В основном это плагиоклаз-кварцевые алевролиты и мелкозернистые песчаники, сильно рассланцованные, содержащие не выдержанные по простираанию, резко меняющиеся по мощности (5—100 м) горизонты светло-серых мраморизованных известняков (*Pachyfavosites bijaensis* Sok — D_{2ef}), прослой кислых и основных туфов и туфотерригенных пород. К северу от массива Бага-Баян-Ула указанные отложения трансгрессивно залегают на слюдистых кварцитах нижнего палеозоя (?). В ряде мест (район колодца Баян-Хобурин-Булак) они содержат гальку серпентинитов.

В западной части подзоны (к юго-востоку от Баян-Цагана) разрез толщи несколько иной.

1. Песчаники и алевролиты (до 200—250 м) филлитизированные, плагиоклаз-кварцевые, с тонкими прослоями микритовых известняков.

2. Песчаники и алевролиты (50—60 м) с многочисленными прослоями известняков.

3. Известняки (120 м) серые, слоистые, шламовые и органогенно-детритовые (криноиды, мшанки, кораллы — *Squameofavosites* sp., *Favosites* sp., *Striatopora* sp. — D₁₋₂), мраморизованные, иногда кремнистые.

4. Песчаники и алевролиты (до 200 м) переслаиваются с микритовыми известняками; присутствуют прослой туффитов и покровы базальтов.

В северном направлении разрез существенно меняется. Среди терригенно-карбонатных отложений слоя 2 появляются прослой (до 10—15 см) зеленовато-серых и голубых пепловых туфов, туффитов и туфосилицитов. Вверх по разрезу

количество туфогенных пород возрастает. Наряду с туффитами в изобилии встречаются кислые туфы (кварц-плагиоклазовые и литические). Выше залегают базальтовые шаровые лавы (300—400 м), содержащие прослой и линзы массивных или грубослоистых светлых мраморизованных известняков. В основании лавовой толщи собраны табуляты, ругозы и строматопороидеи, указывающие на раннедевонский возраст вмещающих пород.

Рассмотренный разрез занимает промежуточное положение между карбонатно-терригенной и вулканогенно-карбонатной толщами нижнего—среднего девона соответственно Баянцаганской и Баянлегской подзон.

Непосредственно к югу от сомона Баян-Цаган выше терригенно-карбонатной толщи (D_{1-2}) несогласно с базальным конгломератом залегает мощная (не менее) 1,5 км) серия полимиктовых песчаников с прослоями известняков, по составу сопоставимая со средне-верхнедевонскими отложениями баянлегского типа.

Следовательно, в пределах Баянцаганской подзоны также выделяются три толщи, разделенные четкими поверхностями угловых несогласий: нижняя — плагиоклаз-кварцевых (олигомиктовых) песчаников и кислых туфов, обычно метаморфизованных (PZ₁?), средняя — плагиоклаз-кварцевых и полимиктовых песчаников с известняками, реже кислыми и основными вулканитами (D_{1-2}), верхняя — полимиктовых песчаников (D_{2-3}). В этом плане разрезы Баянцаганской и Баянлегской подзон сопоставимы. Основное различие заключается в том, что на ниже-среднедевонском уровне в последней гораздо шире представлены известняки (особенно биогермные), кислые и основные вулканиты.

Джинсетская подзона занимает территорию массива Джинст. Древнейшими здесь являются верхнеордовикские отложения, основание которых не вскрыто. Структурно, однако, отложения сопряжены с метаморфическими образованиями Цэлской полосы. Указанные метаморфиты, протягивающиеся на огромное расстояние вдоль южных предгорий Монгольского Алтая через район Цэл-сомона до Баян-Ундэра, представлены глиноземистыми гнейсами и породами с реликтовыми двумя пироксеновыми и клинопироксеновыми ассоциациями, тоналитовыми гнейсами, мигматитами и гнейсо-гранитоидами. По мнению изучивших их Ф.П. Митрофанова и др. [14], все они принадлежат к дорифейскому гранито-гнейсовому полиметаморфическому комплексу. Контакты метаморфических пород и палеозойских отложений тектонические. Однако, учитывая положение тех и других (по сути в пределах единой структурной полосы), условно мы рассматриваем цэлский метаморфический комплекс в качестве кристаллического фундамента Джинсетской подзоны.

Разрез палеозойских отложений здесь следующий.

1. Песчаники и алевролиты (100—150 м) плагиоклаз-кварцевые, с прослоями песчаных известняков, условно относимые к карадоку.

2. Пачка (70—80 м) переслаивания органогенно-детритовых известняков, песчаников и алевролитов.

3. Известняки (20—30 м) серые, органогенно-детритовые, слоистые, с тонкими прослоями аргиллитов; местами (Байшинтин-Дзадагай) биостромовые (остатки ордовикских табулят, ругоз, брахиопод, указывающих, по мнению Х.С. Розман и Ч. Минжина, на ашгильский возраст вмещающих слоев).

4. Латеритизированные органогенные известняки (10—15 м).

5. В районе Байшинтин-Дзадагай выше верхнеордовикских известняков залегает толща (150—160 м) переслаивания известняковых конгломератов (перемык ордовикских отложений) и красных кварцевых песчаников, по-видимому представляющих собой базальный горизонт силура.

6. Наиболее древние фаунистически охарактеризованные осадки силура установлены в 5 км к югу от колодца Чахирина, где обнажаются серые слоистые известняки, переслаивающиеся с аргиллитами (мощность 35—40 м; S_{11-2}).

7. Алевро-глинистые отложения с карбонатными конкрециями (до 50 м, S_{11}).

Более полный разрез вскрыт в районе колодца Шара-Чулутун, где, по данным Х.С. Розман и Ч. Минжина (устное сообщение), лландоверийско-венлокские отложения представлены разнообразными известняками, достигающими мощности 160—170 м.

8. Толща (400—500 м) плагиоклаз-кварцевых песчаников и алевролитов.

9. Известняки (90—110 м) слоистые, местами кремнистые, органогенно-детритовые, шламовые; в верхней части содержат остатки лудловских брахиопод (*Stropheodontacea*, *Howellella* sp.).

10. Песчаники, глинистые сланцы, песчаные известняки (S_{2ld} — p; 30—35 м), содержат остатки брахиопод (*Tuvaella gigantea* Tschern., *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilch., *Tannuspirifer padaschenkoi* (Tschern.), *Isorthis* sp., *Meristina* sp.).

11. Известняки (S_{2p} — D_{1z} ; 25—30 м) слоистые, залегают с разрывом на лудлове (остатки кораллов — *Axuolites* sp., *Favosites* sp., брахиопод — *Schizophoria* sp.; S_{2p} — D_{1z}).

12. а) Конгломераты (D_1 ; 10—200 м), состоящие из гальки известняков и кварцитов, расслоенные пластинами песчаников и алевролитов, несогласно залегают на всех подстилающих отложениях.

б) Толща (D_1 ; 150—160 м) переслаивания пестроцветных полимиктовых песчаников и алевролитов, в верхней части известковистых, содержит пачки известняковых конгломератов и прослои (до 5—10 м) липаритовых туфов.

13. Известняки (D_{1e} — D_{2ef} ; 200—300 м) органогенные (коралловые, мшанковые, криноидные, водорослевые) и органогенно-обломочные, с прослоями известковистых песчаников и алевролитов. На востоке (Шахирин-Худук) известняки расслоены туфогенными аргиллитами, туффитами, туфами липаритов и дацитов. На западе (Байшинтин-Дзадагай) туфов меньше, однако появляются горизонты полимиктовых песчаников и известняковых конгломератов. Толща хорошо охарактеризована палеонтологически. Работами Н.Г. Марковой и Т.Т. Шарковой [13], Т.Т. Шарковой [31], Л.М. Улитиной и др. [28] доказан ее эмс-эйфельский (возможно, зиген-эйфельский) возраст.

14. Известняки, мергели, туффиты и туфопелиты (D_{2ef} ; 25—30 м).

15. Толща (D_{2-3} ; 300—350 м) переслаивания полимиктовых песчаников, туффитов, туфосилицитов, разнообразных по структуре кислых туфов, прорванных многочисленными субвулканическими телами липаритов и дацитов.

16. Вулканомиктовые песчаники и конгломераты (D_3 ; 500—1200 м), ассоциирующие с горизонтами (иногда мощными) андезитов и базальтов, аквагенных брекчий и гиалокластитов.

17. Выше несогласно с базальным конгломератом (0,5—70 м) залегает толща (C_1 ; до 1,5—1,8 км), в основании которой преобладают туфоалевролиты, туффиты, туфосилициты, фтанитоиды с линзами брахиоподовых и мшанковых известковистых песчаников и известняков. Выше по разрезу постепенно начинают преобладать полимиктовые песчаники и конгломераты, содержащие обильные остатки флоры.

Таким образом, разрез подзоны включает отложения четырех типов: 1) плагиоклаз-кварцевые (олигомиктовые) песчаники, 2) преимущественно органогенные известняки, 3) вулканогенные образования с антидромным характером вулканизма, 4) туффиты и туфово-терригенные породы. В верхней части разреза отложения четвертого типа приобретает типично молассоидный облик. Очень четко выражены два уровня несогласий — примерно на рубеже жедин—зиген и в нижнем карбоне; устанавливаются перерывы в осадконакоплении и в карбонатной толще.

В пределах Гобийского Алтая выделяются два типа тектонических структур, различающиеся своими формационными рядами. В первом (Баянгобийская и

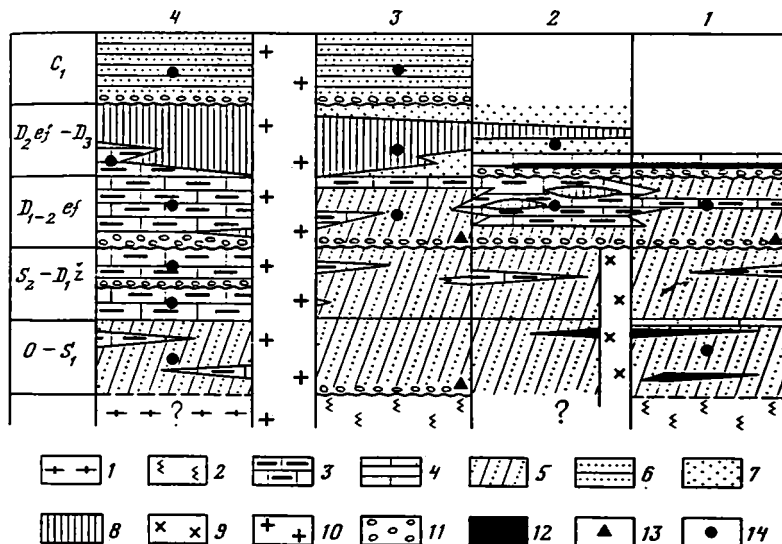


Рис. 3. Схема соотношения основных литологических комплексов палеозойских отложений Гобийского Алтая

1 — метаморфические породы (PE?); 2 — серпентинизированные гарцбургиты; 3 — преимущественно биогермные известняки; 4 — пелитоморфные, детритовые известняки; 5 — кварц-плагноклазовые песчаники и алевролиты, кварциты, конгломераты; 6 — полимиктовые песчаники (перемыв гранитоидов, основных изверженных пород, разнообразных осадочных пород); 7 — грауваки, вулканомиктовые песчаники; 8 — кислые и средние туфы, липариты, дациты, андезиты; 9 — плагнограниты (S—D); 10 — граниты (C₃—P); 11 — базальные конгломераты; 12 — базальты, диабазы; 13 — уровни перемыва ультрабазитов; 14 — уровни сбора органических остатков. Цифры над колонками — подзоны, см. рис. 2

Баянцаганская подзоны) преобладают олигомиктовые терригенные породы в интервале ордовик—эйфель. Известняки, чаще пелитоморфные и шламовые, имеют резко подчиненное значение. Указанные отложения накапливались на меланократовом (ультрабазитовом) основании. Второй же тип (Баянлегская и Джинсетская подзоны) также характеризуется развитием олигомиктовых песчаников, однако лишь в интервале ордовик—силур. В позднем силуре, раннем и частично среднем девоне здесь образуются преимущественно органогенные и детритовые известняки, ассоциирующие с кислыми и реже основными вулканитами. Для Джинсетской подзоны можно предполагать, что отмеченный комплекс отложений возник на докембрийском гранито-гнейсовом фундаменте. Основание баянлегского разреза не вскрыто. Учитывая сходство последнего с джинсетским, мы допускаем существование гранито-гнейсового цоколя также и на территории Баянлегской подзоны. Косвенно в пользу этого говорит появление здесь древних (по крайней мере силурийских) гранитоидов. Первый тип формационных рядов соответствует относительно прогнутым, второй — приподнятым участкам.

В Гобийском Алтае выделяются следующие формации: терригенная (олигомиктовая), вулканогенно-карбонатные, эффузивно-туфовая, туфво-терригенная, туффово-терригенная. Их пространственное соотношение показано на рис. 3.

Терригенная (олигомиктовая) формация охватывает преимущественно ордовик-силурийские (местами вплоть до среднедевонских) отложения, развитые на всей территории рассматриваемой части Гобийского Алтая. Основной фон формации слагают плагноклаз-кварцевые, реже кварцевые песчаники и алевролиты. Выделяются две породные ассоциации. Одна (более распространенная) представлена преимущественно терригенными породами (включая пачки конгломератов, в том числе гранитных), особенно широко распространенными на севере, в Баянгобийской подзоне. В терригенных отложениях в подчиненном количест-

ве присутствуют горизонты основных, средних, реже кислых туфов и туфотерригенных пород ("фация зеленых туфов"). Характерны многочисленные тонкие прослои бурых песчанистых известняков. Ассоциации свойственна неравномерная стратификация; там, где породы не рассланцованы, наблюдается сравнительно сложное чередование ритмичных пачек и массивных пластов.

Вторая (карбонатно-терригенная) ассоциация наиболее полно представлена в Джинсетской подзоне. Она сложена плагиоклаз-кварцевыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами. Грубообломочные разности развиты незначительно. Основных туфов и вулканомиктовых песчаников крайне мало, зато шире распространены кислые туфы. В целом ассоциация по составу и строению сходна с рассмотренной выше. Основное отличие заключается в появлении горизонтов и линз органогенных и органогенно-обломочных (коралловых, криноидных и брахиоподовых) известняков, количество которых быстро увеличивается вверх по разрезу.

Терригенная формация образовалась в пределах обширного прогиба, обладавшего гетерогенным фундаментом. Местами она трансгрессивно залегает на ультрабазитовом, местами, возможно, гранито-гнейсовом основании. Главными седиментационными процессами были поступление и сравнительно равномерный разнос значительных объемов "сиалического" терригенного материала. Источником последнего, по-видимому, являлись располагавшиеся к северу области с докембрийской и раннекаледонской континентальной корой, на что указывает преимущественное развитие грубого обломочного материала в пределах северной, Баянгобийской подзоны. Не исключено, однако, что размыту подвергались и внутренние поднятия (цзлский метаморфический комплекс). В пределах таких поднятий формировалась карбонатно-терригенная ассоциация. Наличие в ней биогермных известняков указывает на мелководные условия ее образования. В относительно депрессионные участки (подзоны с меланократовым фундаментом) наряду с олигомиктовым терригенным материалом сносились органогенный детрит и шлам; сюда же временами поступал основной тефровый материал, и здесь формировались линзы биогермных (кораллы, мшанки) известняков, также указывающие на относительно мелководные условия седиментации.

Как будет показано ниже, терригенная (олигомиктовая) формация вообще широко развита в пределах варисцид Южной Монголии, обычно начиная их разрез. Ее формирование мы связываем с периодом дробления в ордовике древнего сиалического основания и возникновения сложной системы относительно приподнятых и опущенных участков. По сути своей это образования раздробленного шельфа.

Группа вулканогенно-карбонатных формаций включает верхнесилурийско-эйфельские отложения Джинсетской подзоны и нижнедевонско-эйфельские Баянлегской. Обе эти формации построены однотипно и развивались синхронно. Пространственно они связаны с отмеченными выше приподнятыми участками, надстраивая карбонатно-терригенную ассоциацию. Основной фон обеих формаций составляют разнообразные органогенные известняки. Коралловые, водорослевые и мшанковые биостромы приурочены к органогенно-обломочным и шламовым пачкам, иногда имеющим ритмичное строение. Встречаются прослои мергелей, алевро-глинистых пород, полимиктовых песчаников. Существенную роль играют горизонты (иногда мощные) известняковых конгломератов и брекчий окарстования.

Очевидно, что такой комплекс отложений возник в специфической крайне мелководной обстановке, когда в условиях перекомпенсации отдельные участки биогермных тел выводились в зону эрозии. На это указывают отмеченные конгломераты, поверхности выветривания (латериты) и перерывы в осадконакоплении. Параллельно существовали относительно депрессионные ванны, куда сносился терригенный и органогенно-обломочный материал. По-видимому, рассматривае-

мые формации (в целом достаточно маломощные) завершают период становления внутривулканических поднятий в пределах Гоби-Алтайского прогиба. В этом смысле они отражают процесс, наметившийся уже в раннем палеозое.

Непрерывным элементом формаций являются вулканиты. Парагенез их с известняками типичен. В Джинсетской подзоне это разнообразные туфы (в том числе игнимбриты) и субвулканические тела липаритов и дацитов, в Баянлегской наряду с кислыми породами встречаются покровы андезитов, андезитобазальтов и базальтов, особенно в верхней части разреза.

Эффузивно-туфовая формация включает средне- и верхнедевонские отложения Джинсетской подзоны. В ее составе выделяются две породные ассоциации. Нижняя представлена туфами липаритов и дацитов, постепенно вытесняющих известняки. По составу и гранулометрии они аналогичны таковым в вулканогенно-карбонатной формации. Верхняя ассоциация образована разнообразными туфами среднего и основного состава, вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами. Здесь же присутствуют мощные горизонты пиллоу-лав и акваторных брекчий среднего и основного состава. Кислых туфитов очень мало.

В целом формация представляет собой непрерывно дифференцированную, с антидромным характером вулканизма серию, которая возникла в пределах вулканического поднятия, располагавшегося на краю шельфа Северо-Азиатского континента.

Туфово-терригенная формация сложена средне- и верхнедевонскими отложениями трех северных подзон Гобийского Алтая. Она представляет собой мощную непрерывную серию, залегающую резко несогласно на всех более древних отложениях. Формация образована следующими основными типами пород: 1) олигомиктовыми песчаниками с примесью литического материала; 2) грауваками, переслаивающимися с туфами; 3) органогенно-детритовыми и микритовыми известняками, ритмично-слоистыми; 4) конгломератами и микститами, слагающими верхнюю часть разреза.

Указанные отложения находятся в сложных пространственных соотношениях. Вся формация характеризуется равномерной ритмичной стратификацией и имеет флишвидный облик. Ее лицо определяется смещением олигомиктового (плагиоклаз-кварцевого) материала, поступавшего с севера, из пределов Северо-Азиатского континента, и вулканотерригенного, сносившегося с отмеченного выше Джинсетского вулканического поднятия. Олигомиктовый материал преобладает в нижней части разреза.

Туфово-терригенная формация образовалась в обширном прогибе, возникшем в среднем девоне в пределах раздробленного шельфа Северо-Азиатского палеоконтинента. По своей структурной позиции и формационному выполнению этот прогиб в известном смысле сходен с котловинами новообразованных краевых морей. Главное отличие заключается в том, что процесс раздробления и "растаскивания" сиалических блоков развивался здесь слабо, в результате чего туфово-терригенная серия формировалась на сложном "энсиалическом" основании, включающем зоны как с меланократовым, так и с сиалическим цоколем.

Туфитово-терригенная формация охватывает нижнекаменноугольные отложения Джинсетской зоны, залегающие несогласно на эффузивно-туфовой формации. В ее составе выделяются две ассоциации. Нижняя представлена в основном тонкими существенно туфогенными отложениями. Преобладают пепловые туфы, туфопелиты, туфиты, туфосилициты и кремни. Это относительно мелкозернистые отложения (встречаются прослои, обогащенные мшанками, криноидеями и брахиоподами), которые накапливались в бассейне с ограниченным поступлением терригенного полимиктового материала, постепенно вытесняющего туфогенные образования. Верхняя ассоциация сложена в основном полимиктовыми (в том числе и вулканомиктовыми) песчаниками. Вверх по разрезу в ней все в большем количестве появляются грубые (конгломератовые) горизонты, содержащие обильный

растительный детрит. Следует подчеркнуть, что эта ассоциация имеет уже молассоидный облик.

Начиная со среднего карбона в пределах Гобийского Алтая формируется орогенный комплекс, включающий крупные тела каменноугольных и пермских гранитов.

В заключение отметим, что Гоби-Алтайская зона как самостоятельный структурный элемент обособляется в ордовике, когда начинает формироваться олигомиктовая терригенная толща. Последняя знаменует период раздробления сформировавшегося к этому времени Северо-Азиатского палеоконтинента и возникновения сложно построенного прогиба. Уже с самого начала здесь выделяются относительно приподнятые и опущенные участки. Первые, скорее всего, имели докембрийский сиалический фундамент, вторые — ультрабазитовый. С конца силура различия между этими двумя типами структур становятся еще более резкими. В пределах Баянгобийского и Баянцаганского прогибов продолжают накапливаться относительно депрессионные терригенные осадки, Баянлегского и Джинсетского поднятий — биогермные известняки и парагенетически связанные с ними непрерывно дифференцированные вулканические серии. Начиная со второй половины девона происходит перестройка структурного плана зоны. Джинсетская подзона продолжает существовать как поднятие. В это время здесь формируется мощная серия вулканитов, маркирующих вулканический пояс по краю раздробленного шельфа Северо-Азиатского континента. На территории трех северных подзон заложился обширный тыловой прогиб, сходный по своему формационному выполнению со структурами типа "краевых морей".

В раннем карбоне ось прогибания смещается к югу. В Баянцаганской и Джинсетской подзонах шло накопление сначала тонких туффилов, кремней и алевро-глинистых осадков, а затем все более грубых, молассоидных толщ.

ЭДРЭНГИЙСКАЯ ЗОНА

Зона расположена к югу от Гобийского Алтая и включает хребты Сомон-Хайрхан и Эдрэнгийн-Нуру. В структурном отношении это также система клиньев, в пределах которых отложения смяты в напряженные, часто изоклинальные складки. Здесь выделяются две подзоны — северная, Хувинхаринская, и южная, Эдрэнгийннуринская, в которых преимущественно распространены орогенные каменноугольные (включая раннекаменноугольные) отложения. Доорогенные толщи обнажены сравнительно плохо и до настоящего времени изучены недостаточно.

Хувинхаринская подзона изучалась нами в хребте Сомон-Хайрхан, а также к югу от массива Джинст. Докаменноугольная толща имеет здесь следующий разрез.

Мощность, м

1. Песчаники и гравелиты полимиктовые, с прослоями и линзами конгломератов (галька гранитов, кварцевых порфиров, жильного кварца, слюдяных кварцитов, плагиоклаз-кварцевых песчаников), а также мраморизованных криноидных известняков	60—70 (видимая)
2. Пачка переслаивания песчаников, алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев	70—90
3. Глинисто-кремнистые сланцы, фтаниты, реже яшмы с не выдержанными по простиранию и мощности (до 150 м) горизонтами измѣненных базальтов. Местами лав мало, а местами они слагают большую часть разреза	800—1200
4. Песчаники филлитизированные, с прослоями кремней	100—150
5. Песчаники полимиктовые, ритмично наслоенные или массивные, с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов (фрагменты кремней, песчаников, известняков, базальтов), а также бурых песчанистых известняков; встречаются алевро-глинистые пачки. Характерны остатки растительного детрита	>2000 (видимая)

Трансгрессивно, с базальным конгломератом, рассмотренные породы перекрыты ниже-среднекаменноугольными отложениями. Докаменноугольный разрез не охарактеризован палеонтологически. На основании косвенных данных вулканогенно-кремнистую толщу 3 мы сопоставляем с нижедевонскими, а горизонты 4 и 5 — со средне-верхнедевонскими отложениями Заалтайской зоны.

Эдрэнгийннуринская подзона занимает территорию хребта Эдрэнгийн-Нуру. Развитые здесь отложения слабо охарактеризованы фаунистически. Палеонтологически доказан возраст каменноугольной толщи, представленной конгломератами, песчаниками, известняками, порфиритами. Нижнекаменноугольные отложения несогласно, с мощным (до 200 м) базальным конгломератом, залегают на фациально пестрой вулканогенной серии, основание которой не вскрыто. Нижняя часть ее разреза образована преимущественно голубыми и красными кремнистыми туффидами, туфосилицитами, кислыми и средними туфами (пепловыми и клас-тическими), туфово-терригенными пачками. Видимая мощность этих отложений 200—300 м.

Выше залегают мощная (до 2—2,5 км) толща пироксеновых порфиритов, их туфов, спилитов, базальтовых аквагенных брекчий. В виде единичных прослоев присутствуют песчаники и алевролиты, содержащие обильный растительный детрит. Как уже отмечалось, вулканогенная серия не охарактеризована фаунистически. Так как она находится ниже турнейских отложений и содержит растительный детрит, мы считаем ее девонской. В формационном отношении она аналогична средне-верхнедевонским вулканитам Джинсетской подзоны.

Основание эдрэнгийннуринских вулканитов не вскрыто. Необходимо отметить, однако, что в базальном горизонте нижнего карбона наряду с галькой подстилающих базальтов, порфиритов и гранитоидов представлены обильные обломки (иногда размером до 1,5—2 м) коралловых известняков, а также перемытые колонии табулят и ругоз силурийского и девонского возраста, что предполагает близость источников их сноса. Вряд ли известняковые глыбы могли поступать с севера, из Гобийского Алтая (где подобные отложения широко распространены), так как последний отделен от Эдрэнгийннуринской подзоны Хувинхаринским прогибом с совершенно иной седиментацией. Скорее можно предположить местные источники сноса; иными словами, не исключено, что рассматриваемая вулканогенная серия частично формировалась на мелководных нижнепалеозойских известняках. Если это так, то формационные ряды Эдрэнгийн-Нуру и Джинсетской подзоны сходны.

Эдрэнгийнская зона — сложно построенная краевая структура, разделявшая Гоби-Алтайскую и Заалтайскую зоны. Она включает два разнородных элемента. Эдрэнгийннуринская подзона — приподнятый блок, отделившийся от Гобийского Алтая в связи с заложением Хувинхаринского шовного прогиба. Для него характерны те же черты строения и развития, что и для южной периферии Гобийского Алтая (Джинсетская подзона).

Хувинхаринский прогиб, по-видимому, начал формироваться в силуре в связи с раздроблением южного края Северо-Азиатского континента. В пределах прогиба выделяются три формации. Нижняя — терригенная (полимиктовая) — имеет мелководноморской генезис. В основном это аркозовые породы, часто грубые (конгломераты), отражающие начало становления прогиба. Средняя — вулканогенно-кремнистая — соответствует периоду максимального расширения прогиба в раннем девоне; верхняя — граувакковая флишондная — периоду регрессии моря, росту обрамляющих прогиб вулканических поднятий, поставивших в него большие массы обломочного материала. На рубеже девона и карбона в пределах зоны происходит внедрение гранитоидов, смятие толщ, их скупивание; начиная с карбона здесь формируется орогенный комплекс.

Заалтайская зона характеризуется развитием разнообразных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород; широко представлены здесь офиолиты. Наиболее детально строение зоны изучено в хребтах Гурван-Сайхан и Дзолен [8, 9, 11, 17, 19, 24, 32], которые можно рассматривать как тектонотипы.

В пределах района выделяются четыре структурно-формационных комплекса (снизу вверх): сланцевый (дзоленский), терригенно-вулканогенный (хадатулинский), вулканогенный (бэрхеулинский) и вулканогенно-терригенный (гурвансайханский). Сейчас более или менее определенно обоснован возраст бэрхеулинского и гурвансайханского комплексов. Нижняя, вулканогенная их часть имеет в основном силур-раннедевонский возраст, верхняя, терригенная или туфово-терригенная — среднедевонский (возможно, раннекаменноугольный). Возраст хадатулинского комплекса не вполне ясен. На основании общего сходства его разреза с разрезом гурвансайханского комплекса мы условно считаем нижнюю, вулканогенную толщу силур-девонской, верхнюю, терригенную — девонской. В то же время нельзя полностью исключить и более древний их возраст.

Структура хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан отличается большой сложностью. Если приведенные выше данные о возрасте толщ верны, то приходится признать, что вывод о покровной природе структуры района [8] единственно возможный. В противном случае трудно объяснить совмещение отложений этих комплексов в узких, чередующихся на площади чешуях. Для хребта Дзолен характерно общее антиклинорное (антиформное) строение (рис. 4). Дзоленский и хадатулинский комплексы рассматриваются нами как относительный автохтон, бэрхеулинский и гурвансайханский — как аллохтон. В западном направлении происходит постепенное опрокидывание всей структуры к северо-востоку или северу. В западной части хребта (район г. Номогон-Ула) сланцы осевой полосы (дзоленский комплекс) уже выжаты к северу, где залегают выше пород гурвансайханской свиты.

Расположенный севернее хребет Гурван-Сайхан имеет сходную, но более запутанную структуру, обусловленную общим чешуйчатым его строением (см. рис. 4). Каждая пластина падает к северу под углом 40—75° и сложена породами определенного комплекса. Внутренняя структура пластин обычно очень напряженная: преобладают сжатые, часто изоклинальные кливажные складки. Система складок рассечена продольными сколами. Очень широко распространены серпентиниты, образующие либо многочисленные мелкие просечки, либо относительно крупные изометричные купола, в целом дискордантные по отношению к региональной структуре. Общая вергентность нарушений (в отличие от Дзолена) южная.

Формирование покровно-складчатой структуры Заалтайской зоны было процессом достаточно длительным. По-видимому, в карбоне произошло совмещение отмеченных ранее комплексов, каждый из которых, учитывая сходство разрезов, соответствовал части достаточно обширной единой структуры. Иными словами, покровные нарушения скорее являлись внутризональными, а их амплитуда вряд ли была значительной.

Дзоленский комплекс сложен тремя типами пород: зелеными сланцами, сформировавшимися по основным эффузивам, перекристаллизованными кремнями и рассланцованными кислыми туфами и туфово-терригенными породами. Особенности разреза комплекса не ясны из-за крайне сложной складчатости и широко проявленных процессов рассланцевания. Полоса развития сланцев в осевой части хребта Дзолен насыщена многочисленными тонкими телами серпентинитов. Здесь же встречаются согласно ориентированные с общим простиранием структуры тела рассланцованных габбро, диоритов и кварцевых диоритов.

Хадатулинский комплекс в районе массива Хадат-Ула (хребет Дзолен) имеет следующий разрез.

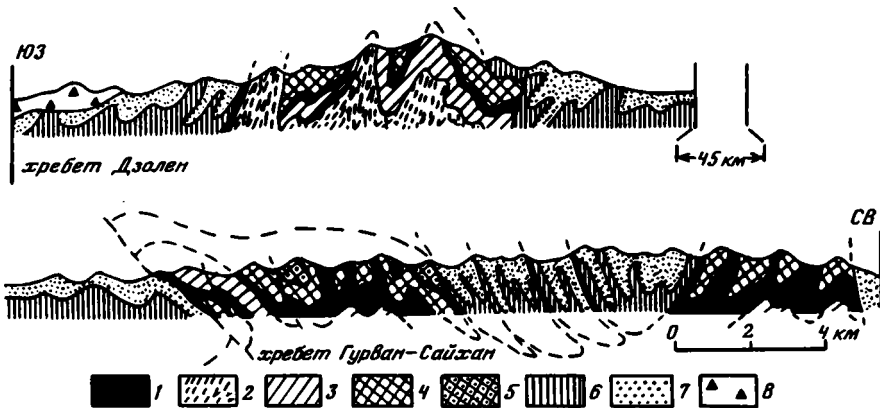


Рис. 4. Геологические профили через хребты Дзолен и Гурван-Сайхан (Заалтайская зона)

1 — серпентиниты, серпентинитовый меланж; 2 — дзоленский комплекс (PZ?); 3 — хадатулинский комплекс (S—D₂?); 4, 5 — бэрхеулинский комплекс: 4 — яшмы, спилиты, туфво-терригенные породы (S₂—D₃), 5 — терригенная толща (D₂—C₁); 6, 7 — гурвансайханский комплекс: 6 — яшмы, порфиры (S?—D₂), 7 — терригенная толща (D₂—C₁?); 8 — верхнепалеозойские отложения

	Мощность, м
1. Яшмы слоистые, содержат тонкие прослои вулканомиктовых песчаников	50—60
2. Пиллоу-лавы (спилиты, плагиопорфиры) красные, зеленые, содержат тонкие прослои вулканомиктовых песчаников	150—200
3. Туфы липаритов витро- и кристаллокластические, серые, интенсивно пренитизированные, переслаиваются с туфосилитами и вулканомиктовыми песчаниками	200—250

Сходный комплекс отложений установлен в хребте Гурван-Сайхан, где он соответствует "спилит-сланцевой полосе" по О.Д. Суетенко [24]. Здесь в основании разреза залегает пласт (15—200 м) серпентинитовых сланцев, включающих обжаты глыбы амфиболизированного габбро. Выше расположена толща рассланцованных спилитов (до 300 м), содержащих тонкие прослои кислых туфов и яшм. Венчается разрез мощными (до 1,5 км) светло-серыми пренитизированными туфво-терригенными породами. Характерно присутствие крупных тел кварцевых порфиров, часто замещающих по простиранию обломочные отложения.

Бэрхеулинский комплекс соответствует пестроцветной толще, выделенной О.Д. Суетенко. Он широко развит в обоих хребтах, где к участкам распространения его пород приурочена основная масса выходов серпентинитов.

Наиболее полный разрез наблюдается в районе г. Бэрхе-Ула (хребет Гурван-Сайхан), где он имеет следующее строение.

	Мощность, м
1. Серпентинизированные гарцбургиты	1,5—2
2. Офикальцит	1,5—2,5
3. Серпентинит-офикальцитовые песчаники и гравелиты, состоящие из окатанных, плохо сортированных обломков серпентинитов и офикальцита, содержат валуны серпентинитов	7—10
4. Яшмы радиолариевые, слоистые, с тонкими (5—10 см) прослоями и линзами полимиктовых песчаников; и в кремнях и в песчаниках встречается "плавающая" галька серпентинитов	3—4
5. Песчаники фиолетовые, грубозернистые, массивные, полимиктовые (состав обломочного материала: основные эффузивы, разнообразные терригенные породы, плагиоклазы, кварц, пироксены, рудные, серпентиниты)	4—6
6. Андезитовые туфы фиолетовые, лито- и кристаллокластические, содержат тонкие (до 10 см) прослои кремнистых туффитов	5—7
7. Туфогенные алевропелиты красные, тонкополосчатые	0,8—1,5
8. Яшмы	3—4
9. Песчаники серые, грубозернистые, вулканомиктовые (перемыв базальтов и их туфов)	

10. Пиллоу-лавы диабазов и спилитов, черные, плотные, содержащие прослои (0,5—5 м) основных туфов, редко аквагенных брекчий, яшм и кремнистых туффитов; характерно присутствие линз и прожилок кремнисто-гематитовых пород	400—450
11. Пестрая по составу толща чередующихся красных, фиолетовых, зеленых, голубых туфов (основных и кислых), вулканомиктовых песчаников, туффитов, туфопелитов, туфосилицитов	200—400

Нижняя часть разреза, включая лавы, выделялась как бэрхинская свита, верхняя — как хуббулакская [9].

Примерно в 15 км западнее г. Бэрхе-Ула выше с постепенным переходом залегает толща (700—800 м) преимущественно терригенных пород, содержащих остатки флоры верхнего девона—нижнего карбона. Преобладают полимиктовые песчаники. Однако часто присутствуют прослои и линзы гравелитов, конгломератов, глыбовых микститов, содержащих обломки подстиляющих пород, а также биогермных известняков (коралловых, мшанковых, криноидных) и плагиогранитов.

В принципе сходный разрез установлен на севере хребта Гурван-Сайхан. Меланократовое основание вскрыто здесь в пределах ядра крупной антиформы, имеющей сложное чешуйчатое строение (рис. 5). Отдельные пластины образованы серпентинитами, листвинитами, серпентинитовым меланжем, породами дунит-пироксенитового комплекса, а также отложениями бэрхеулинской вулканогенно-осадочной толщи. Дунит-пироксенитовый комплекс имеет четкую полосчатую текстуру и прорван многочисленными дайками диабазов, слагающими примерно половину объема вскрытой части пластины. Меланж имеет специфическое строение. Серпентинитовый сланцевый матрикс содержит более или менее значительное количество глыб (до 10—15 м в поперечнике), в основном тех же диабазов. Им подчинены фрагменты пироксенитов, дунитов, массивных серпентинитов и серпентинизированных перидотитов; фрагменты габбро отсутствуют почти полностью, сравнительно редко представлены бэрхеулинские породы.

Отложения бэрхеулинского комплекса перекрывают меланократовый фундамент. Часто в основании базальтов здесь залегают яшмы. В долине Хабцай-гын-Гол ниже яшм встречен прослой полимиктовых песчаников, содержащих значительную примесь зерен серпентинитов.

В хребте Дзолен наиболее полный разрез вскрыт по северному склону массива Хадат-Ула, где выше серпентинитов расположен горизонт яшм, пестроцветных туфов, туфосилицитов, пиллоу-лав. Выше трансгрессивно залегает мощная (до 1000—1200 м) толща ритмично чередующихся граувакк с прослоями микститов (олиостромовая фация по Л.П. Зоненшайну), содержащих глыбы биогермных известняков, плагиогранитов, терригенных пород; обычна примесь обломков серпентинитов.

Возраст базального горизонта яшм — силурийский, перекрывающих его базальтов — позднесилурийский—девонский, туфово-терригенных отложений — среднепозднедевонский, терригенных — позднедевонский — раннекаменноугольный.

Гурвансайханский комплекс наиболее широко распространен в рассматриваемом районе. Его разрез включает две толщи: нижнюю — яшмово-вулканогенную и верхнюю — туфово-терригенную.

Нижняя лучше обнажена в пределах южного склона хребта Дзолен, где представлена базальтами, андезито-базальтами, реже андезитами, их туфами, находящимися в сложных пространственных соотношениях с мощными слоистыми яшмами, частично надстраиваемыми, частично почти полностью замещающими вулканиты по латерали. Указанные отложения с неясным, обычно притертым контактом залегают на серпентинитах. Возраст яшм на основании сборов радиоярий считается силур-раннедевонским [8, 19].

Залегающая выше с постепенным переходом толща (до 3000 м) характеризуется однообразной пестротой состава. В основном это песчано-алевролитово-

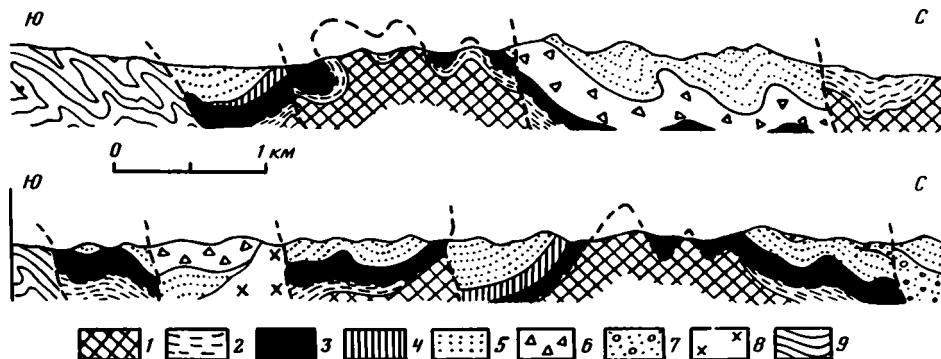


Рис. 5. Геологические профили через массив Онгон-Улан-Ула (Заалтайская зона)

1, 2 — бэрхуелинский комплекс: 1 — спилиты, яшмы (S_1-D_1), 2 — туфо-терригенная толща (D_{2-3}); 3—7 — гурвансайханский комплекс: 3 — серпентиниты, серпентинитовый меланж, 4 — плагиопорфиры ($S^?-D_2$), 5 — терригенная толща ($D_2-C_1?$), 6, 7 — олистостромовые горизонты (6 — нижний, 7 — верхний); 8 — плагиограниты (D_1-C_1); 9 — мезозойские отложения

вые (от массивных до отчетливо ритмично-слоистых) пачки с более или менее значительной примесью тefры. Характерны гравийные (вплоть до мелкогалечных) горизонты. Резко преобладают полимиктовые разности, состоящие из зерен плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, реже кварца. Литическая часть представлена основными и средними эффузивами, микрокварцитами, алевролитами, плагиогранитами. Присутствуют горизонты яшм, а также линзы глыбовых микститов. Возраст верхней толщи (гурвансайханская свита) считается девонским.

Сходные отложения изучались нами примерно в 400 км западнее, в массиве Онгон-Улан-Ула. Массив также имеет покрывное строение. В морфологическом отношении это сравнительно простая антиформа (рис. 6). В ее ядре обнажается толща (300—400 м) фиолетовых везикулярных пиллоу-лав, аквагенных брекчий, содержащих прослой зеленых, голубоватых и фиолетовых туфоаргиллитов, туффитов, вулканомиктовых песчаников. Вверх по разрезу лавы замещаются пестроцветными туфо-терригенными отложениями. По типу пород, особенностям разреза рассмотренная толща сопоставляется нами с бэрхуелинским комплексом.

Структурно выше залегает горизонт (до 500 м) серпентинитового меланжа. Серпентинитовый матрикс наряду с глыбами вулканогенных и вулканотерригенных пород содержит глыбы катаклазированных перидотитов, пироксенитов, габбро, габбро-диабазов, плагиогранитов, лиственитов. Местами (сравнительно редко) выше меланжа залегают фиолетовые пиллоу-лавы с яшмами. Гораздо чаще, однако, меланж перекрыт мощной (до 200 м) серией полимиктовых грубозернистых песчаников и гравелитов, плохо сортированных, грубослоистых, содержащих глыбы (до 15—20 м) и валуны разнообразных терригенных пород, базальтов, мраморизованных криноидных известняков, яшм, плагиогранитов, гранодиоритов, габбро, иногда серпентинитов.

Вверх по разрезу микститы сменяются однообразными темно-серыми полимиктовыми песчаниками, аналогичными описанным для гурвансайханской свиты. Венчается разрез вторым горизонтом микститов (до 400 м), также представляющих собой хаотическую смесь грубозернистых песчаников и конгломератов, состоящих из обломков спилитов, диабазов, плагиопорфиритов, кварцевых порфиритов и их туфов, туффитов, туфо-терригенных пород, яшм, гранитов, габбро, криноидных и коралловых известняков. Меланж и перекрывающая его толща отнесены нами к гурвансайханскому комплексу.

Примерно в 150—200 км западнее этого разреза Заалтайская зона занимает

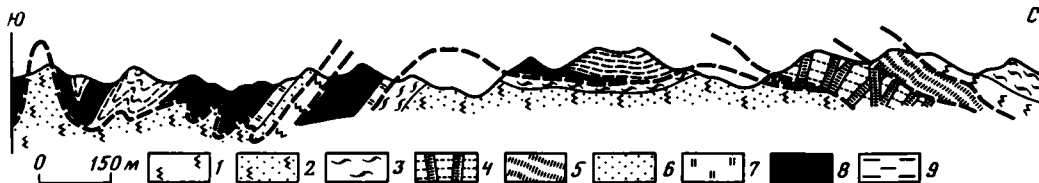


Рис. 6. Геологический профиль через полосу серпентинитового меланжа (северный склон хребта Гурван-Сайхан)

1 — серпентиниты; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — листвениты; 4 — дунит-пироксенитовый комплекс, прорванный дайками диабазов; 5 — диабазы; 6 — полимиктовые песчаники (содержат обломки серпентинитов); 7 — яшмы (S_1-D_1); 8 — базальты (D_{1-2}); 9 — туфово-терригенная толща (D_{2-3})

обширную котловину между хребтом Эдрэнгийн-Нуру и Гобийским Тянь-Шанем. Разрез здесь следующий.

1. В основании вскрыты породы меланократового фундамента. Главным образом это рассланцованные серпентиниты, содержащие блоки чередующихся дунитов и пироксенитов, насыщенные дайками диабазов и габбро-диабазов. Аналогичные дайки, более или менее будинированные, встречаются и в серпентинитовых сланцах. Изредка на серпентинитах залегают нашлапки (диаметром до 200 м) троктолитов, полосчатого габбро и плагиогранитов, также прорванные дайками диабазов. Установлены места, где одна и та же дайка пересекает как серпентиниты, так и перекрывающие их габброиды и плагиограниты.

2. Выше серпентинитового меланжа расположены диабазы, габбро-диабазы, амфиболизированные габбро, обычно довольно сильно катаклазированные. В морфологическом отношении это пластовые тела, штоки, дайки нескольких генераций, образующих "пласт" мощностью 0,5—1,5 км, нижний контакт которого (по границе с серпентинитами) сорван. В кровле в виде линзовидных тел появляются пиллоу-лавы базальтов, количество которых увеличивается вверх по разрезу.

3. Базальты (200—300 м) рассланцованные, фиолетовые, черные; иногда сохраняется шаровое строение.

4. Горизонт (150—200 м) фиолетовых, зеленых, голубых туффитов, туфов среднего и кислого состава, вулканических песчаников.

5. Толща (до 1,5—2 км) однообразных кремнистых туффитов, туфоалевролитов, пепловых туфов.

Приведенный разрез обычен для Заалтайской зоны. По своему составу он, по-видимому, является переходным между бэрхеулинским и гурвансайханским. С первым его роднит присутствие пестроцветного горизонта, со вторым — толщи туффитов и пепловых туфов.

Следует сказать, что сейчас для Заалтайской зоны нет основательных данных, позволяющих определить направление смещения шарьируемых масс. Условно мы принимаем точку зрения наших предшественников [8, 21], допускавших южную вергентность шарьирувания. Иными словами, с севера на юг здесь располагались зоны формирования гурвансайханского, бэрхеулинского, хадатулинского (включая дзоленский) комплексов, которые, несмотря на то что при сопоставлении их разрезов намечаются определенные несоответствия, обладают рядом общих черт:

1) все они формируются на ультрабазитовом фундаменте (в подавляющем большинстве случаев это серпентинизированные ультрабазиты, реже весьма "скудный" меланж);

2) в основании хадатулинского и бэрхеулинского комплексов залегают силурийские яшмы; доказано [3, 19], что в бэрхеулинском комплексе они трансгрессивно перекрывают ультрабазиты; продукты перемыва ультрабазитов установлены нами также в отложениях гурвансайханского комплекса (массив Онгон-Улан-Ула);

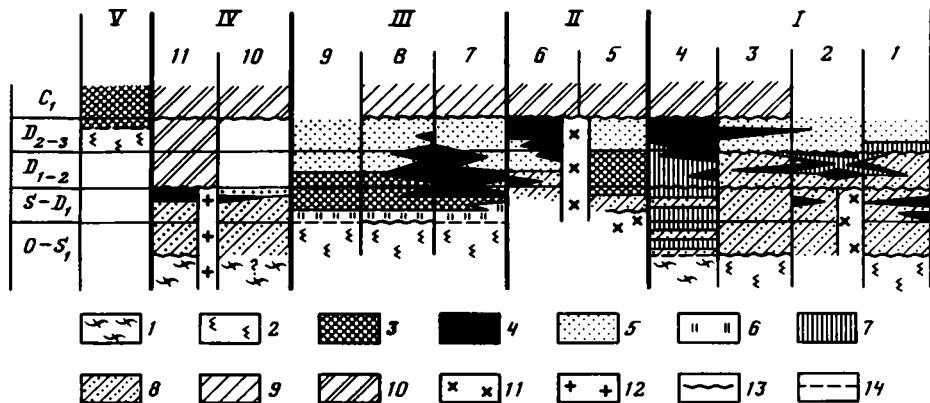


Рис. 7. Схема соотношения основных формационных комплексов варисцид западной части Южной Монголии

1 — докембрийский гранито-гнейсовый комплекс; 2 — ультрабазиты, серпентинитовый меланж; 3 — базальтоиды; 4 — непрерывно дифференцированные вулканические серии (базальты, андезиты, дациты, липариты, их туфы); 5 — граувакки, туфово-терригенные и туфовые серии; 6 — яшмы, кремнистые туффиты; 7 — преимущественно биогермные известняки; 8 — кварц-полевошпатовые (олигомиктовые) песчаники; 9 — полимиктовые песчаники с горизонтами олистостром; 10 — орогенный комплекс; 11 — габбро-плаггиогранитная формация; 12 — нормальные и щелочные гранитоиды; 13 — трансгрессивное налегание; 14 — тектонические или неясные контакты

Зоны: 1 — Гоби-Алтайская, II — Эдрэнгийнская, III — Заалтайская, IV — Гоби-Тяньшаньская, V — Солонкерская; подзоны: 1 — Баянгобийская, 2 — Баянлегская, 3 — Баянцаганская, 4 — Джинсетская, 5 — Хувинхаринская, 6 — Эдрэнгийннуиринская; комплексы: 7 — гурвансайханский, 8 — бэрхеулинский, 9 — дзоленско-хадатулинский; подзоны: 10 — Эхингольская, 11 — Тумуртинская

3) базальтоиды (S₂ — D), рассматриваемые обычно как элемент офиолитовой ассоциации [8, 9, 32], расположены выше горизонта яшм, туфов и вулканомиктовых песчаников; иными словами, по времени образования базальты существенно оторваны от ультрабазитов и габбро; периоду накопления лав предшествовал период структурной переработки (меланжирования) офиолитов; в пользу сказанного говорят также отмеченные выше соотношения ультрабазитов и диабазовых даек;

4) начиная с середины девона повсеместно формируется сложно построенная туфово-терригенная серия.

В Заалтайской зоне выделяются следующие формации: туфово-терригенно-яшмовая, яшмово-вулканогенная, вулканогенная, туфово-терригенная и терригенная. Их пространственное положение показано на рис. 7.

Туфово-терригенно-яшмовая формация (S₁₋₂) образована преимущественно слоистыми радиоляритами, залегающими в основании разреза бэрхеулинского и хадатулинского комплексов. В целом это выдержанный на огромных пространствах горизонт, мощность которого редко превышает 70—80 м, обычно же варьирует в пределах 10—40 м. Радиоляриты — крипто-микрозернистые железисто-кварцевые породы, содержащие радиолярии; встречаются глинистые разности; изредка попадает органический детрит (мшанки, криноидеи). Местами присутствует примесь обломочного песчаного и алевроитового материала (плагноклазы, пироксены, кварц, серпентин). Характерна тонкая градационная слоистость, обусловленная скоплением обломочного материала и раковин радиолярий в основании слоев, толщина которых не превышает 10 см. В формации выделяются две градации — южная, кремнистая, представленная яшмами хадатулинского комплекса, и северная, туфово-кремнисто-терригенная, развитая в основании бэрхеулинского комплекса; в последней наряду с яшмами встречаются прослойки туфов и терригенных пород, иногда слагающих большую часть разреза. Туфы литические и кристалло-витрические, основного и среднего состава, пе-

Состав базальтоидов Заалтайской зоны Монголии (мас. %)

Формация		Вулканическая серия	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	
Яшмово-вулканогенная		Щ	Б(12)**	48,93***	1,27	16,11	4,87	
				5,19	0,28	0,93	2,45	
			АБ (3)	53,54	1,40	17,01	6,26	
			1,26	0,86	4,01	7,1		
			А (1)	61,0	0,62	17,13	2,2	
		ВГ	Б (2)	52,45	1,76	14,08	7,57	
			0,007	1,8	0,27	15,67		
Вулканогенная	Бэрхеулинская градация	Щ	Б (6)	49,47	1,26	15,26	6,49	
				1,25	0,14	1,01	1,78	
			АБ (1)	52,74	0,98	14,92	4,27	
			ВГ	Б (1)	51,94	0,80	15,01	5,84
			АБ (1)	56,01	0,46	15,10	3,43	
			А (1)	60,48	0,85	13,38	4,19	
	Хадатулинская градация	Щ	Б (3)	49,96	0,9	14,64	4,3	
				0,23	0,36	1,14	7,81	

*Суммарное железо, пересчитанное на двухвалентное.

**В скобках — число проанализированных образцов.

***В числителе — среднее арифметическое (\bar{X}), в знаменателе — среднеквадратическое отклонение (S).

Примечание. Содержание воды в базальтоидах колеблется от 2 до 3,5%, пересчеты на безводность не производились; на бескарбонатность пересчитывались анализы с содержанием CO₂ от 1 до 2% (меньше 1% — не пересчитывались, а более 2% — не использовались).

реслаиваются с тефроидами; характерны также прослои туффигов и пепловых туфов. Терригенные породы представлены плохо сортированными песчаниками и гравелитами, образующими массивные пласты до 10 м. Чаще это вулканомиктовые разности, состоящие из плагноклазов, пироксенов и полуокатанных разнообразных по структуре основных и средних эффузивов; примесь кварца и обломков кислых эффузивов обычна, но содержится в резко подчиненном количестве.

Туфово-терригенно-яшмовая формация трансгрессивно залегаёт на меланжированном меланократовом фундаменте. Она образовалась в относительно глубоководном бассейне (назовем его Заалтайским), который характеризовался малыми темпами прогибания, стабильностью фациальной обстановки, обусловившей накопление маломощного однородного кремнистого горизонта. Здесь, по-видимому, не было сколько-нибудь контрастного рельефа. Лишь с севера бассейн окаймлялся вулканическим поднятием, поставившим тефру и вулканотерригенную кластику, не изменившую в целом конденсированного характера седиментации.

Яшмово-вулканогенная формация (S₂ — D₂) включает вулканы и парагенетически с ними связанные яшмы гурвансайханского комплекса. В ее сложении участвуют базальты, андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты, аквагенные брекчии, разнообразные туфы, вулканотерригенные породы. Лавовые потоки — массивные, подушечные лавы встречаются реже. Яшмы рассеяны в виде прослоев и линз по всему разрезу, достигающему мощности 1000 м. Они приурочены как к кровле, так и к основанию тела формации, местами почти полностью замещая вулканы. Характерны рудоносные разности.

Местами существенное распространение получают пачки вулканотерригенных пород, состоящих из обломков основных и кислых эффузивов с примесью плагноклазов, пироксенов и кварца. К ним приурочены глыбы органогенных известняков ордовикского, силурийского и девонского возраста.

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O + K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	FeO*	FeO/MgO
5,73	0,21	5,79	7,11	4,29	1,48	0,36	5,76	3,76	10,41	1,81
4,56	0,02	1,46	2,56	0,48	0,57	0,02	1,06	5,34	3,14	0,28
2,7	0,08	2,71	4,64	6,29	1,75	0,71	8,04	4,62	8,33	5,48
3,7	0,07	3,02	6,71	0,4	1,19	0,35	0,02	6,12	0,9	32,08
4,59	0,17	2,18	1,82	3,95	3,29	0,17	7,24	1,20	6,57	3,01
3,22	0,2	5,45	6,37	3,44	1,15	0,39	4,59	3,41	10,03	3,09
1,02	0,04	12,72	0,86	0,17	0,24	0,05	0,008	3,18	11,7	9,68
7,03	0,2	4,13	7,28	3,74	2,2	0,4	5,95	1,82	12,87	3,14
2,36	0,0005	0,3	2,32	0,42	0,52	0,26	1,04	0,39	3,49	0,35
3,34	0,14	6,08	6,38	4,42	3,36	1,0	7,78	1,31	7,18	1,81
6,52	0,3	4,33	8,18	1,87	1,56	0,21	3,43	1,19	11,77	2,7
5,22	0,3	5,13	3,50	5,0	0,29	0,29	5,29	17,24	8,31	1,62
3,99	0,14	3,87	5,04	6,25	0,47	0,11	6,72	13,29	7,76	2,0
6,29	0,28	7,03	7,15	4,43	0,93	0,19	5,36	5,65	10,16	1,58
7,93	0,03	4,34	5,95	0,68	0,42	0,02	0,41	2,68	6,95	0,97

Вулканические серии по Х. Куно: Щ — щелочная оливин-базальтовая, ВГ — высокоглиноземистая; дифференциаты по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу: Б — базальты, АБ — андезит-базальты, А — андезиты.

Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР; аналитики — Г. Ф. Галковская, Н. Л. Калашникова, Г. И. Карасева, Е. В. Черкасова.

Базальтоиды — лиловые, зеленовато-серые; встречаются как порфиоровые, так и афировые разности: пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты, диабазы, вариолиты. Структуры разнообразны, вплоть до сидеронитовых. В составе базальтоидов — моноклинные пироксены (диопсид, реже авгит), роговая обманка, плагиоклаз, магнетит или титаномагнетит, гематитизированное стекло. Характерны везикулярные разности; миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, кварцем.

Вулканиды формации — непрерывно дифференцированная по кремнекислотности серия с преобладанием базальтовых и андезито-базальтовых разностей, как лавовых, так и тефровых. Они принадлежат к щелочной оливин-базальтовой и высокоглиноземистой сериям, характеризуясь относительно высоким содержанием (мас. %) Al_2O_3 (16—17), TiO_2 (1,27—1,76), P_2O_5 (0,36—0,71) и умеренным содержанием K_2O (1,15—1,75) и MgO (не более 5,79) (см. таблицу). По своим петрохимическим особенностям они близки к современным вулканитам молодых островных дуг типа Курил, возникших на деформированной океанической коре. Основное отличие тех и других заключается в существенной роли базальтов в гурвансайханском комплексе, что сближает последние с вулканитами примитивных островных дуг.

Описанные факты, а также присутствие обломочных, в том числе и грубых, отложений позволяют считать, что яшмово-вулканогенная формация образовалась в пределах вулканического поднятия, обрамлявшего с севера Заалтайский бассейн, в котором накапливалась вулканогенная формация.

Вулканогенная формация ($S_2—D_1$) представлена двумя градациями: северная — туфово-лавовая, образованная вулканитами бэрхеулинского комплекса, южная — лавовая, включающая вулканиды хадатулинского комплекса; обе градации повсеместно залегают на силурийской туфово-терригенно-яшмовой формации.

Туфово-лавовая градация (до 1000 м) образована потоками базальтоидов (2—5 м) с плитчато-блоковой отдельностью в основании и подушечной в кровле. Подушки чаще крупные (до 1,5 м в диаметре), уплощенные, с железистыми корками (до 1—3 см толщиной). Иногда между потоками наблюдаются линзы (1—4 м) вулканических брекчий. Присутствуют прослои (0,5—5 м) основных туфов, тефроидов, вулканомиктовых песчаников (перемыв базальтов и основных туфов), встречаются единичные тонкие линзы яшм и кремнистых туффитов.

Базальтоиды градации — серые, зеленовато-серые, лиловые, преимущественно афировые. В основном это мелко-среднекристаллические диабазы с диабазово-офитовой и толеитовой структурами. Редко встречаются порфиновые плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые разности. Породы состоят из моноклинного пироксена диопсидового ряда, сосюритизированного и альбитизированного плагиоклаза, магнетита, хлоритизированного и гематитизированного стекла. Миндалины редки, выполнены гидроокислами железа, кварцем и эпидотом.

Вулканыты слабо дифференцированы: резко преобладают базальты, которым подчинены андезиты-базальты, андезитов очень мало. По характеру дифференциации и содержанию основных петрогенных компонентов (см. таблицу) они сопоставимы с вулканическими комплексами основания островных дуг и характеризуются низкими значениями Al_2O_3 , TiO_2 , высокими значениями K_2O ($>1\%$) и резкими колебаниями содержания MgO .

Лавовая (хадатулинская) градация сложена базальтоидными лавами, часто с подушечной отдельностью, содержащими линзы и прослои (до 1,5 м) алевритистых яшм, вулканомиктовых песчаников и основных туфов. Много субвулканических тел диабазов, кварц-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиров. Базальтоиды представлены зелеными, серыми, слабо везикулярными пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами с диабазовой и интерсертальной структурой основной массы. Реже встречаются мелкокристаллические диабазы и плагиопорфириты с интерсертальной и пилотакситовой структурой.

Хадатулинские вулканыты контрастно дифференцированы с модами в области базальтов и дацит-липаритов. Базальтам свойственны низкие содержания (мас. %) Al_2O_3 (13,51—15,63), TiO_2 (0,64—1,1), K_2O (0,63—1,46), P_2O_5 (0,06—0,31) и относительно высокие MgO (4,78—8,89). Субщелочной характер вулканытов определяется высокими значениями Na_2O и связан, по-видимому, с наложенным натриевым метасоматозом. По существу, хадатулинские базальты принадлежали к толеитовой серии, они сопоставимы с вулканытами некоторых краевых морей, выдвинутых в сторону океана.

Бэрхуелинские и хадатулинские базальтоиды занимают сходное положение в разрезе, залегают выше яшм. Несмотря на некоторые различия в петрохимической характеристике, мы считаем возможным объединить их в единую формацию. Обе толщи отлагались в морских условиях — в прогибе со специфической корой океанического типа. В палеотектоническом плане возникновение такого прогиба мы связываем с образованием зоны вторичного растяжения, проявившимся в позднем силуре после периода относительного покоя, когда образовалась туфово-терригенно-яшмовая формация.

Туфово-терригенная формация — сложно построенное геологическое тело, образованное тремя градами: северной, центральной и южной.

Северная (гурвансайханская) градация (D_2 — C_1 ?) представлена двумя ассоциациями — кремнисто-глинистой и обломочной. Основу первой составляют алевропелиты, туфопелиты и кремнистые туффиты. Это плотные, часто пренитизированные породы, зеленовато-серые (до черных), образованные глинисто-хлоритовым, кремнисто-хлоритовым, глинисто-кремнистым, кварц-пренитовым микрозернистым агрегатом. Часто в шлифах различимы реликты пепловой структуры. Обычна примесь органического вещества (рассеянного и растительного детрита) и алеврита, реже мелкого песка (плагиоклазы, кварц, в различной степени измененные

и окатанные вулканиты среднего и кислого состава). В ассоциации встречаются прослой фтанитоидов и яшм. Как правило, алевропелиты и туффиты образуют мощные (50—200 м) неясно-слоистые горизонты.

Обломочная ассоциация — чередование вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов, кварц-плагиоклазовых и плагиоклазовых тефроидов, обломочных туффитов и витрокристаллокластических туфов липаритов и дацитов. Вулканомиктовый материал — смесь продуктов перемыва основных, средних и кислых вулканитов, плагиоклазов, реже кварца, а также эдафогенного материала (обломки алевропелитов, туффитов). Обработка материала разная, сортировка плохая; связующая масса скудная. В обломочных туффитах присутствует кислая кристаллокластика. Рассматриваемые отложения образуют слоистые, часто ритмичные пачки мощностью до 100 м. Наиболее грубые разности (гравелиты, конгломераты) слагают массивные горизонты (до 50 м).

Северная градация залегает с постепенным переходом на яшмово-вулканогенной формации, по-видимому, частично замещая последнюю по латерали. Важным ее элементом являются горизонты микститов. Последние представлены обычно обильной несортированной песчано-гравийной связующей массой, содержащей валуны и глыбы (0,5—50 м) диабазов, спилитов, плагиопорфиритов, кварц-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов, габбро, кварцевых диоритов и плагиогранитов, реже гранитов и серпентинитов; осадочные фрагменты представлены различными туфово-терригенными породами, туффитами, яшмами, песчаниками и алевролитами (в том числе кварц-плагиоклазовыми), биогермными (коралловыми, мшанковыми, криноидными) известняками. Горизонты микститов (от нескольких метров до 150 м) встречаются по всему разрезу, однако больше их в основании и кровле градации. Местами они расслаиваются тонкими вулканотерригенными отложениями; в нижнем горизонте иногда появляются покровы базальтов (массив Онгон-Улан-Ула).

Гурвансайханская градация возникла в прогибе, седиментация в котором определялась двумя процессами — фоновой аккумуляцией тонкого пирокластического, глинистого и кремнистого вещества и эпизодическим привносом склоновыми потоками значительных объемов грубого (до глыбового) обломочного материала. Последний включал как продукты перемыва местных пород (базальты, кварцевые порфиры, туфотерригенные породы, туффиты, яшмы и т.д.), так и экзотические глыбы гранитов и биогермных известняков, неизвестных *in situ* в пределах Заалтайской зоны. Это предполагает существование трех источников поступления материала: тефрогенного, удаленного от области седиментации; вулканотерригенного и терригенного, располагавшихся вблизи последней. Зона аккумуляции ограничивалась крутыми склонами, что обеспечивало привнос обломочного материала в депрессию, в которой шло устойчивое осаждение тонких туфово-глинисто-кремнистых осадков.

Южная (хадатулинская) градация ($S_2 - D$) — толща крайне однообразных интенсивно прениitizedированных алевролитов, туфопелитов и кремнистых туффитов, сходных с таковыми северной градации. Среди них развиты прослой (1—5 м) вулканомиктовых песчаников, кислых тефроидов (обломки микрофельзитов, пемза, кварц, плагиоклазы), кислых туфов; встречаются единичные слои андезитовых туфов и плагиоклазовых тефроидов.

Основное отличие южной градации от северной заключается в резко подчиненной роли вулканомиктовых пород (особенно грубых) и полном отсутствии горизонтов микститов.

Центральная (бэрхеулинская) градация (D_{2-3}) соответствует надбазальтовой части разреза бэрхеулинского комплекса. Она образована зелеными, зеленовато-серыми и лиловыми, преимущественно грубообломочными породами. В сложном пространственном сочетании здесь находятся следующие типы пород.

1. Туфы основного и среднего состава, от мелко- до грубообломочных,

кристаллолитические, сложены преимущественно двумя видами стекол — сидеромелановым (замещенным альбит-хлорит-эпидотовым агрегатом) и "тахилитовым"; кристаллокластика — плагиоклазы и моноклинные пироксены. Встречаются тонкообломочные гиалотуфы.

2. Туфы и тефроиды дацитов и липаритов, средне-грубозернистые, состоят из обломков пород с микролитовой, микросферолитовой, фельзитовой структурой, трещиноватых обломков плагиоклаза и кварца.

3. Вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты; плохо сортированные, образованы обломками основных и средних, реже кислых эффузивов, жильного кварца; присутствует иногда пирокластический материал (туфопесчаники и обломочные туффиты).

4. Полимиктовые песчаники, представляющие собой смесь обломков основных и кислых эффузивов, гранитоидов, разнообразных туфов, зеленых сланцев, терригенных и туфово-терригенных пород; местами попадаются фрагменты известняков и органогенный детрит (кораллы, мшанки, криноиды).

5. В подчиненном количестве присутствуют кремнистые туффиты, туфопелиты, пепловые туфы и туфосилициты.

Бэрхеульская градация характеризуется неравномерной стратификацией. Грубые разности преобладают, образуя пачки мощностью до 30 м с прямым градационным распределением материала в индивидуальных пластах. Пачки, образованные тонкообломочными породами, — тонко- и мелконапластованные, горизонтально-слоистые.

Центральная градация отличается от рассмотренных выше развитием базальтовых и андезито-базальтовых туфов, преобладанием туфов и тефроидов над вулканотерригенными породами и существенно меньшим развитием тонкозернистых образований, столь характерных для северной и южной градаций туфово-терригенной формации. Особенности состава и строения градаций отражают латеральную изменчивость, определяющуюся в основном местом формирования отложений относительно источника базальтового эксплозивного вулканизма.

Центральная градация возникла в пределах вулканического поднятия, на террасированных склонах и подножии которого формировались грубообломочные осадки (до валунных конгломератов и микститов). Существовало два основных источника кластики — ювенильный (тефровый) и размыв самих вулканических построек (вулканотерригенный). Это вулканическое поднятие в среднем девоне разделило Заалтайский бассейн на два обособленных прогиба — северный, Гурвансайханский, и южный, Хадатулинский; здесь накапливались депрессионные относительно тонкие туфово-глинисто-кремнистые осадки и эпизодически привносился более грубый тефровый и вулканотерригенный материал с вулканического поднятия.

Терригенная формация (D_3 — C_1 ?) сложена разнообразными по структуре обломочными породами. Преобладают полимиктовые песчаники; наряду с кварцем, плагиоклазами и биотитом широко представлена литическая кластика: основные, средние и кислые вулканы, субвулканические породы, гранитоиды, кремни, кварциты, алевролиты и алевропелиты, разнообразные по структуре известняки, серпентиниты, зеленые сланцы; обычна примесь раковинного и растительного детрита. Полимиктовые песчаники ритмично чередуются с алевролитами и алевропелитами. Обычны горизонты (до 15 м) микститов и валунных конгломератов. Состав их тот же, хотя иногда резко начинают преобладать обломки органогенных известняков и гранитоидов.

Терригенная формация согласно залегает на пестроцветных туфах бэрхеулинского комплекса и образовалась на склонах и подножии отмеченного выше вулканического поднятия. В его пределах в позднем девоне затухает вулканическая деятельность и усиливаются эрозионные процессы, приведшие к накоплению больших масс полимиктового материала, возникшего при разрушении сложно

построенных вулканических сооружений. Седиментационная обстановка отличалась большой мобильностью: формировались флишодные накопления с неравномерной ритмичной стратификацией и микститовые горизонты.

Заканчивая характеристику Заалтайской зоны Южной Монголии, отметим следующие основные положения. По-видимому, в позднем силуре в области со сложно построенной корой (мозаика блоков с континентальной и океанической корой) закладывается обширный прогиб. Разрез его выполнения начинается с маломощного, преимущественно яшмового горизонта, залегающего трансгрессивно на меланжированном меланократовом основании. Между периодами вскрытия ультрабазитов и отложения на них яшм существовал известный временной перерыв в осадконакоплении. Возможны два объяснения таких соотношений. Можно предположить либо воздымание и размыв верхней части офиолитовой ассоциации, либо послонный срыв, пространственно совпадающий с поверхностью раздела ультрабазит—габбро. Мы отдаем предпочтение второму варианту прежде всего потому, что в пределах изучавшегося региона отсутствуют сколько-нибудь значительные массы обломочного материала, свидетельствующие о перемыве габброидов. В пользу корового срыва говорит также отсутствие в разрезе парагенетически связанных с офиолитами базальтоидов. Действительно, основные объемы базальтоидов появляются позднее, на рубеже силура и девона. Излияния, продолжавшиеся в раннем (возможно, частично и в среднем) девоне, мы связываем с периодом вторичного раскрытия (раздвига), проходившего уже на мантийном уровне. Иными словами, аномальность разреза надультрабазитовой серии Заалтайской зоны (яшмы внизу, базальты вверху) обусловлена двумя уровнями (коровым и мантийным) смещения раздвигающихся литосферных пластин.

Вдоль северной периферии прогиба в это время формируется вулканическое ("островодужное") поднятие, поставившее в располагавшуюся к югу депрессию пирокластический и вулканомиктовый материал. В среднем девоне внутри прогиба возникает осевое вулканическое поднятие, разделившее Заалтайский бассейн на два обособленных прогиба — южный (Хадатулинский) и северный (Гурвансайханский). Северный по своему структурному положению и формационному выполнению сопоставим с котловинами краевых морей, южный — с преддуговыми прогибами.

ГОБИ-ТЯНЬШАНЬСКАЯ ЗОНА

Гоби-Тяньшаньская зона характеризуется широким развитием терригенных и вулканогенных отложений нижнего и среднего палеозоя, прорванных сложным комплексом девонских, каменноугольных и пермских гранитоидов. Это один из наиболее труднодоступных и слабо изученных районов Монголии. Данные по геологии Гобийского Тянь-Шаня приведены в работах В.М. Синицына [20], Н.Г. Марковой [12] и С.В. Руженцева [18].

В пределах Гобийского Тянь-Шаня выделяются две подзоны — северная (Эхингольская) и южная (Тумуртинская). В структурном отношении обе они построены однотипно: отложения смяты в систему напряженных, близких к изоклинальным складок, осложненных продольными или диагональными разломами (рис. 8). Крайне широко проявлены процессы рассланцевания, милонитизации и окварцевания. Значительную часть территории зоны занимают крупные, морфологически разнообразные гранитные тела. По сути дела, осадочные и вулканогенные породы слагают относительно узкие широтные полосы, зажатые между гранитоидами. Время формирования складчатой структуры Эхингольской подзоны по крайней мере довизейское, Тумуртинской — определенно досреднедевонское (скорее всего, рубеж эмс—эйфель, но возможно, зиген—эмс).

В позднем палеозое и мезозое структура усложнялась, местами возникали надлиги, по которым сложно смятые среднепалеозойские комплексы были

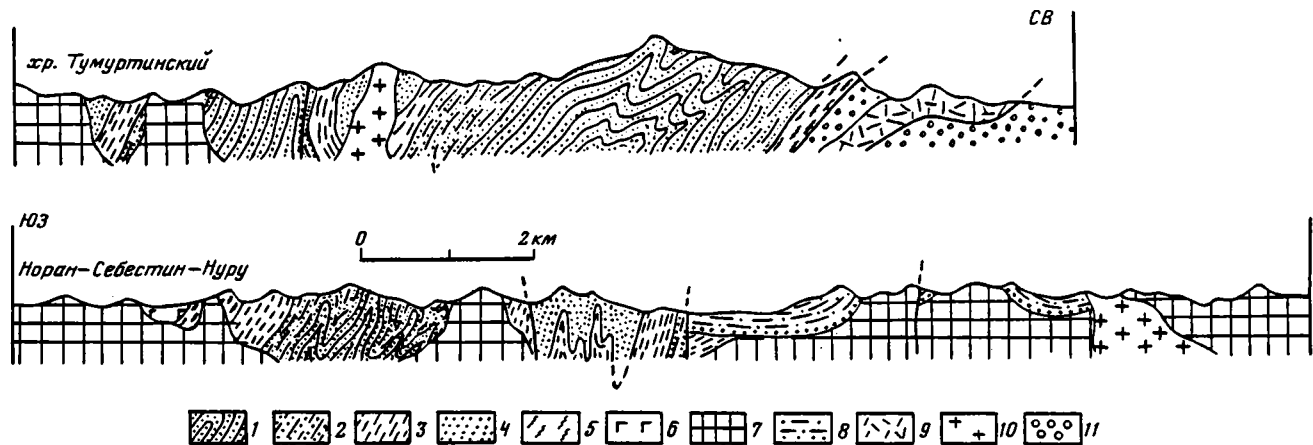


Рис. 8. Геологические профили через Тумуртинскую подзону (Гобийский Тянь-Шань)

1, 2 — тумуртинская толща: 1 — песчанники (S?), 2 — алевролиты, известняки (S—D); 3—6 — эхингольская толща: 3 — туффы, известняки

(D₁), 4 — туфы, вулканомиктовые песчанники (D₁), 5 — кварцевые порфиры, их туфы (D₁), 6 — андезит-базальты, базальты (D₁); 7 — граниты (D₁₋₂); 8 — конгломераты, известняки, базальты (D_{1c}—D_{1ef}); 9 — липариты, дациты, их туфы (C₁—P); 10 — граниты (P); 11 — конгломераты (MZ)

надвинуты на каменноугольно-пермские и триасово-юрские отложения. Амплитуда таких нарушений иногда достигала 4—5 км.

Эхингольская подзона охватывает территорию гор Эхингойту-Хара-Нуру, Ихэ-Хабцагаин-Нуру и др. Породы фундамента здесь не вскрыты.

Разрез имеет следующее строение.

1. В основании видимой части разреза залегает толща (до 600 м) мелкозернистых песчаников и алевролитов, зеленовато-серых, кварцевых и плагиоклаз-кварцевых, чередующихся с тонкими многочисленными прослоями бурых песчаных известняков. Толща имеет ритмичное строение, породы, как правило, сильно рассланцованы.

2. Пиллоу-лавы базальтов (0—150 м), аквагенные брекчии, гиалокластиты с прослоями и линзами яшм.

3. Пестрая по составу и окраске толща (до 700 м), образованная неравномерным чередованием зеленых и фиолетовых кристаллокластических туфов, кварцевых порфиров и плагиопорфиров, пепловых туфов, туфоалевролитов, туффитов, туфосилицитов. Часто наблюдаются тонкие (до 10—20 см) ритмы — от тонкообломочных туфов до кремнистых туффитов.

Указанные горизонты не охарактеризованы палеонтологически. На основании состава нижний горизонт сопоставляется нами с тумуртинской толщей, верхний — с эхингольской по В.М. Сеницыну [20].

Выше с резким угловым несогласием трансгрессивно залегают конгломераты (галька гранитоидов преобладает), полимиктовые песчаники, известняки, имеющие визейско-серпуховский возраст.

Тумуртинская подзона занимает территорию массивов Цаган-Богдо, Атас-Богдо, Тумуртинского хребта, гор Норан-Себестин-Нуру и имеет следующий разрез.

1. Песчаники (700—800 м) зеленовато-серые, местами слагающие массивные пачки мощностью до 50 м, местами слоистые (ритмичное чередование песчаников и алевролитов), плагиоклаз-кварцевые, слюдястые. Присутствуют прослои бурых песчаных известняков; а также мощные линзы (до 200 м) розовых кварцевых песчаников, переслаивающихся с конгломератами (галька жильного кварца, слюдястых кварцитов, биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, кварцевых порфиров, кварц-биотитовых сланцев, редко мраморов).

2. Алевролиты (300—400 м) зеленовато-серые, кварцевые, часто филлитизированные. В верхней части появляются прослои туфов кварцевых порфиров и туффитов. Присутствуют прослои бурых известняков. В известняках (долина Шара-Хулусуни-Хундэй) собраны плохо сохранившиеся остатки брахиопод, мшанок, табулят (? *Alveotella* sp., скорее девонского облика).

3. Туффиты, туфосилициты (80—100 м) зеленовато-серые, тонкослоистые, содержат прослои пепловых туфов, фтанитоидов, редко (0,5—1,5 м) органогенно-обломочных известняков, с остатками табулят (*Favosites archaensis* Sok.), брахиопод (*Aulacella* sp., *Gladiostrophia* sp., *Leptagonia* sp., *Delthyris* sp.), мшанок, трилобитов, гастропод, криноидей, указывающих на раннедевонский возраст вмещающих пород.

4. Песчаники (300—500 м) зеленовато-серые, полимиктовые, с многочисленными прослоями и линзами кислых и средних туфов, вулканомиктовых песчаников, конгломератов (галька — разнообразные терригенные породы, туфы, туффиты, кварцевые порфиры, гранитоиды). Местами в разрезе преобладают терригенные породы, а местами туфы, ассоциирующие с крупными гипабиссальными телами кварцевых порфиров.

5. Пиллоу-лавы базальтов и андезито-базальтов (500—600 м) переслаиваются с горизонтами аквагенных брекчий и гиалокластитов; единичны прослои яшм и туффитов.

В описанном разрезе горизонты 1 и 2 соответствуют тумуртинской толще,

3—5 — эхингольской по В.М. Синицыну. Первую мы считаем в основном силурийской (частично раннедевонской), вторую — раннедевонской. Обе они сильно дислоцированы и прорваны гранитами атасбогдинского комплекса. В горах Себестин-Нуру нами установлено, что отложения эхингольской толщи и прорывающие их граниты резко несогласно, с базальным конгломератом, перекрыты песчаниками, туфами липаритов и дацитов, известняками, содержащими остатки табулят и брахиопод эмс—эйфеля.

Разрез Гобийского Тянь-Шаня начинается с толщи плагиоклаз-кварцевых песчаников. Следует заметить, что, несмотря на то что основание разреза здесь не вскрыто, присутствие в тумуртинской толще горизонтов конгломератов с гранитной галькой позволяет предположить, что сиалические источники сноса существовали в Гобийском Тянь-Шане по крайней мере в силуре, а возможно, и ранее.

Восточнее рассматриваемого района, на простирании зоны Гобийского Тянь-Шаня, относительно широко развиты докембрийские образования (Уланульская и Тотошаньская зоны Юго-Восточной Монголии). Рифейско-нижнекембрийские отложения здесь представлены известняками, кремнями, кварцитами, кристаллическими сланцами, местами кислыми эффузивами. Выше залегает существенно терригенная толща молассоидного облика, содержащая гальку гранитоидов и подстилающих известняков [23, 25]. Допускается также наличие дорифейского гранито-гнейсового фундамента.

Докембрийские породы в пределах Юго-Восточной Монголии слагают разобщенные блоки, представляющие собой выступы фундамента Южно-Гобийского микроконтинента [6]. Молассоидная серия, перекрывающая рифейско-нижнекембрийские отложения и содержащая продукты их перемыва, с известной степенью условности может быть сопоставлена с низами тумуртинской толщи, на что указывает сходство их состава. Известняково-терригенная толща силура Юго-Восточной Монголии, по-видимому, соответствует верхней части тумуртинской толщи, имеющей силурийско-раннедевонский возраст, а девонские туффиты, песчаники и эффузивы среднего и кислого состава — эхингольской толще.

В составе доорогенного комплекса Гобийского Тянь-Шаня выделяются следующие формации: терригенная (олигомиктовая), яшмово-вулканогенная и терригенно-кремнисто-вулканогенная (см. рис. 7).

Терригенная (олигомиктовая) формация (S—D₁), соответствующая тумуртинской толще, широко представлена как в Эхингольской, так и Тумуртинской подзоне. Основной ее фон составляют крайне однообразные плагиоклаз-кварцевые, часто слюдистые обломочные отложения значительной мощности, содержащие тонкие (до 0,5 м) прослои бурых песчаных известняков. Выделяются две ассоциации пород — песчаниковая (Тумуртинская подзона) и песчано-алевролитовая (Эхингольская подзона).

Первая представлена грубо-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, реже алевролитами, образующими ритмично наслоенные пачки мощностью от I до 15—20 м. Характерным членом ассоциации являются мощные линзы массивных и грубослоистых песчаников, гравелитов и конгломератов, состоящих из обломков гранитоидов, кварца, кварцитов, слюдистых сланцев. Вторая ассоциация образована мелкозернистыми плагиоклаз-кварцевыми песчаниками и кварцевыми алевролитами, часто известковистыми, и характеризуется ритмично наслоенными пачками меньшей мощности (0,5—1,5 м), иногда с элементами косой слоистости. Обе ассоциации составляют единый фациальный ряд, связанный единством питающей провинции и бассейна седиментации. Первая ассоциация формировалась в относительно мелководных условиях (органогенный карбонатный материал) внешнего шельфа и частично склона Южно-Гобийского микро-

континента; вторая — возникла в пелагической части бассейна и являлась дистальными отложениями долинно-веерной системы континентального подножия.

Яшмово-вулканогенная формация (D_1), приуроченная к северной части Эхингольской подзоны, представлена базальтами, содержащими прослойки и линзы яшм (радиоляритов). Базальты выклиниваются в северном направлении и замещаются тонким (5—10 м) горизонтом слоистых кремней. И базальты и яшмы залегают на песчанниках и алевролитах терригенной (олигомиктовой) формации. Тектонические условия их образования не вполне ясны. Учитывая, что они частично синхронны заалтайским базальтоидам, мы связываем их появление с периодом дробления коры и массовым излиянием основных лав, происходившим в позднем силуре—раннем девоне практически на всей территории Заалтайской зоны. В этом смысле яшмово-вулканогенная формация Эхингольской подзоны может рассматриваться как краевая часть вулканогенной формации Заалтайской зоны.

Терригенно-кремнисто-вулканогенная формация (D_1) — чрезвычайно сложно построенный комплекс отложений, фацциально изменчивый как по латерали, так и по вертикали. В ней можно выделить две градации — южную и северную, охватывающие эхингольскую толщу соответственно Тумуртинской и Эхингольской подзон.

Южная (тумуртинская) градация в основании разреза образована туфосилицитами, кремнистыми туффитами, пепловыми туфами, фтанитоидами с линзами биогермных известняков. Это относительно мелководные накопления, сформировавшиеся в условиях резкого сокращения привноса олигомиктового обломочного материала, связанного, по-видимому, с общей нивелировкой рельефа питающей провинции. Средняя часть градации состоит из туфов кислого (включая игнимбриты) и среднего состава, тефроидов, вулканомиктовых и полимиктовых песчаников. Характерен обильный растительный детрит. Присутствуют полимиктовые конгломераты, иногда значительной мощности, содержащие гальку габбро, диоритов и плагиогранитов. Рассматриваемым отложениям присущи резкие изменения состава и мощности, линзовидное чередование пород, неравномерная наслоенность. Они, очевидно, формировались в прибрежных, частично субаэральных условиях. В зону аккумуляции поступал грубый тефровый, а также вулканомиктовый материал, возникавший при размыве вулканических построек.

Венчается разрез толщей базальтоидов, содержащих горизонты туфов, туффитов, реже яшм.

Образование градации связано с возникновением в пределах Южно-Гобийского микроконтинента вулканического поднятия. В это время здесь формируется непрерывно дифференцированная (от липаритов до базальтов) серия с антидромным характером вулканизма.

Северная (эхингольская) градация сложена кремнистыми туффитами, туфосилицитами, пепловыми туфами, кварц-плагиоклазовыми туфоалевролитами, образующими крайне однообразную толщу. Отложения имеют четкую тонкую ритмичную стратификацию. Толщина ритмов не превышает 20 см, обычно же равна 5—10 см. Лишь изредка присутствуют пласты (до 50—70 см) мелкозернистых полимиктовых песчаников (смесь обломков кислых и основных вулкаников, микрокварцитов, плагиоклазов и кварца). Эти отложения являются дистальными турбидитами, на каплявавшимися у подножия континентального склона, куда из области отмеченного выше вулканического поднятия сносился тонкий тефровый и вулканотерригенный материал.

На рубеже раннего и среднего девона отложения зоны Гобийского Тянь-Шаня подверглись интенсивному складкообразованию. В это же время здесь образовались крупные гранитоидные тела. Начиная с эйфеля формируется орогенный комплекс.

Таким образом, Гобийский Тянь-Шань представлял собой часть Южно-Гобийского микроконтинента. Можно предполагать, что последний имел докемб-

рийский гранито-гнейсовый фундамент, перекрытый чехлом рифейско-нижнекембрийских отложений. Образование ниже-среднепалеозойской терригенной (олигомиктовой) формации связано с регионально проявившимися процессами растяжения и появлением системы прогибов и поднятий. Песчаниковая ассоциация соответствует шельфу Гоби-Тяньшаньской континентальной массы, песчано-алевритовая — ее склону и подножию. В связи с раскрытием в позднем силуре и раннем девоне Заалтайского палеоокеанического прогиба вдоль северной периферии микроконтинента возникает вулканическое поднятие. Южная (тумуртинская) градация терригенно-кремнисто-вулканогенной формации соответствует подножию этого поднятия. Она формировалась на шельфовом комплексе и отличается в целом грубой размерностью кластики. Северная (эхингольская) градация накапливалась в пределах склона и его подножия и являлась дистальной по отношению к южной.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

В предыдущих разделах было показано, что в структурном отношении варисциды западной части Южной Монголии представляют собой систему узких блоков, отличающихся своей формационной характеристикой. Указанные блоки разделены крутыми продольными разломами, определенно имеющими сдвиговую составляющую. За исключением Заалтайской зоны, в рассматриваемом регионе нет достоверных данных о существовании значительных покровно-надвиговых нарушений, что не исключает, впрочем, их присутствия на глубинных уровнях. Основываясь на общих соображениях, мы допускаем известное сближение отдельных структурно-формационных комплексов в процессе складкообразования. Однако амплитуда такого сближения остается неизвестной даже в самом приблизительном виде. Учитывая сказанное, а также наличие переходных фаций между отложениями отдельных зон, мы считаем, что в пределах варисцид Южной Монголии не было вторичной "перетасовки" структурно-формационных комплексов; иными словами, первоначально с севера на юг располагались Гоби-Алтайская, Эдрэнгийнская, Заалтайская и Гоби-Тяньшаньская зоны, образованные ниже-среднепалеозойскими породами. Южнее Гобийского Тянь-Шаня находится Солонкерская зона, характерным элементом которой является каменноугольная офиолитовая ассоциация. Заалтайская и Солонкерская зоны — реликты претерпевших сложную структурно-вещественную эволюцию прогибов с корой океанического типа; Гобийский Тянь-Шань — шельфовая и склоновая части Южно-Гобийского микроконтинента; Гобийский Алтай — переработанный шельф Северо-Азиатского континента.

В пределах Заалтайской зоны широко представлены меланжированные офиолиты. Меланж весьма специфичный: серпентинизированные перидотиты слагают подавляющую его часть, в то время как породы полосчатого комплекса и габбро встречаются реже; существование глыб пород дайкового комплекса и базальтов вообще проблематично.

Как уже отмечалось, Заалтайская зона образована четырьмя структурно-формационными комплексами. По крайней мере в основании трех из них залегает меланж указанного типа. Он трансгрессивно перекрыт туфово-терригенно-яшмовым горизонтом, выше которого накапливались основные объемы базальтоидов, генетически связанных с роями даек. Решающее значение для понимания особенностей развития зоны имеет интерпретация соотношения меланжа и яшм. Возраст последних силурийский. Чаще мы видим налегание яшм непосредственно на серпентиниты. Все это позволяет сделать вывод о существовании в пределах Заалтайской зоны нижепалеозойской офиолитовой ассоциации. Меланжирование происходило в силуре и, по-видимому, сопровождалось срывом и удалением верхней части разреза ассоциации по поверхности раздела ультрабазит—габбро.

Палеогеографические условия, существовавшие в это время, не ясны. Частично смещения происходили в подводных условиях, на что указывает наличие отторженцев ультрабазитов непосредственно в яшмах. Однако образование базального горизонта обломочных серпентинитовых пород предполагает выведение меланократового фундамента в зону волновой эрозии.

Туфово-терригенно-яшмовая формация рассматривается нами как своеобразный океанический чехол, перекрывший меланжированное основание в период относительного тектонического покоя. Перестройка структурного плана зоны связана с новым импульсом растяжения, в результате чего на рубеже силура и девона возникает система рассредоточенных по площади роев даек, служивших подводными каналами для базальтоидов хадатулинского (включая дзюленский) и бэрхеулинского комплексов. Растяжение в южной и осевой частях Заалтайской зоны компенсировалось на севере, где в это же время формировалась субдуктивная система, отражением которой является "островодужное поднятие" (яшмово-вулканогенная формация гурвансайханского комплекса). Специально надо отметить синхронность заложения и одновременность развития обоих отмеченных структурных элементов. В среднем девоне островная дуга мигрирует к югу (туфово-терригенная формация, центральная градация). С этого же времени к северу и к югу от нее возникают два прогиба, заполнявшиеся мощными туфово-терригенными, существенно турбидитными отложениями.

Таким образом, Заалтайская зона представляет собой ранне-среднепалеозойскую структуру с корой океанического типа (палеоокеан). Ее развитие отличается рядом особенностей.

1. Для Заалтайского палеоокеана характерна цикличность процесса растяжения, прерываемого периодами относительного тектонического покоя. Раздвижение литосферных пластин осуществлялось на коровом и мантийном уровнях. По крайней мере для зон вторичного раскрытия (поздний силур—ранний девон) наряду с редкими элементами концентрированного спрединга серия "дайка в дайке" наблюдается рассеянный (рои изолированных даек), что обуславливает одновременное появление базальтов на обширных площадях.

2. Характерной чертой существовавшей здесь геодинамической обстановки является синхронное (или близкое к таковому) заложение зон растяжения и компенсирующих (субдуктивных) структур. Для нижнепалеозойских офиолитов данных мало. Однако для силурийско-девонских структур устанавливается почти идеальное совпадение начала растяжения и массового излияния базальтов, с одной стороны, и формирования островодужных комплексов — с другой. Это касается не только внутрибассейновых поднятий, но и краевых частей континентальных блоков, где формируются непрерывно дифференцированные вулканические серии (терригенно-кремнисто-вулканогенная формация Гобийского Тянь-Шаня, вулканогенно-карбонатные и эффузивно-туфовая формации Гобийского Алтая). Все они закладываются в раннем девоне. Иными словами, растяжение в осевой части палеоокеана и его компенсация по периферии были практически синхронны, что, по нашему мнению, предопределило сравнительно небольшие размеры силурийско-раннедевонского палеоокеанического бассейна в поперечнике. На это же указывает наличие в пределах бэрхеулинского и гурвансайханского комплексов глыб и валунов биогермных известняков ордовика, силура и девона, поступавших, по-видимому, из южной окраины Гоби-Алтайской и Эдрэнгийнской зон.

Строение Гоби-Тяньшаньской зоны в общем виде рассмотрено ранее. Отметим, что в ней выделяется терригенная (олигомиктовая) формация, соответствующая шельфу и склону Южно-Гобийского континентального блока (микроконтинента), и терригенно-кремнисто-вулканогенная формация, возникающая в пределах вулканического пояса, располагавшегося вдоль северного его края.

Гораздо сложнее построена Гоби-Алтайская зона. Она рассматривается как шельф, окаймлявший Заалтайский палеоокеан с севера. Уже говорилось, что отличительной чертой зоны является развитие ультрабазитов (Баянгобийская и Баянцаганская подзоны). Мы согласны с мнением Г.В. Пинуса и др. [16] об отсутствии здесь типичных офиолитов. Меланократовый фундамент представлен почти исключительно серпентинитами, которые местами трансгрессивно перекрывают олигомиктовыми песчаниками (содержат валуны микроклиновых гранитов) и известняками нижнего палеозоя; вместе с тем в большинстве случаев наблюдаются протрузивные контакты серпентинитов и окружающих отложений. Возможна различная интерпретация структурной позиции ультрабазитовых поясов Гобийского Алтая. Решающее значение, однако, имеют следующие факты: 1) ультрабазиты определенно являются фундаментом, на котором формировались нижнепалеозойские толщи Баянгобийской и Баянцаганской подзон; 2) с ультрабазитами пространственно не связаны более древние отложения (в том числе базальтоиды); 3) аркозовый состав перекрывающих отложений, включающих горизонты гранитных конгломератов, указывает на близость "сиалических" источников сноса.

Как отмечалось выше, по крайней мере Джинсетская, а возможно, и Баянлегская подзоны имеют докембрийский гранито-гнейсовый фундамент. Следовательно, Гоби-Алтайскую зону можно рассматривать как древнюю сиалическую массу, входившую в состав сформировавшегося к концу кембрия Северо-Азиатского палеоконтинента. По-видимому, в ордовике в ее пределах возникает система раздвиговых структур. Срыв докембрийского гранито-гнейсового комплекса и последующее смещение обособившихся пластин происходили на коровом уровне, скорее всего — по древней поверхности Мохоровичича. В результате вскрывались ультрабазиты, маркирующие относительно прогнутые структуры. Участки с гранито-гнейсовым основанием обособились в виде поднятий. В это же время в связи с формированием раннепалеозойского Заалтайского палеоокеана зона Гобийского Алтая в целом оформляется как шельф, который заполняется олигомиктовыми песчаниками, перекрывающими как депрессионные (ультрабазиты), так и приподнятые (гранито-гнейсы) участки. В дальнейшем структурный план, наметившийся еще в ордовике, сохраняется в силуре и девоне (по крайней мере по среднему девону включительно).

* * *

История тектонического развития рассматриваемого района Южной Монголии в общем виде сводится к следующему (рис. 9).

1. В позднем рифее—раннем кембрии в пределах Алтае-Саянской области и Монголии располагалась сложная построенная океаническая структура [26], включавшая участки с относительно древней утолщенной океанической корой, с тонкой новообразованной океанической корой, а также участки с более или менее сформированным гранитно-метаморфическим слоем и, наконец, фрагменты древней континентальной коры. Очевидно, к числу последних относились Южно-Гобийский микроконтинент и гранито-гнейсовый комплекс Гоби-Алтайской зоны. К концу кембрия здесь повсеместно формируется гранитно-метаморфический слой, спаявший блоки с докембрийской континентальной корой.

2. В ордовике (определенно — в позднем ордовике) на территории сформировавшегося Северо-Азиатского континента закладывается система раздвигов, отделивших от него Южно-Гобийский континентальный массив. В структурном отношении зона раздвига представляла собой чередование блоков с докембрийской гранито-гнейсовой корой и прогибов с корой океанического типа. Среди последних выделяются Заалтайский, наиболее крупный, а также Баянцаганский и Баянгобийский прогибы, представлявшие собой сравнительно небольшие

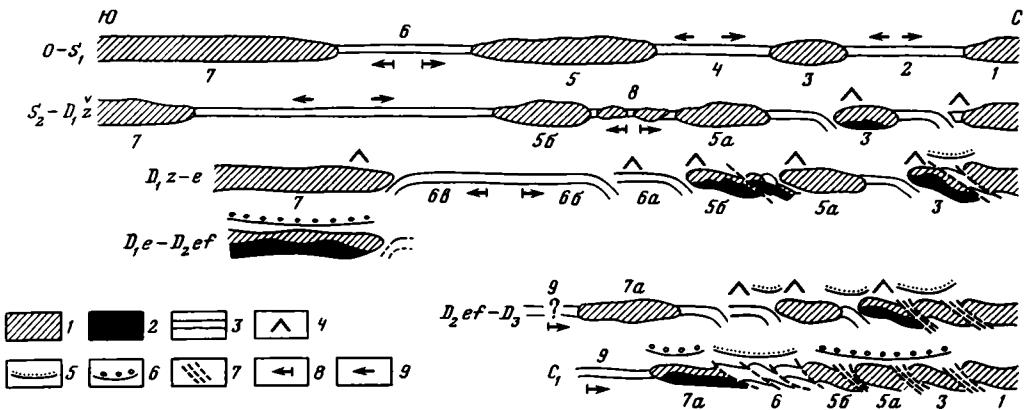


Рис. 9. Схема тектонического развития Юго-Западной Монголии

1 — блоки континентальной коры, сформировавшейся в середине кембрия; 2 — гранитоиды; 3 — прогибы с корой океанического типа; 4 — островодужные комплексы; 5 — наложенные впадины, выполненные полимиктовыми (в основном граувакковыми) флишондными толщами; 6 — орогенный комплекс; 7 — «офиолитовые сутуры»; 8, 9 — уровни раскрытия прогибов; 8 — мантийный, 9 — коровый

Цифры на схеме: 1 — каледониды Центральной Монголии (Озерная зона), 2 — Баянгобийский прогиб, 3 — Баянлегский блок, 4 — Баянцаганский блок, 5 — Джинсетский блок (а — собственно Джинсетский блок, б — Эдрэнгийннуринский блок), 6 — Заалтайский прогиб (комплексы: а — гурвансайханский, б — бэрхсулинский, в — дзоленхадатулинский), 7 — Южно-Гобийский блок (7а — Гоби-Тяньшаньский блок), 8 — Хувинхаринский прогиб, 9 — Солонкерский прогиб

грабены в теле Гоби-Алтайского шельфа. Раскрытие происходило на разных структурных уровнях: в Заалтайской зоне на мантийном, в Гобийском Алтае на коровом. Поэтому в первом случае мы наблюдаем более полный набор пород офиолитовой ассоциации, во втором осадки накапливались непосредственно на ультрабазитах.

Особенности строения нижнепалеозойских офиолитов Заалтайского прогиба изучены крайне слабо из-за вторичной их переработки в среднем палеозое. В остальных же частях региона накапливались огромные объемы сиалической кластики, образовавшейся при размыве Северо-Азиатского и Южно-Гобийского континентов.

3. В силуре заалтайские офиолиты меланжируются. Появление меланжа мы связываем со срывом и удалением верхней части ассоциации. В результате были вскрыты ультрабазиты, на которых большей частью и залегают яшмы.

4. В конце силура—начале девона происходит перестройка структурного плана: после сравнительно короткого периода тектонического покоя (туфово-терригенно-яшмовая формация) в Заалтайском прогибе вновь широко проявилось растяжение. Здесь возникли многочисленные пояса даек, происходило излияние значительных объемов базальтов. Одновременно вдоль северной периферии зоны как компенсационная структура обособилось островодужное поднятие (яшмово-вулканогенная формация гурвансайханского комплекса).

По-видимому, в это же время по периферии Гоби-Алтайского шельфа формируется Хувинхаринский прогиб, отделивший южную часть шельфа (Эдрэнгийннуринский блок).

5. В раннем и среднем девоне процесс тектонического скучивания, сначала проявившийся только вдоль северной периферии Заалтайского прогиба, получил дальнейшее развитие. В это время в пределах Гобийского Тянь-Шаня (зиген—эмс) и Гобийского Алтая (зиген—эйфель) формируются непрерывно дифференцированные вулканические серии (эффузивно-туфовые и вулканогенно-карбонатные формации). По своему структурному положению и формационной характеристике они сопоставимы с образованиями краевых вулканических поясов.

В эмс—эйфеле в Гобийском Тянь-Шане и в жедин—зигене в Гобийском Алтае происходило смятие толщ в систему напряженных изоклинальных складок. Смятие сопровождалось рассланцеванием и метаморфизмом пород, а также внедрением значительных масс гранитоидов (Гобийский Тянь-Шань).

6. В среднем—позднем девоне в пределах Гобийского Тянь-Шаня формируется орогенный комплекс. Процессы скупивания вновь концентрируются почти исключительно на севере, в Заалтайской, Эдрэнгийнской и Гоби-Алтайской зонах. Продолжают развиваться вулканические поднятия в пределах Гобийского Алтая (эффузивно-туфовая формация Джинсетской подзоны) и Эдрэнгийн-Нуру ("порфиритовая толща"). Одновременно обособляются обширные прогибы, заполнявшиеся преимущественно мощными граувакковыми турбидитами (туфово-терригенная формация Гобийского Алтая и граувакковая формация Хувинхаринского прогиба). По своей структурной позиции и формационному выполнению они сходны либо с краевыми морями (Баянгобийская подзона), либо с внутридуговыми прогибами (Хувинхаринская подзона). Закладывались указанные прогибы на претерпевшем сложную структурно-вещественную эволюцию раздробленном континентальном шельфе.

Трансформируется и сам Заалтайский прогиб. В его осевой части возникает островодужное поднятие (центральная градация туфово-терригенной формации), разделившее прогиб на два обособленных бассейна. Северный, Гурвансайханский, выполнен сложным комплексом отложений туфово-терригенной формации (с микститами); южный, Хадатулинский, — сходными, однако менее грубыми отложениями той же формации. По своему структурному положению — между Северо-Азиатским шельфом (Гобийский Алтай) и островной дугой — Гурвансайханский прогиб сходен с краевыми морями, сформировавшимися на гетерогенном, включая древнюю островную дугу, основании. Хадатулинский прогиб можно рассматривать либо как внешний склон дуги, либо как часть девонского палеоокеана. В этом случае его вулканы являются вторым слоем океанической коры, а перекрывающая туфово-терригенная серия — первым.

7. В раннем карбоне происходит общее смятие. Дислоцируются отложения всех зон. В Эхингольской подзоне Гобийского Тянь-Шаня и в Гобийском Алтае слои сминаются в серию сжатых складок, в Заалтайской зоне образуется рассмотренный выше пакет пластин. В целом в это время определились основные черты варисской аккреционной системы Южной Монголии и начинает формироваться Центрально-Азиатский вулканический пояс. Лишь локально здесь сохраняются глубоководные бассейны (Джинсетская подзона), выполненные тонкими туфокремнистыми отложениями (нижняя ассоциация туффитово-терригенной формации). Однако довольно быстро, хотя и с постепенным переходом, вверх по разрезу она замещается морской молассой.

Учитывая сказанное, можно представить стадийность развития варисцид Южной Монголии в следующем виде.

1. Раннегеосинклинальная (океаническая) стадия — становление Заалтайской структуры океанического типа, палеоокеана, который возник в ордовике как новообразованный прогиб, с севера и юга окаймлявшийся шельфами Северо-Азиатской и Южно-Гобийской континентальных масс. Указанный прогиб выделяется условно по наличию в Заалтайской зоне доверхнесилурийского серпентинитового меланжа. Однако особенности строения океанических формаций, размеры и длительность развития палеоокеана неизвестны.

В пределах шельфов и континентальных склонов в это время шло накопление сиалической кластики и реже биогермных известняков.

2. Зрелая геосинклинальная (переходная) стадия характеризуется крайне сложным тектоническим режимом. Начиная с девона относительно простой структурный план резко усложняется: единые крупные структурные единицы распадаются на серию сравнительно небольших прогибов и поднятий. Различаются

два этапа. На раннем (S_2-D_1 , возможно, начало D_2) происходит формирование раздвиговых зон, в пределах которых накапливаются базальтоиды. Синхронно возникают компенсирующие субдуктивные зоны (островодужные поднятия, краевые вулканические пояса). Поздний этап (D_{2-3}) характеризуется усилением сжатия. Процессы растяжения (раздвиговые зоны базальтоидного вулканизма) почти полностью подавляются. Основным типом структур становятся островодужные поднятия и разделяющие их остаточные прогибы с туфово-терригенным выполнением. Зоны внутрибассейнового спрединга отсутствуют.

Следовательно, если на раннем этапе растяжение и сжатие сосуществуют в Заалтайской зоне, то начиная со среднего девона сжатие становится главным тектоническим процессом. Компенсирующие его структуры растяжения уже, по-видимому, располагались вне Заалтайской зоны. Возможно, что в это время началось становление Солонкерского прогиба.

В конечном счете в результате усиливающегося сжатия в раннем карбоне сформировалась аккреционная система ранних варисцид Южной Монголии.

ВЫВОДЫ

1. В пределах Южной Монголии не существовало единого, с общим спрединговым центром, океана, развивавшегося по общему структурному плану. В лучшем случае здесь можно говорить о серии относительно небольших прогибов с корой океанического типа; с севера на юг это Баянгобийский, Баянцаганский, Хувинхаринский (?), Заалтайский и Солонкерский прогибы. Между ними располагались микроконтиненты с докембрийским гранито-гнейсовым основанием.

2. По крайней мере первые четыре из перечисленных прогибов являются раздвиговыми структурами, заложившимися в ордовике в пределах раннекаледонского Северо-Азиатского континента. Реализация раздвига шла на разных структурных уровнях — мантийном и коровом, что обусловило появление нестандартных соотношений различных элементов офиолитовой ассоциации с перекрывающими отложениями (отсутствие в офиолитах базальтов, а иногда и габброидов, вследствие чего осадки часто трансгрессивно залегают непосредственно на ультрабазитах). Установленные здесь соотношения прослежены по простиранию на расстоянии 600 км и могут быть лучше объяснены на основе концепции тектонической расслоенности литосферы.

3. Становление аккреционной системы ранних варисцид Южной Монголии происходило в крайне сложной геодинамической обстановке, что нашло отражение в пространственном размещении разнообразных структурно-формационных комплексов. Этап развития скомпенсированных структур сжатия и растяжения сменился этапом преобладающего сжатия, которое мы предположительно связываем со становлением поздневарисского Солонкерского прогиба.

Солонкерский прогиб начал существовать в раннем карбоне (возможно, в позднем девоне), т.е. был заведомо моложе Заалтайского. Такое омоложение, однако, не есть следствие растекания океанического ложа к северу от единого спредингового центра, а связано с последовательным скачкообразным смещением к югу оси раскрытия (раздвига), обусловившим появление новообразованной корой. Последний формировался южнее и внутри области с континентальной корой. Он отделил сиалический блок (Южно-Гобийский микроконтинент), который в процессе закрытия прилегающего к нему с севера Заалтайского прогиба присоединился к Северо-Азиатскому континенту, наращивая его. В этом смысле аккреционная система Южной Монголии представляет собой сложную комбинацию складчатых зон, образовавшихся на месте прогибов с корой океанического типа и древних (по крайней мере раннекаледонских) сиалических масс. Разрушение южного ряда континентов и наращивание за их счет северного являются процессом, определявшим формирование Азиатского континента в фанерозое.

1. *Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С.* Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 97—103.
2. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 31).
3. *Дубатовов В.Н., Дубатолова Ю.А., Ээнжин Г.* Новые данные по стратиграфии и геологическому строению палеозоя хребта Гурван-Сайхан // Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М.: Наука, 1982. С. 85—106. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 483).
4. *Зайцев Н.С., Зоненшайн Л.П., Моссаковский А.А.* Некоторые общие вопросы тектоники Монголии // Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С. 254—261. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 9).
5. *Зоненшайн Л.П.* Геосинклиальный процесс и новая глобальная тектоника // Геотектоника. 1971. N 6. С. 3—26.
6. *Зоненшайн Л.П.* Модель развития геосинклиального процесса: (На прим. Централ.-Азиат. складчатого пояса) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса: Тр. совещ. М.: Наука, 1974. С. 11—35.
7. *Зоненшайн Л.П., Дуранте М.В., Маркова Н.Г.* и др. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая // Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970. С. 114—131. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 1).
8. *Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г.* Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен // Геотектоника. 1975. N 4. С. 28—44.
9. *Зоненшайн Л.П., Томуртоого О.* Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 135—144. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 30).
10. *Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В.* Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность: (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. N 6. С. 13—29.
11. *Лувсанданзан Б., Томуртоого О.* Некоторые аспекты тектоники Монголии // Проблемы геологии Монголии. Улан-Батор, 1982. С. 3—12.
12. *Маркова Н.Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 119 с. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 12).
13. *Маркова Н.Г., Шаркова Т.Т.* Девонские отложения южной части Монгольского Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. N 3. С. 104—114.
14. *Митрофанов Ф.П., Казаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
15. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в формировании континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 317 с. (Тр. ГиН АН СССР; Вып. 268).
16. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Кузнецов П.П., Леснов Ф.П.* Петрология гипербазитов Баянлегского пояса: (Южная Монголия) // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 180—194. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 491).
17. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.* Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. геол. экспедиции; Вып. 36).
18. *Руженцев С.В.* Геология Гобийского Тяньшаня и проблема Южно-Монгольского океана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. N 6. С. 12—19.
19. *Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А.* Тектоника Заалтайской зоны Монголии // Геотектоника. 1985. N 4. С. 28—40.
20. *Синицын В.М.* Заалтайская Гоби. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 176 с.
21. *Суворов А.И.* Рамповый пояс Западной Монголии // Геотектоника. 1983. N 4. С. 75—86.
22. *Суворов А.И., Бадарч Г.* Заалтайский глубинный разлом и его роль в структуре герцинид Юго-Западной Монголии и смежных территорий // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 167—182.
23. *Суетенко О.Д.* Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии // Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970. С. 64—84. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 1).
24. *Суетенко О.Д.* Строение герцинского эвгеосинклиального прогиба в Юго-Восточной Монголии // Геотектоника. 1973. N 3. С. 102—115.
25. *Суетенко О.Д.* Уланульская и Тотошаньская зоны // Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С. 56—58. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 9).
26. Тектоника Северной Евразии: (Объясн. зап. к Тектон. карте Сев. Евразии масштаба 1:500 000).
27. *Тихонов В.И., Ярмолюк В.В.* Гобийский Алтай — южная пограничная структура каледонид Монголии: (Особенности строения и развития) // Геотектоника. 1980. N 4. С. 25—35.
28. *Улитина Л.М., Большакова Л.Н., Копавич Г.В.* Особенности распространения стратотопоридей, ругоз и мшанок в разрезе гор Джинсету-Ула: (Гобийский Алтай) // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976. С. 327—340. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. палеонтол. экспедиции; Вып. 3).
29. *Филлипова И.Б.* Строение и тектоническое

- развитие варисцид Центральной Монголии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1970. 23 с.
30. Филиппова И.Б., Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д. и др. Девонская система // Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973. С. 214—231.
31. Шаркова Т.Т. Силурийские и девонские табуляты Монголии. М.: Наука, 1981. 104 с.
32. Ээнжин Г. Южно-Монгольская герцинская эвгеосинклиальная зона (хребет Дзолен — Мандал-Обо) в раннем девоне // Геотектоника. 1983. N 4. С. 87—99.

УДК 551.21(575.22)

С.А. КУРЕНКОВ, А.С. ПЕРФИЛЬЕВ

РАННИЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ТУРКЕСТАНО-АЛАЙСКИХ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Фрагменты Туркестанского палеоокеана в современной структуре Алайского хребта (покровно-складчатые герциниды Южного Тянь-Шаня) наблюдаются в виде отдельных изолированных выходов (рис. 1), по сути являющихся тектоническими "обрывками" аллохтонов и сутур, сильно деформированными в процессе складчатости и посторогенного ретрошарьирования [3, 4, 6, 7, 11]. Как правило, офиолиты Алая находятся в тектонизированном состоянии и практически повсеместно превращены в серпентинитовые меланжи разнообразного состава. Тем не менее в ряде аллохтонов сохраняются ненарушенными (или слабо нарушенными) первичные взаимоотношения между членами офиолитовой ассоциации.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КИРГИЗАТИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО АЛЛОХТОНА

Общая геологическая ситуация. Киргизатинский офиолитовый аллохтон располагается в зоне Высоких предгорий Алайского и Кичик-Алайского хребтов (междуречье Абшир—Акбура), участвуя в крупной синформе, на крыльях которой выходят подстилающие тектонические пластины и среднепалеозойские карбонатные отложения параавтохтона (см. рис. 1). Синформа перекрыта позднемосковско-верхнекаменноугольными молассами неоавтохтона. Формирование пакета пластин происходило в раннем карбоне и закончилось в раннемосковском веке среднего карбона (подробнее см. [6]).

Последовательность напластований. Сложность внутреннего строения аллохтона заключается в том, что верхняя часть офиолитов, сохранившаяся в ненарушенных соотношениях, залегает дискордантно по отношению к плоскости шарьяжа, ограничивающего пластину в целом (рис. 2). Поэтому во многих местах могут не наблюдаться нижние толщи, так как они оказываются срезанными тектонически. В наиболее полном виде и в современной структурной последовательности разрез аллохтона (рис. 3, 1) выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. Серпентинитовый меланж. Тектонические линзы меланжа повсеместно приурочены к маркирующему покров надвигу. В наиболее крупной, Шамшалинской (см. рис. 2), устанавливается присутствие блоков серпентинизированных дунит-гарцбургитов, габброидов (преимущественно амфиболовых такситовых габбро) и долеритов [6]. Состав меланжа дает основание предполагать, что первоначально в фундаменте рассматриваемых офиолитов залегал меланократовый комплекс, отвечающий 3-му и 4-му слоям океанической коры.

2. Нижняя толща. В верховьях левых притоков р. Чачме и в бассейне р. Чиле располагаются карбонатно-кремнисто-эффузивные отложения общей мощностью до нескольких сот метров. В ее составе широко распространены подушечные и трубчатые лавы. Трубы и подушки имеют зональное строение, средние диа-

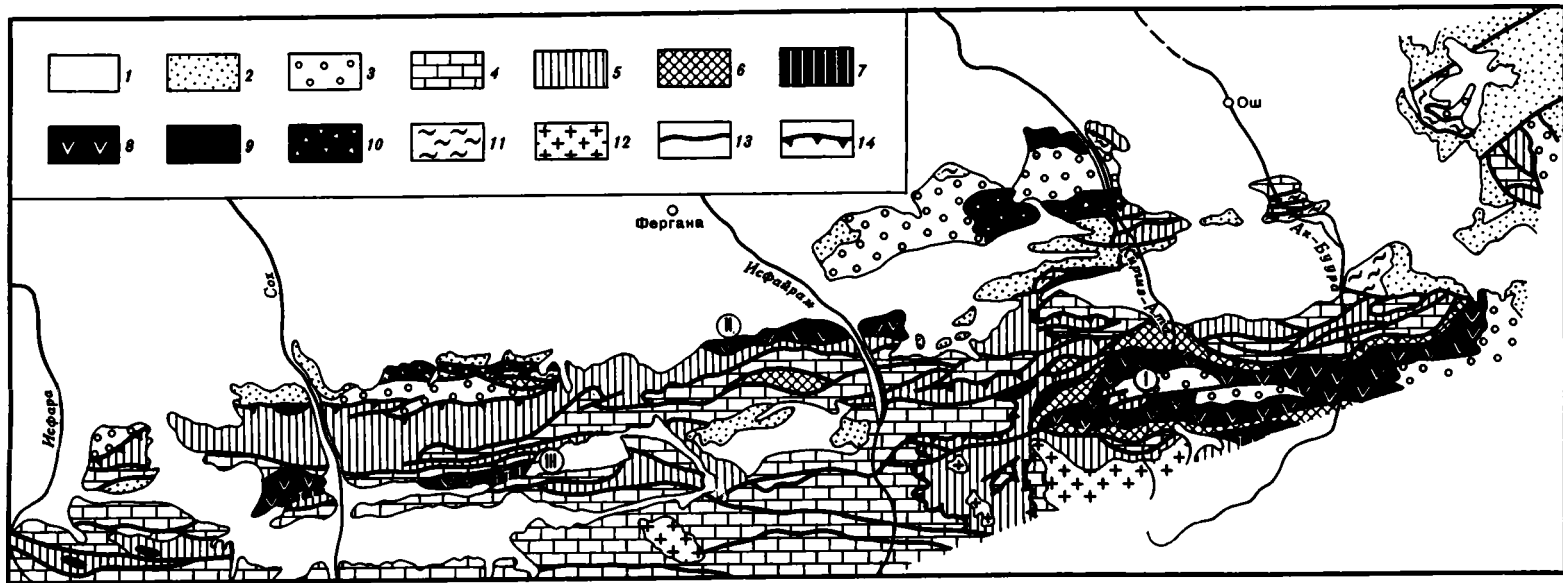


Рис. 1. Схема распространения офиолитов в герцинидах Туркестано-Алая
 1 — четвертичные отложения, 2 — мезозойские отложения; 3 — неовавтон (С₂т₂—Р): конгломераты, песчаники (моласса); 4 — параавтонный комплекс: известняки, доломиты (S—C); 5—11 — аллохтонный комплекс: 5 — отложения континентального склона (глинистые сланцы, S—D), 6 — олистостромы (конгломератобрекчии с олистолитами, С₁п₁—С₂т₁), 7—10 — офиолитовый комплекс (7 — мелано-

кратовое основание, 8 — кремнисто-фанитовая, гиаокластит-осадочная и пикрит-базальтовая формации, 9 — моно- и олигомиктовый меланж, 10 — полимиктовый меланж), 11 — зеленые метаморфические сланцы; 12 — граниты; 13, 14 — разрывные нарушения: 13 — крутые, 14 — крупные надвиги

Офиолитовые аллохтоны: I — Киргизатинский, II — Ходжагаирский (Учкургонский), III — Сарталинский

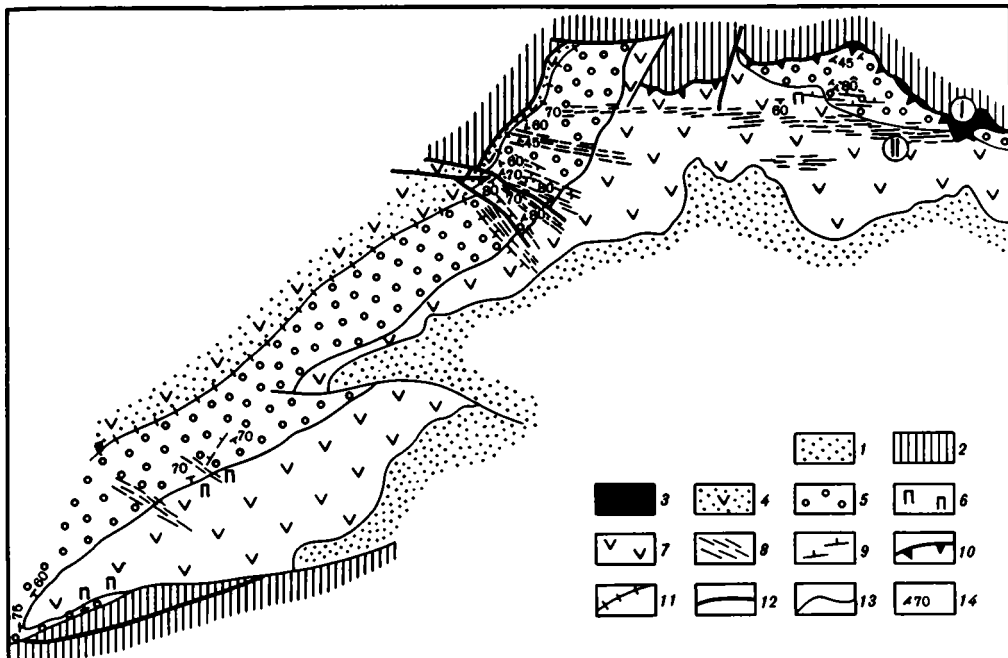


Рис. 2. Схема геологического строения северо-западной части Киргизатинского офиолитового аллохтона

1 — моласса (неоавтохтон) — конгломераты, песчаники; 2 — нижние аллохтонные пластины; 3—7 — породы офиолитового аллохтона: 3 — серпентинитовый меланж, 4 — эффузивно-терригенно-карбонатные образования (нижняя толща), 5 — гиалокластит-осадочная толща, 6 — пикритовые и меймечитовые лавы, 7 — толеитовые лавы; 8, 9 — дайковые рои с вертикальными (8) и наклонными (9) дайками; 10—12 — разломы: 10 — надвиги, 11 — с зоной милонитизации, 12 — крутые; 13 — геологические границы; 14 — элементы залегания

I — Шамшалинская тектоническая линза серпентинитового меланжа, II — Киргизатинский дайковый рой

метры их колеблются от 0,3 до 1 м. Они разделены гиалокластикой либо непосредственно контактируют друг с другом. Терригенные и кремнистые отложения обособляются в виде линзовидных прослоев среди лав, тяготея к верхним горизонтam, карбонатные линзы встречаются в разных частях разреза.

Нижней границей толщи является подошва всего аллохтона, верхняя, также тектоническая, представлена зоной милонитизации мощностью до нескольких сот метров. Среди милонитов наблюдаются реликты пород, сохраняющиеся относительно свежими, — базальты и кремнисто-терригенные отложения. В тектонической зоне полностью отсутствуют признаки серпентинитового меланжа.

3. Гиалокластит-осадочная толща залегает на "нижних" лавах, отделяясь от последних вышеописанной зоной милонитизации (см. рис. 3, I).

3А. В нижней части пачки выделяется горизонт зеленых кремнистых пород, варьирующих от крупно- до мелкозернистых песчаников, сменяющихся алевролитами и полосчатыми кремнями. Отложения образуют отчетливые ритмы (мощностью до 5 м), в нижней части которых преобладают грубозернистые фракции: массивные песчаники с редкой "плавающей" галькой кремнистых алевролитов. Выше располагаются слоистые среднезернистые песчаники, переходящие в чередующиеся мелкозернистые песчаники и кремнистые алевролиты, обычно тонкополосчатые. Нередко наблюдается градационная слоистость. Выше лежащий ритм имеет резкую нижнюю границу и начинается грубозернистыми песчаниками с "плавающей" галькой алевролитов из подстилающих отложений.

Помимо ритмично-слоистых осадочных отложений, пачка включает в себя гиалокластиты с песчаной матрицей. Обломочная часть представлена окатан-

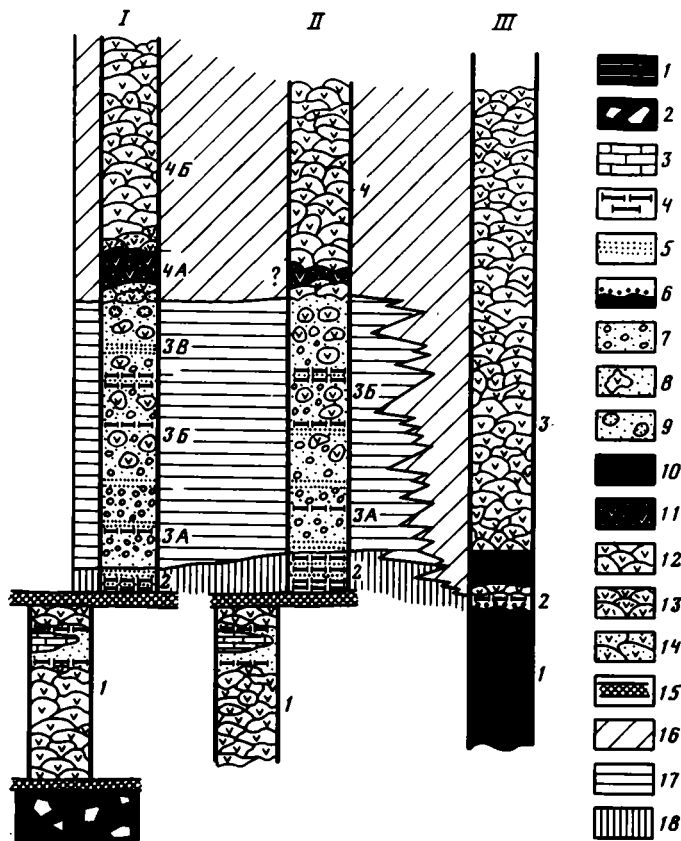


Рис. 3. Схема формационного сопоставления разрезов офиолитовых аллохтонов: Киргизатинского (I), Ходжагаирского (II) и Сарталинского (III)

1—2 — комплекс пород меланократового основания: 1 — ненарушенный, 2 — меланжированный; осадочные отложения: 3 — карбонатные, 4 — кремнистые и фтанитовые, 5 — кремнисто-песчанистые и кремнисто-алевритистые, 6 — конгломераты; 7—9 — гиадокластиты: 7 — мелко- и среднегалечной фракции, 8 — валунной фракции, 9 — с ультраосновным материалом; 10—11 — ультраосновные вулканиты: 10 — массивные, 11 — с подушечно-трубовой отдельностью; 12—14 — базальты: 12 — афировые, 13 — плагиафировые, 14 — оливниновые; 15 — зоны милонитизации; 16—18 — формации: 16 — кремнисто-фтанитовая, 17 — гиадокластит-осадочная, 18 — пикрит-базальтовая

Цифры у разрезов — номера толщ, соответствующие их описаниям в тексте

ными и угловатыми фрагментами подушек афировых оливниновых базальтов, в разной степени насыщенных миндалинами и вариолями. Редко встречаются афанитовые пироксеновые и плагиафировые миндалекаменные базальты. По размерности преобладают мелко- и среднегалечные фракции.

Мощность пачки 200—250 м.

3Б. Гиадокластиты, в которых преобладают крупноглыбовые и валунные фракции. В основном встречаются отдельные части базальтовых подушек и труб (сектора), целые подушки редки. По составу обломочный материал аналогичен нижней пачке 3А.

Песчаники, расслаивающие гиадокластиты, образуют пласты мощностью до 3 м. Они представлены перемытыми гиадокластитам и базальтами. Обычно прослой начинается грубыми разностями, которые вверх по разрезу становятся более тонкими, вплоть до появления кремнистых тонкополосчатых алевритов, в свою очередь сменяющихся гиадокластитам.

Мощность пачки 3Б не менее 250 м.

3В. Верхняя часть разреза сложена в основном гналокластитами, которые от нижележащих отличаются появлением угловатых обломков афировых базальтов, часто миндалекаменных. Кроме того, здесь значительно реже и в меньших объемах отмечаются песчано-кремнистые отложения.

Мощность пачки 250—300 м.

В верхних горизонтах пачки появляются обломки пород ультраосновного состава. Насыщение ими цемента может достигать многих десятков процентов, хотя такие случаи крайне редки. Обычно гипербазиты имеют эффузивный (меймечитовый) облик.

Известные трудности представляет определение возраста всей толщи. На водоразделе рек Киргизата и Капке в кремнистых алевролитах были обнаружены радиолярии силура [6]. К сожалению, из-за сильной тектонической нарушенности толщи в месте сбора микрофауны не представляется возможным точно привязать местоположение радиолярий к разрезу.

4. Пикрит-базальтовая лавовая толща. Она практически повсеместно резко, но без видимых следов несогласия сменяет подстилающую гналокластит-осадочную толщу. Во многих местах наблюдается непосредственное налегание нижних лавовых покровов-труб на песчаники и кремнистые алевролиты. При этом фиксируются маломощная зона обжига осадков лавами и явление затекания, вероятно, слабо консолидированных кремнисто-терригенных отложений в межпотоковые пространства.

4А. Нижняя часть толщи характеризуется преобладанием пироксен-плагноклазовых и плагнофировых (нередко с кристаллами до нескольких сантиметров) базальтов, латерально сложно сочетающихся с оливиновыми базальтами. Распределение фаций по площади неравномерное. Имеются участки (левобережье р. Чачме), где оливиновые базальты практически отсутствуют. С другой стороны, в случаях преобладания последних среди них обнаруживаются самостоятельные линзы ультраосновных лав, представленных оливинитами, пикритовыми и меймечитоподобными породами. Повсеместно (бассейн р. Капке, левобережье рек Чачме, Чиле, район перевала Джиндыкбель) ультраосновные излившиеся породы располагаются в разрезе близко от контакта с гналокластитами, но непременно отделяются от них горизонтом (мощностью в первые метры) базальтов, как правило оливиновых. Мощность ультраосновных лав может достигать нескольких десятков метров.

Все лавы, в том числе ультраосновные, отличаются наличием характерных и отчетливо выраженных морфоструктур подводных излияний — подушек, трубчатых потоков (обычно дихотомизирующих), "слоновых хоботов" и т.п. Средние размеры подушек и труб составляют 0,5—0,8 м в диаметре, но могут достигать 1,5—2 м. Эти формы, как правило, отличаются плотной упаковкой, а небольшой объем имевшегося свободного пространства заполнен десквамационной гналокластикой, обычно представленной разложенным стеклом.

Мощность всей пачки может достигать 200 м.

4Б. Подушечно-трубчатые лавы монотонного состава с преобладанием мелкопорфировых оливиновых и оливин-пироксеновых базальтов с афанитовой основной массой. Нередко встречаются миндалекаменные разности. В ряде мест наблюдаются интенсивные зеленокаменные изменения, иногда приводящие к потере подушечной отдельности и замещению основной массы вторичными минералами.

Мощность пачки 150—200 м.

4В. Пачка подушечно-трубчатых лав, отделяющаяся от нижележащих горизонтом пульверизационно-десквамационной гналокластики, мощностью 1,5—3 м. По составу эти лавы во многом идентичны подстилающим. Главным отличием является появление и наращивание объема гналокластитовых прослоев, которые в верхах пачки достигают мощности 10—15 м.

Практически полное отсутствие карбонатно-кремнистых прослоев в пикрит-базальтовой толще лишает возможности установить возраст, который традиционно определялся как девонский на основании включения толщи в состав араванской свиты.

Дайковые и силловые комплексы. Гиалокластит-осадочная и пикрит-базальтовая толщи вмещают в себя большое количество даек, которые нигде не выходят за рамки офиолитовой тектонической пластины (см. рис. 2). Более того, дайковый комплекс не проникает ниже зоны милонитизации, располагающейся на границе толщ 2 и 3, т.е. распространен только в верхних членах разреза офиолитовой пластины.

Дайки весьма неравномерно распространены по площади. Отчетливо выделяются дайковые рои, в осевых частях которых дайки слагают 90% объема, а вмещающие породы встречаются в виде скринов небольшой мощности. В межроевых участках плотность даек падает до двух-трех магматических тел на сто метров поперечного сечения. Внутреннее устройство роев, как правило, однотипно. Лучше других изучен киргизатинский рой, располагающийся на левобережье р. Киргизаты (см. рис. 2). Он сложен вертикальными дайками широтного простирания (85—100°), среди которых выделяются по крайней мере три генерации. Ранняя представлена плагиоклазовыми перидотитами (плагиоклаз-оливин-пироксеновыми породами) и своеобразными крупнозернистыми меланократовыми габброподобными (плагиопорфиловыми) породами оливин-пироксен-плагиоклазового состава. Они слагают скрины среди даек других генераций и тяготеют к осевой части роя.

Вторая генерация представлена дайками, которые сложены плагиоклаз-пироксеновыми габбро-долеритами и долеритами, обычно мелкопорфиловыми (размеры вкрапленников не больше первых миллиметров). Встречаются разнопорфировые разности, в которых наряду с мелкими кристаллами присутствуют вкрапленники пироксена и плагиоклаза размером до нескольких сантиметров. Они нередко наблюдаются в закальных (эндоконтактных) частях даек, что дает основание относить порфирокристы к разряду интрателлурических. Дайки имеют большую мощность — до 5—6 м. Их внутреннее строение стереотипно: центральные части хорошо раскристаллизованы, эндоконтакты мощные (до 30 см), представлены мелкозернистыми разностями. В самой зоне закалки породы очень мелкозернистые, но не обнаруживают признаков криптокристаллического сложения.

Дайки второй генерации имеют отчетливые эндоконтакты с вмещающими лавами, габбро и гипербазитами. Наблюдаются серии типа "дайка в дайке" (до 10—12 тел в одном пакете).

Дайки третьей, самой поздней генерации представлены мелко- и среднезернистыми долеритами. Эндоконтакты четкие, до 10 см толщиной, сложены тонкозернистыми долеритами. Мощности даек не превышают 2—2,5 м, но, как правило, они много меньше — 0,3—0,8 м.

Поздние дайки во множестве случаев изолированы, отделены друг от друга скринами лав и гиалокластики, а также дайками первых генераций. Реже встречаются пакеты типа "дайка в дайке", обычно состоящие всего из нескольких тел.

Киргизатинский рой пересекает лавовую и гиалокластит-осадочную толщи (см. рис. 2). Распределение дайковых генераций внутри роя закономерно: перидотиты и оливин-пироксеновые габброиды встречаются только в осевой части роя. Более широкий ареал имеют дайки второй генерации, хотя тенденция тяготения к оси имеется. Здесь же развиты серии типа "дайка в дайке". Тела поздних внедрений (третья генерация) распространены гораздо шире других и выходят не только на фланги роя, но и в межроевые пространства.

Другие дайковые рои отличаются от киргизатинского изменениями генеральных простираний и углов наклона. В общем рисунке распределения роев прослеживается некоторая закономерность (см. рис. 2). С севера на юг прости-

рание постепенно меняется от 90 до 150°. При этом изменяется наклон даек от вертикального до крутого, с падениями в южных румбах под углами 65—70°. Аномальные залегания даек появляются вблизи северной границы офиолитового аллохтона. Здесь тела приобретают северо-восточные простирания и падения на север под углами 60—70°. По мере проникновения роя в верхние горизонты разреза происходит его очевидное "похудение", выражающееся в последовательном исчезновении даек ранних генераций, а затем в уменьшении количества даек третьей генерации, вероятно, до полного исчезновения последних за счет постепенного их перехода в лавы.

В киргизатинских офиолитах силлы в значительных количествах не обнаружены. Тем не менее их присутствие в разрезе среди отложений толщ 3 и 4 несомненно. По составу они отвечают долеритам поздних генераций.

С ультраосновными лавами пространственно ассоциируют субвулканические тела — предположительно силлы. К сожалению, однозначно установить морфологию тел не позволяют условия обнаженности. Имеются признаки того, что данные силлы являются реликтами переходной зоны между каналами магмовыведения и собственно лавами.

Совершенно очевидно, что существует полное соответствие между гомодромной последовательностью внедрения дайковых комплексов и изменением в первом приближении состава лавового разреза — от гипербазитового к толеитовому.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ХОДЖАГАИРСКИХ (УЧКУРГОНСКИХ) ОФИОЛИТОВ

Общая геологическая ситуация. Ходжагаирские офиолиты обнажаются в виде полосы в междуречье Шахимардана и Исфайрама, занимая самую низкую часть предгорий. Здесь широко развиты надвиги (ретрошарьяжи и ретронадвиги с крутыми падениями на юг), которые разграничивают и дезинтегрируют на отдельные фрагменты (тектонические чешуи, клинья, линзы и т.п.) ранее сформированный пакет тектонических пластин [2]. На ходжагаирский "осколок" офиолитового аллохтона с юга надвинуты силурийские песчано-сланцевые отложения — ретрошарьированный фрагмент подстилающей тектонической пластины. В зоне надвига, достигающей километровой ширины, сложно сочетаются тектонические клинья и линзы туффитов, лав, кремней, известняков, песчаников, алевролитов, листовитов. В кремнях установлены радиоларии среднего—верхнего девона, а в туффитах — гониатиты нижнего карбона [2]. Северным ограничением служит надвиг, по которому офиолиты надвинуты на верхнепалеозойскую молассу, находящуюся в опрокинутах залегании.

Строение разреза. Узкий тектонически вырезанный блок ходжагаирских офиолитов почти совпадает по простиранию с отложениями, развитыми в нем. Поэтому разрез выглядит редуцированным по сравнению с Киргизатинским аллохтоном. В современной структурной последовательности снизу вверх залегают (см. рис. 3, II) следующие толщи.

1. Нижняя толща. Она имеет карбонатно-кремнисто-эффузивный состав, в целом очень сходный с разрезом аналогичной толщи Киргизатинской синформы, и отличается значительной деформированностью. Наблюдаемая мощность может достигать нескольких сот метров.

Вышележащая часть разреза офиолитов отделяется от нижней толщи зоной милонитизации, ширина которой варьирует от первых метров до километра. Интенсивность переработки бывает столь велика, что наблюдается формирование динамометаморфических пород фации зеленых сланцев.

2. Фтанитовая толща. В ее составе участвуют серые и темно-серые массивные фтаниты, чередующиеся с тонкослоистыми кремнистыми алевролитами. Фтаниты часто перекристаллизованы и превращены в микрокварциты. Основа-

ние разреза исчезает в зоне милонитизации, а наблюдаемая мощность составляет десятки метров.

В средней части фтанитового разреза обнаружены конодонты хорошей сохранности: *Ozarkodina clavula* Uyeno et Barnes, *Acodus* sp. — лландоверийский ярус нижнего силура (определения В.А. Аристова).

3. Совершенно постепенно, без каких-либо следов несогласия на фтанитах залегают гиалокластиты.

3А. Гиалокластиты основного состава мелко- и среднегалечной фракции со значительным количеством осадочных слоев. Обычно это зеленые песчаники, чередующиеся с алевролитами кремнисто-грауваккового состава. Для тонкозернистых фаций характерны элементы градационной ритмичности.

Мощность пачки не превышает 150 м.

3Б. Гиалокластиты разногалечной фракции, но с явным увеличением роли валунных разностей. Как правило, это целые базальтовые подушки или их крупные куски. Количество осадочных прослоев заметно уменьшается. Кремнистые песчаники и алевролиты образуют отдельные горизонты, обычно линзовидные, мощностью до 2—3 м.

Общая мощность пачки не менее 500—600 м.

4. Базальтовая толща (пикрит(?)-базальтовая), согласно сменяющая в разрезе гиалокластиты. В общих чертах ее строение стереотипно: подушечно-трубовые лавы афировых, миндалекаменных, плагиофировых базальтов, нередко с вкрапленниками пироксенов. Из-за плохой обнаженности низы разреза с достаточной степенью детальности изучить не удалось. Может быть, из-за этого не обнаружены лавы ультраосновного состава, наличия которых можно было бы ожидать, исходя из идентичности описываемого разреза и соответствующей толщи киргизатинских офиолитов, тем более что ультраосновные породы встречаются в современном аллювии.

Дайковый и силловый комплексы. В офиолитовой пластине Ходжагаир выделяется несколько роев даек, ширина которых не превышает 50—100 м. Межроевые расстояния составляют сотни метров. В роях преобладают прямолинейные или слабо изгибающиеся дайки с простираниями 150—170° и падениями в южных румбах под углами 60—70°. Дайки разделены скринами сильно измененных гиалокластитов. В редких случаях наблюдаются серии типа "дайка в дайке", хотя в состав пакетов входит обычно всего 2—3 дайковых тела.

В роях участвует несколько генераций даек. Ранние представлены офитовыми плагиофировыми (иногда очень крупнопорфировыми) габбро. В эндоконтакте появляются мелкозернистые габбро, а затем габбро-долериты. Ширина такой зоны может достигать 0,8 м. Десяти-пятисантиметровая зона закалки состоит из мелкозернистых долеритов. Габбровые дайки имеют прямолинейные простирания, а их мощность колеблется от 3,5 до 10 м.

В одном из роев обнаружены скрины изометричной формы (размером в десятки метров), сложенные серпентинизированными перидотитами с крупными кристаллами оливинов. Скрины окружены габбро и габбро-долеритами даек ранних генераций. Правомерно предполагать, что перидотиты представляют собой наиболее раннюю генерацию магматических пород.

Габбро-долериты слагают дайки мощностью до 2,5 м с узкими (2—5 см) мелкозернистыми зонами закалки. В них отсутствуют порфиновые зерна пироксена и плагиоклаза, а секущие контакты с габбровыми дайками указывают на то, что габбро-долериты представляют собой более позднюю генерацию.

Самые последние генерации представлены средне- и мелкозернистыми долеритами с афанитовыми зонами закалки. Для генерации характерна малая мощность тел — от 10 см до 1,5 м. По объему эти тела составляют 30—35% общей мощности даек роя. В отличие от более ранних генераций эти дайки нередко менают свои залегания. Основная масса даек выдерживает генеральное направ-

ление, но по простиранию они могут переходить в пологие, пересекаться, а также сливаться в одну. Мощность одного и того же тела по восстанию иногда меняется в 3 раза.

Таким образом, в роях наблюдаются четыре последовательно сменяющие друг друга генерации даек разного состава: пикриты — габбро — габбро-долериты — долериты.

Среди прослоев фтанитовой толщи в самых низах разреза распространены интрузивные тела, морфология которых отвечает силлам. Они имеют мощность в десятки метров и обладают всеми признаками кристаллизационной дифференциации. Нижняя часть силла сложена крупнозернистыми перидотитами (оливин-пироксеновыми), содержащими крупные и даже гигантские зерна оливина в ксеноморфной или оливин-пироксеновой основной массе, и занимает от одной до двух третей объема интрузивного тела. Вверх по разрезу перидотиты постепенно, через "горизонт" плагиоклазовых перидотитов (мощность не превышает сантиметров) и меланократовых оливин-пироксеновых габбро (10—15 см), переходят в крупнозернистые оливин-пироксеновые габбро, часто содержащие крупные порфиновые зерна оливина. В одних силлах габбровая часть редуцирована, в других может преобладать. В силлах отчетливо видны нижние и верхние эндоконтактные зоны (закалки).

Габбро-перидотитовые силлы разделены перегородками (септами) фтанитов и кремнистых алевролитов мощностью от нескольких десятков метров до нескольких сантиметров. Септы по простиранию могут выклиниваться, и тогда силлы контактируют друг с другом, формируя комплекс типа "силл в силле". В частности, в анализируемой ситуации устанавливается, что силловый комплекс последовательно наращивается во времени вниз по разрезу. Следует особо подчеркнуть, что становление силлов повсеместно не сопровождалось магматическим брекчированием или какими-либо другими деформациями, обусловленными внедрением магмы под давлением.

В редких случаях удастся видеть, как из габбровой части силла "вырывается" дайкообразное тело, секущее под прямым углом вмещающие осадочные отложения и уходящее в верхние горизонты разреза.

Кроме дифференцированных базит-гипербазитовых комплексов, в силлах широко распространены мелко- и среднезернистые долериты. Их мощность сравнительно невелика и редко превышает 2—2,5 м. Долеритовый комплекс отвечает более поздней фазе внедрения, чем габбро-перидотитовая.

Сопоставление многих элементов строения офиолитов Ходжагаира и Киргизаты показывает их несомненное сходство (см. рис. 3, I и II). Оно ощущается даже в характере вещественных преобразований в процессе формирования верхних горизонтов офиолитовых ассоциаций.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВ САРТАЛИНСКОГО АЛЛОХТОНА

Разрез офиолитов Сартале — самый изученный, а результаты его исследований широко публиковались [1, 2, 4—8, 10]. В этом разрезе наблюдается наиболее полный набор пород офиолитовой ассоциации и одновременно наименьшая их нарушенность. Объект является уникальным для всей герцинской зоны Южного Тянь-Шаня.

В обобщенном виде разрез Сарталинского аллохтона можно представить в следующем виде (снизу вверх, см. рис. 3, III).

1. Комплекс пород меланократового фундамента, включающий серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, редуцированный "слой" габбро (габбро-нориты и амфиболовые габбро), а также сильно измененные габбро-долериты и долериты, скорее всего некогда отвечавшие дайковому "горизонту". Мощность — несколько сот метров.

2. Кремнисто-алевритистая толща, представляющая собой конденсированный разрез ордовика. Отложения несогласно, с конгломератами в основании, залегают на подстилающем меланократовом комплексе. Мощность не превышает 20—25 м.

3. Пикрит-базальтовая толща силурийско-девонского возраста. В ее основании залегают миндалекаменные базальты, нередко с пироксен-плаггиоклазовыми вкрапленниками. Их максимальная мощность в изученных пересечениях не превышает двух десятков метров. Базальты вверх быстро сменяются пикритовыми порфиритами мощностью до 80—85 м. Выше в разрезе преобладают стандартные подушечно-трубовые афировые и мелкопорфировые базальты с редкими горизонтами плаггиопорфировых пород. В целом состав базальтов отвечает толлитам океанического типа. В разрезе неравномерно располагаются линзовидные прослои кремнистых пород мощностью в первые метры.

Общая мощность пикрит-базальтовой пачки составляет многие сотни метров.

АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ АЛАЯ

Разрезы рассмотренных офиолитовых фрагментов в целом отвечают строению коры океанического типа, но ни один из них не может быть полностью идентифицирован с классическими разрезами. Нет сомнений, что выявляемые отличия отражают специфику истории формирования соответствующих палеоокеанических областей.

Совсем особняком в составе офиолитов стоит структурно нижняя толща лав и осадочных отложений, установленная как в Киргизатинском, так и в Ходжагаирском аллохтоне. Она оторвана от остального разреза зоной надвига (милониты), в нее не проникают дайковые рои, и, скорее всего, эта толща формировалась в палеотектонической обстановке, существенно отличавшейся от обстановок, свойственных другим частям офиолитового разреза. Недостаточность вещественных и возрастных характеристик не позволяет пока оценить ее место в офиолитовой ассоциации.

Киргизатинские и ходжагаирские офиолиты являются дезинтегрированными частями (фрагментами) одной и той же палеоокеанической области и формировались в однотипных геодинамических условиях. Кинематика выведения магмы в верхние горизонты наращивающейся коры также была одинакова. Оба офиолитовых фрагмента в отличие от классических стереотипов не имеют в своем составе сплошного слоя "дайка в дайке". Здесь дайки концентрируются в систему роев, в которых могут иметь место локально развитые серии типа "дайка в дайке". Второй, не менее важной особенностью является наличие мощных гялокластит-осадочных толщ, накопление которых предшествует образованию лавовых комплексов. Наконец, третья особенность — появление в низах лавового разреза ультраосновных пород.

Многие трудности при анализе истории формирования рассматриваемых специфических офиолитов возникают из-за отсутствия прямых данных о фундаменте, на котором начинали накапливаться гялокластит-осадочные и кремнисто-фтанитовые фации. Единственным допустимым критерием может служить состав серпентинитового меланжа, располагающегося в основании аллохтона Киргизатинской синформы. Наличие в нем блоков серпентинизированных пород меланократового фундамента дает право предполагать изначальное существование зрелой океанической коры. Строение дайкового и силлового комплексов указывает на решающее значение рассеивания спрединга. Таким образом, получается, что достаточно зрелая океаническая кора, сформировавшаяся в условиях срединно-океанического хребта, попала в обстановку повторного раздвигания. Следовательно, специфика киргизатинско-ходжагаирских офиолитов во многом предопределяется возникновением повторного спрединга рассеянного типа.

Сарталинские офиолиты также отличаются от классического стереотипа. Подробно они рассматривались ранее [6]. В частности, можно предполагать весьма длительную историю формирования сарталинских офиолитов. Очевидно, накоплению вулканитов предшествовали ранние деформации меланократового фундамента и этап конденсированного кремнистого осадконакопления. Зоны магмовыведения для них пока изучены слабо, но явное присутствие силлов, ранее малоизвестных для данных офиолитов, позволяет предполагать существование условий повторного спрединга и здесь.

ФОРМАЦИОННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

В рассмотренных разрезах улавливаются общие закономерности и тенденции истории их формирования. Более убедительно это сходство проявляется при использовании формационного метода сопоставления.

Киргизатинско-ходжагаирские офиолиты. На предполагаемом фундаменте океанического типа последовательно накапливался следующий ряд формаций: кремнисто-фтанитовая — гиалокластит-осадочная — пикрит-базальтовая и базальто-гиалокластитовая. Формировались они в раннесилурийско-девонское время. При этом следует учитывать, что низы фтанитовой формации пока не имеют датировок, поэтому можно предполагать и более раннее, ордовикское начало ее отложения, если принять во внимание длительность кремнистого осадконакопления.

Сарталинские офиолиты. На реально наблюдаемом деформированном меланократовом основании накапливалась ордовикская конденсированная кремнистая формация, которая сменилась пикрит-базальтовой формацией силурийско-девонского возраста.

Таким образом, при явном различии в строении и составе киргизатинско-ходжагаирских офиолитов, с одной стороны, и сарталинских — с другой, отчетливо устанавливается сходство в направленности формационных смен: кремнисто-фтанитовые во времени и в разрезе сменяются пикрит-базальтовыми. Отличие заключается в появлении гиалокластит-осадочной формации. Вероятно, такое несходство формационных рядов связано с различным положением разрезов в структуре палеоокеана. Тем более что существующие биостратиграфические данные позволяют допускать частичную синхронность только для кремнисто-фтанитовой формации. Образование остальных формаций происходило в условиях однотипного процесса, протекавшего в разных частях палеоокеана и, вполне возможно, одновременно.

ОБСУЖДЕНИЕ ИСТОРИКО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Очевидно, что рассмотренные фрагменты офиолитов представляют собой тектонически разобщенные части Туркестанского палеоокеана. Его кора формировалась в течение длительного времени, неоднократно попадая в условия спрединга и подвергаясь ранним деформациям.

К началу ордовика (возможно, и ранее) в Туркестанском палеоокеане сформировалась первичная океаническая кора, включавшая породы слоев 2Б (долериты и габбро-долериты), 3 (габбро-нориты, амфиболовые габбро и, вероятно, лерцолиты) и дунит-гарцбургитовый комплекс слоя 4. Вполне вероятно, что существовали базальты (слой 2А), и допустимо существование океанических осадков (слой 1), но они сохранились только в меланжах подошвы офиолитовых пластин.

По-видимому, древняя океаническая кора подвергалась деформациям, что вызвало воздымание и размыв (вероятнее всего, подводный) отдельных областей ложа океана.

В ордовикское, а местами и в силурийское время создались условия для конденсированного осадконакопления (кремнисто-фтанитовая формация) при полном отсутствии проявлений вулканической деятельности. Трудно пока сказать, одновременно ли такие условия возникли для Сарталя и Киргизаты—Ходжагаира, так как в возрастной корреляции имеются лакуны, но однотипность ситуации, пусть даже не синхронная, очевидна.

Затем начинается процесс частичной и, скорее всего, повсеместной деструкции первичной океанической коры — повторный спрединг. Он явно отличается по своему стилю от концентрированного спрединга срединно-океанических хребтов. Повторный спрединг характеризуется рассеиванием, структурно-морфологически выраженным в существовании многочисленных разобщенных зон магмовыведения, зафиксированных сложно построенными дайковыми роями. С этим типом спрединга связаны своеобразные дошарьяжные деформации, выявленные в Киргизатинском и Ходжагаирском аллохтонах. Анализ характера этих ранних тектонических перестроек в коре океанического типа выходит за рамки данной статьи. Отметим, что простирации древних разломов дискордантны по отношению к верхнепалеозойским (герцинским).

В условиях повторного раздвигания широкое развитие получают силловые комплексы, и что особенно важно — дифференцированные. Это связано с тем, что при возрастающей мощности коры, а здесь она увеличена на объем первичных комплексов, магма поднимается через усложняющуюся систему промежуточных магматических камер, остатками которых являются силлы.

Петрологическая специфика в условиях рассеянного повторного спрединга выражается в создании особых ситуаций, в которых происходит формирование пикрит-базальтовых формаций, скорее всего связанных с дифференциацией в промежуточных камерах (силлах). Поступавшая к верхним горизонтам магма содержала значительное количество твердой фазы в виде "каши" из зерен оливины и пироксена в остаточном расплаве. В процессе развития повторного спрединга происходила новая выплавка толеита, что соответствует замене дифференцированных пород в разрезах минимально дифференцированными базальтами.

Появление мощных гиадокластит-осадочных формаций при повторном раздвигании, скорее всего, следует связывать с повышенной газонасыщенностью магмы и глубиной зон магмогенерации в период начала возобновления спрединга.

Процесс, приводящий к новообразованию океанической коры специфического строения за счет частичной деструкции и трансформации более ранней, но океанической же коры, — явление слабо изученное. Современные аналоги ему следует искать во внутриокеанических структурах типа впадины Науру или плато Манихики [12]. Вполне возможно, что рассеянный повторный спрединг характерен для краевых морей нефилиппинского типа. В палеоокеанических структурах повторение раздвигания обнаруживается на Троодосе, на Урале, в Корякском нагорье [9, 12, 13].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. В. О ранних моментах развития зоны Южноферганского глубинного разлома // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1968. N 11. С. 169—174.
2. Бакиров А. Б., Бискэ Г. С., Буртман В. С. и др. Киргизская ССР: экскурсия 032 "Тектоника варисцид Тянь-Шаня". Фрунзе, 1984. 74 с.
3. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем: (Варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М.: Наука, 1976. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР: Вып. 289).
4. Висьневский Я. С. Очерк ультраосновных и основных пород Узбекистана // Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва. 1953. Вып. 4. С. 63—65.
5. Горецкая Е. Н. Группа ультрабазитовых формаций // Геология СССР. Т. 25. Киргизская

- ССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. С. 217—301.
6. Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня: (Алайский и Ат-башинский хребты). М.: Наука, 1983. 94 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 354а).
7. Макарычев Г.И. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1978. 196 с.
8. Макарычев Г.И., Висьневский Я.С. Северные предгорья Алайского хребта // Тез. докл. междунар. симпоз. "Офиолиты в земной коре". М.: Наука, 1973. С. 8—17.
9. Перфильев А.С. Формирование земной коры

- Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 328).
10. Петрография Узбекистана. Ташкент: Наука, 1965. Кн. 2. 660 с.
11. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
12. Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Спрединг в развитии океанических структур. // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, N 1. С. 182—185.
13. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектон. природа и структур. положение). М.: Наука, 1974. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).

УДК 551.24(235.211)

И.И. ПОСПЕЛОВ

ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПОЗДНИХ ВАРИСЦИД ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И СЕВЕРНОГО ПАМИРА

В среднеазиатской части СССР, в области тектонического сближения Тянь-Шаня и Памира, в настоящее время выделяются, по крайней мере три тектонические зоны, характеризующиеся набором формаций, свойственным большинству офиолитовых зон фанерозоя. Это Южно-Гиссарская — на Южном Тянь-Шане, Калахумб-Сауксайская и Каракульская — на Северном Памире (рис. 1). Отдельные, пространственно разобщенные выходы пород, сходных с офиолитами, имеются в расположенных еще южнее северопамирских зонах — Акджилгинской и Дарваз-Сарыкольской.

Многие исследователи давно отмечали определенное сходство позднепалеозойских толщ Южного Гиссара и Северного Памира (Д.И. Мушкетов, Д.В. Наливкин, А.П. Марковский, П.К. Чихачев, В.И. Попов и др.). Первое относительно

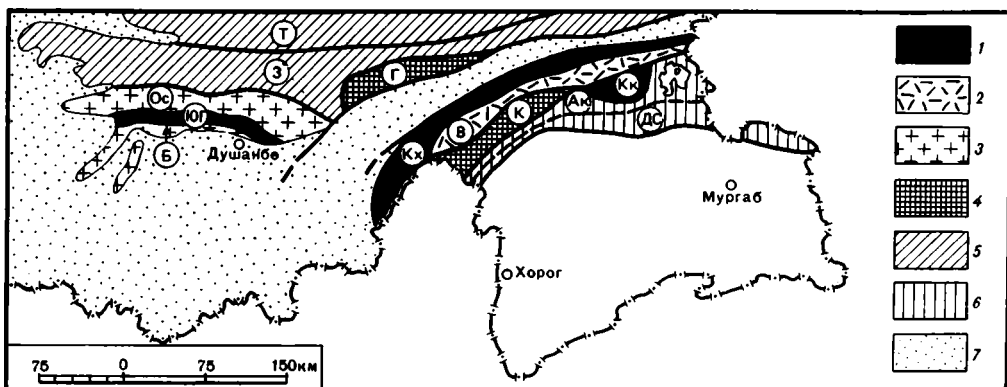


Рис. 1. Схема тектонической зональности Южного Тянь-Шаня и Северного Памира

1 — офиолитовые сuture палео-Тетиса (ЮГ — Южно-Гиссарская, Кх — Калахумбская, Кк — Каракульская); 2 — Висхарвская (В) аллохтонная подзона Калахумб-Сауксайской зоны; 3 — южногиссарские зоны (Ос — Османтинская, Б — Байсунская); 4 — массивы с дофанерозойской континентальной корой (Г — Гармский, К — Курговатский); 5 — южнотяньшанские зоны (З — Зеравшано-Гиссарская, Т — Туркестано-Алайская); 6 — северопамирские зоны (Ак — Акджилгинская, ДС — Дарваз-Сарыкольская); 7 — мезозойско-кайнозойские отложения

полное сравнение истории развития Южного Гиссара и Калаихумб-Сауксайской зоны Северного Памира было проведено Н.Г. Власовым и А.Т. Тарасенко [4]. С утверждением представлений о роли рифтогенеза в формировании позднепалеозойских прогибов делаются первые попытки сравнения формаций, возникших в разных зонах на коре океанического типа, а также реконструкции тектонического развития каждой зоны в отдельности и региона в целом [6, 15—17, 22, 23, 26, 27, 29]. Одновременно было высказано предположение, что офиолитовые сутуры Южного Гиссара и Северного Памира являются реликтами отдельных протяженных прогибов океана палео-Тетис, которые были разделены микроконтинентами с корой континентального типа [24, 25].

Из трех рассматриваемых офиолитовых сутур палео-Тетиса наиболее изученной в структурном и формационном отношении является Калаихумб-Сауксайская зона Северного Памира, особенно ее дарвазская часть. Детальное изучение нижнекаменноугольных вулканических и вулканогенно-осадочных толщ позволило установить океаническую, переходную (островодужную) и континентальную стадии развития этой зоны [23]. Аналогичные стадии выделяются и в других, смежных с Калаихумб-Сауксайской зонах. Но если в океаническую стадию везде формировались почти синхронные сходные по строению и составу комплексы, то в переходную стадию каждая из зон развивалась автономно с образованием формационных комплексов, присущих только данной структуре. Различие, наметившееся в переходную стадию, еще более резко обозначилось в континентальную, при смятии формационных комплексов, выполнявших позднепалеозойские прогибы.

СЕВЕРНЫЙ ПАМИР

Калаихумб-Сауксайская зона

Калаихумб-Сауксайская зона протягивается в виде узкой (20—50 км) полосы преимущественно палеозойских отложений, являясь крайней северной частью центральноазиатского сектора Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Пространственно она расположена на западе в пределах Дарвазского хребта, проходит через южную оконечность Мазарского хребта, занимает большую часть хребта Петра Первого, а на востоке прослежена по южному склону Заалайского хребта и уходит дальше в Западный Куньлунь.

Северным ограничением зоны является Северо-Памирский разлом, по которому она отделена от интенсивно дислоцированного чехла Таджикской депрессии. На юге Калаихумб-Сауксайская зона в своей западной части по Висхарвскому разлому граничит с Курговатской зоной, а в восточной — по Уйбулакскому разлому — с Каракульской (см. рис. 1). Курговатская зона представляет собой блок метаморфизованных пород: кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы боршитской серии (PR₁?), прорванные гранитными интрузиями. Выше их с тектоническим срывом залегают известняки (курговатская свита — C₂₋₃), песчаники и сланцы (пшихарвская свита — P₁).

Калаихумб-Сауксайская зона подразделяется на две тектонические подзоны — северную (автохтонную) Калаихумбскую и южную (аллохтонную) Висхарвскую (пространственно они соответствуют часто выделяемым здесь Дарваз-Заалайской и Белеулинской структурно-формационным зонам).

Разрез Калаихумбской подзоны был расчленен на три хроностратиграфических уровня, каждый из которых включает несколько вещественно отличных толщ, замещающих одна другую по латерали [22, 23, 29]. Основание калаихумбского разреза нигде не вскрыто. Нижний хроностратиграфический уровень (C_{1v}—n₁) включает три толщи; 1) черные пиллоу-лавы спилитов и толеитовых базальтов; 2) аргиллиты, глинисто-кремнистые сланцы с отдельными покровами базальтов и многочисленными пластовыми телами диабазов; 3) гематитсодержащие миндале-

каменные пиллоу-лавы и лавобрекчии с прослоями и линзами известняков, содержащих остатки гониатитов низов намюра [23, 29]. Средний хроностратиграфический уровень ($C_{1n_{1-2}}$) включает несколько толщ: 1) олистостром — конгломераты (от глыбовых до галечных), вулканомиктовые гравелиты и песчаники, туфы с крупными олистолитами известняков турне—визе; 2) туфы дацитов, липарито-дацитов, альбитофиров, гравелиты, песчаники с олистолитами известняков турне—визе; 3) пиллоу-лавы базальтовых порфиритов и спилитов (гора Аспандоу); 4) лавы андезитов и андезито-базальтов с прослоями туфов, туффитов, вулканомиктовых песчаников, аргиллитов и олистоплаками турне-визейских известняков. Верхний хроностратиграфический уровень ($C_{1n_2}—C_{2b_1}?$) объединяет две толщи: 1) туфы андезитов и андезито-базальтов, туффиты, вулканомиктовые конгломераты, песчаники с крупными олистоплаками турне-визейских известняков; 2) глинисто-известковистые аргиллиты, алевролиты и песчаники, включающие олистолиты и олистоплаки силур-девонских и турне-визейских известняков. Калаихумбский разрез очень изменчив и по мощности — от 3000 до 5500 м.

Разрез Висхарвской подзоны начинается песчаниками и сланцами (висхарвская свита, V—O), которые сменяются известняками и доломитами (дикзанкоуская свита, S—D). Выше несогласно залегают сланцы, известняки, эффузивы различного состава, их туфы (сауксайская серия, C_{1t-v}) (рис. 2). Мощность висхарвского разреза в нижней (венд-девонской) части практически не изменяется (2500—3000 м), тогда как для сауксайской серии она колеблется от 100 до 4000 м. Венд-нижнекаменноугольные отложения Висхарвской подзоны прорваны гранитоидными интрузиями.

Считается, что отложения Калаихумбской подзоны (калаихумбский тип разреза) формировались на коре океанического типа, а отложения Висхарвской подзоны (висхарвский тип разреза) — на коре континентального типа, фрагмент которой обнажен в Курговатской зоне [23]. В ходе тектонического развития в начале среднего карбона комплексы висхарвского типа были сорваны со своего нижепротерозойского фундамента и шарьированы на толщи калаихумбского типа [16, 23]. Допускается, что в основании всей Калаихумб-Сауксайской зоны залегают вулканогенные серии калаихумбского типа. Там, где они аллохтонно перекрыты отложениями висхарвского типа, выделяется Висхарвская подзона, а где выходят на дневную поверхность — Калаихумбская подзона (см. рис. 1).

Позднепалеозойский неавтохтон Калаихумб-Сауксайской зоны сложен известняками (C_{2-3}) и мощной терригенно-карбонатной серией (P₁).

Структура зоны отличается большой сложностью. Специально она рассмотрена в ряде работ [16—18, 23]. Установлено широкое развитие здесь крупных покровных нарушений (рис. 3). Аллохтон, образованный тремя пластинами венд-каменноугольных пород висхарвского типа, надвинут на автохтон, представленный вулканогенно-осадочными отложениями карбона (калаихумбский тип разреза). Видимая амплитуда шарьирования 15 км, хотя истинные размеры перемещения аллохтона могли достигать 70—80 км. Необходимо учитывать и то обстоятельство, что на юго-восточную часть аллохтонных масс по Висхарвскому разлому круто надвинут Курговатский кристаллический блок.

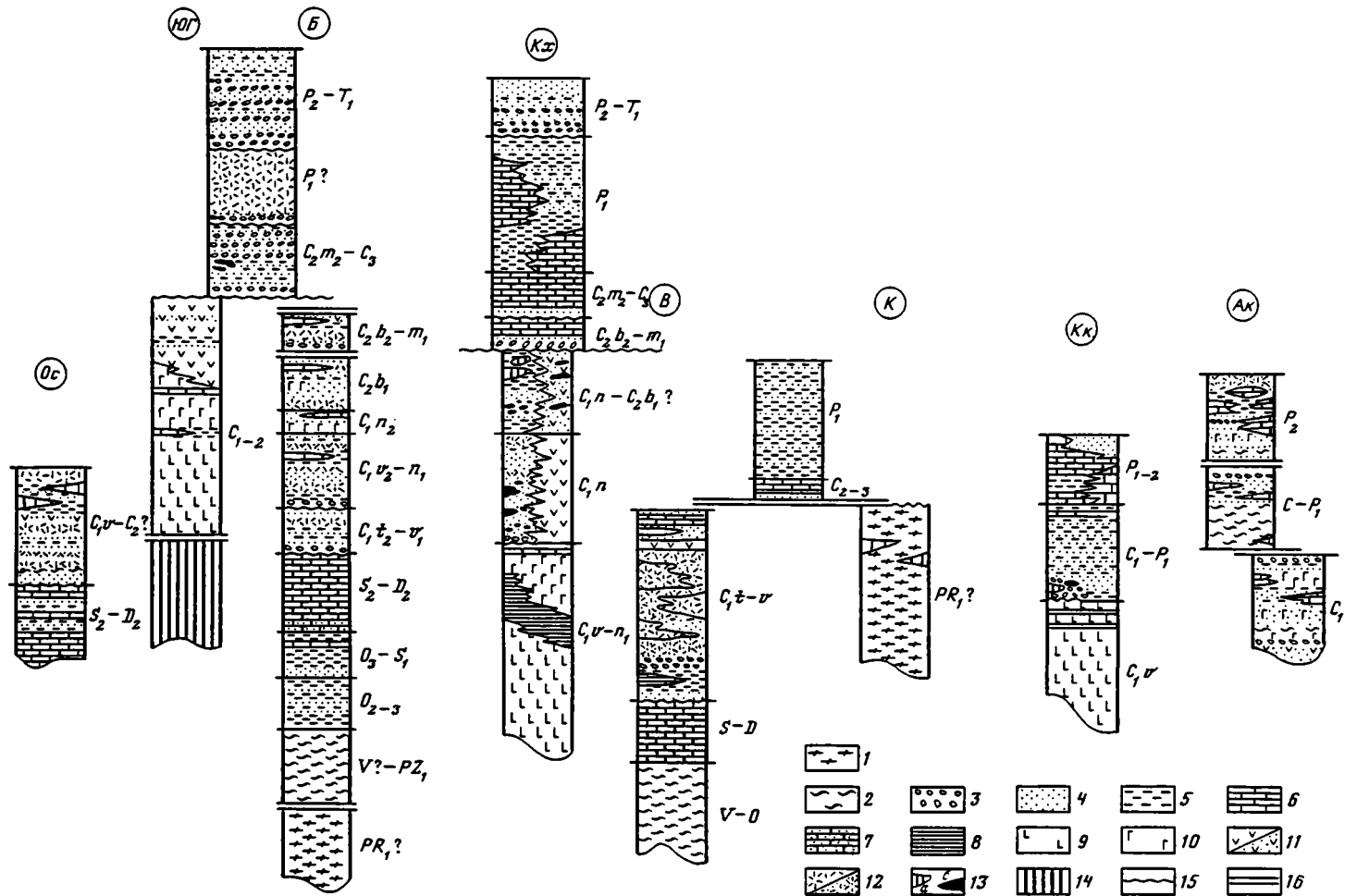
Формации Калаихумб-Сауксайской зоны. В пределах зоны нами выделяются платформенные (дорифтогенные) и рифтогенная (грабеновая) формации для висхарвского типа разреза и формации океанической и переходной (островодужной) стадий для калаихумбского.

К платформенным формациям, как и ранее [4], отнесены терригенная формация венда—ордовика и карбонатная — силура—девона. Обе формации характеризуются выдержанностью разрезов на больших площадях, отсутствием вулканитов, соответствующими платформенному режиму скоростями осадконакопления, а терригенная формация еще и кварцевым и полевошпатово-кварцевым составом пород. Анализ обломочного материала терригенной формации свидетель-

Южный склон Гиссарского хребта

Северный
Калайжумб-Сауксайская зона

Памир



ствуется о его происхождении за счет размыва нижнепротерозойских метаморфических пород, слагающих Курговатский кристаллический блок [7]. Несомненно, что накопление платформенных формаций не ограничивалось лишь Висхарвской подзоной, аналогичные комплексы описаны во многих районах Средней Азии.

Рифтогенная (грабенная) формация в пределах зоны выделяется впервые. К ней отнесен мощный фациально изменчивый комплекс карбонатно-сланцевых и вулканогенно-осадочных пород сауксайской серии (C_{1t-v}).

Внутреннее строение формации и ее значительная мощность (до 4000 м) прежде всего свидетельствуют о резкой смене характера осадконакопления после длительного платформенного развития. В целом сауксайская серия обладает тем набором признаков, который характеризует рифтогенные комплексы: линзовидное чередование осадочных и вулканогенных пород, особенности состава эффузивов и его изменение во времени [30]. При этом терригенные породы формации имеют полимиктовый и аркозовый состав, а вулканы представлены щелочными базальтоидами, андезитами, липаритами и трахилипаритами.

Рифтогенная формация на Дарвазском хребте имеет двучленное строение. Нижняя, известняково-сланцевая, часть при небольшой мощности (до 150 м) сохраняет определенную выдержанность разреза. Верхняя же, вулканогенно-терригенная, отличается быстрым выклиниванием лав, латеральным взаимозамещением туфов и осадочных пород.

В известняково-сланцевой части формации большое значение имеют битуминозные глинистые известняки. Количество глинистого материала варьирует в широком интервале, что позволяет наблюдать весь ряд пород от глинистых сланцев до известняков. Помимо пелитоморфного органического вещества во всех породах присутствует небольшое количество (5—15%) обломочного метаморфогенного кварца. Формирование известняково-глинистых отложений происходило, по видимому, в условиях довольно обширного, но мелкого бассейна с застойным характером водного режима. В условиях слабо расчлененного рельефа обломочный материал поступал за счет размыва подстилающих венд-девонских пород.

Верхняя часть формации сложена различными по составу эффузивами, массивными (от тонко- до грубообломочными) туфами, всевозможными терригенными породами с прослоями и линзами известняков. Среди эффузивов выделяются липариты, дациты и щелочные базальтоиды.

Липариты среди эффузивов наиболее распространены. Они образуют в разрезах одно или несколько быстро выклинивающихся вкост простирания Висхарвской подзоны тел мощностью до 600 м. Вдоль подзоны липаритовые потоки протягиваются на расстояние от нескольких сот метров до 3—5 км. Липариты обладают массивным или флюидалным сложением.

Петрохимические характеристики липаритов из разных потоков указывают на их относительную идентичность. Довольно высокое содержание SiO_2 (74—80%) и умеренное количество щелочей $K_2O + Na_2O$ (7—8%) не позволяют отнести их к типичным трахилипаритам. Большинство липаритов формации относится к лейкократовым натрово-калиевым (Na_2O — 3—3,5%, K_2O — 4—4,5%) разностям нормальной щелочности. Повышенное содержание SiO_2 , некоторое преобладание

Рис. 2. Сводные стратиграфические разрезы тектонических зон южного склона Гиссарского хребта и Северного Памира

1 — кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы и гранито-гнейсы; 2 — филлиты, кварц-сланцевые и зеленые сланцы, кварциты; 3 — конгломераты, галечники, валунники; 4 — гравелиты, песчаники, алевролиты; 5 — аргиллиты, глинистые сланцы; 6 — известняки, доломиты, мраморы; 7 — песчанитые и глинистые известняки; 8 — кремнистые сланцы, фаниты, кремнистые туффиты; 9 — диабазы, толеитовые базальты и спилиты; 10 — пиллоу-лавы и лавобрекчии базальтов и спилитов; 11 — андезито-базальты, андезиты и их туфы; 12 — дациты, липариты и их туфы; 13 — олистоплаки известняков, S—D (а) и C₁ (б); 14 — дайковый комплекс габбро-диабазов, диабазов и микродиоритов; 15 — несогласное залегание; 16 — тектонические контакты

Буквенные обозначения разрезов см. на рис. 1

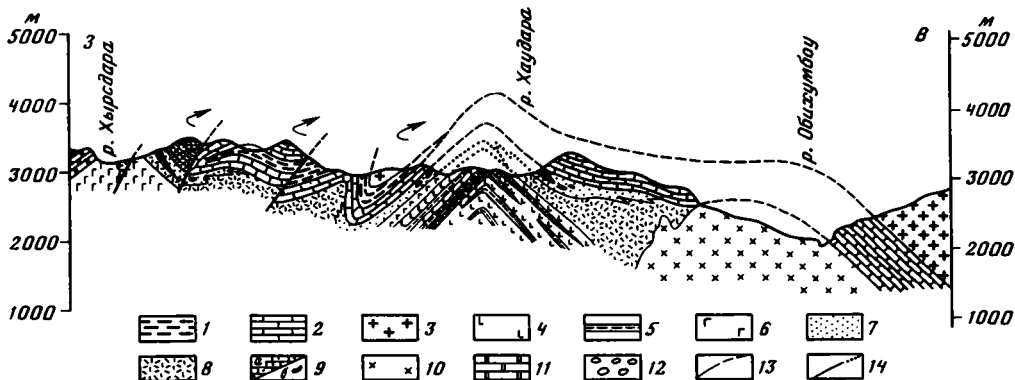


Рис. 3. Покровно-складчатая структура юго-западной части Дарвазского хребта (бассейн р. Обихумбоу)

1 — песчаники, алевролиты, сланцы висхарвской свиты (V—O); 2 — известняки и доломиты дикзанкоуской свиты (S—D); 3 — гранитоиды Обихумбоуского массива; нижний хроностратиграфический уровень (C_{1v—n}); 4 — диабазы, 5 — кремнистые туфиты и глинисто-кремнистые сланцы, 6 — фиолетовые пиллоу-лавы и лавобрекчии базальтов и спилитов; средний хроностратиграфический уровень (C_{1n1—2}); 7 — песчаники, гравелиты, конгломераты, 8 — альбитофиры, дациты, их туфы; 9 — олистолиты (а) и олистолиты (б) турне-визейских известняков; 10 — гранодиориты и плагиограниты Хаударинской интрузии; 11 — известняки возгинской свиты (C₂); 12 — неогеновые конгломераты; 13 — тектонические контакты; 14 — стратиграфические контакты и фациальные границы. Стрелками показаны антивергентные структуры и ретрошарьяжи

K₂O над Na₂O сближают их с породами, образование которых происходит в регионах с достаточно мощной континентальной корой. Особенности структуры и текстуры липаритов, форму их тел определяла повышенная вязкость кремнекислого расплава, который, по-видимому, изливался из аппаратов центрального типа, в расположении которых существовала определенная закономерность. На Дарвазском хребте потоки липаритов сгруппированы в 2—4 субпараллельные полосы на площади развития рифтогенной формации. Расстояние между этими полосами (с учетом складчатых деформаций) 12—16 км. Не исключено, что положение аппаратов центрального типа контролировалось крупными протяженными разрывными нарушениями, проникающими достаточно глубоко в континентальную кору.

Дациты образуют единичные маломощные (до 30—50 м) тела, которые не имеют определенного положения в разрезе по отношению к липаритам. Для них характерно низкое содержание SiO₂ (60—62,5%, промежуточное для дацитов и андезитов), повышенное — TiO₂ и Fe₂O₃ + FeO + MgO. В сумме щелочей (Na₂O + K₂O — 5—6%) немного преобладает Na₂O. Эти породы можно классифицировать как основные дациты (андезито-дациты) мезократовые, калинатовые. По текстурным признакам дациты сходны с липаритами: преобладают массивные и флюидальные лавы, иногда переходящие в лавобрекчии, а затем и агломератовые туфы.

Щелочные базальтоиды в составе формации распространены эпизодически, образуя маломощные (до 20—25 м) прослои подушечных лав или лавобрекчий. Интерстиции между подушками и их фрагментами выполнены карбонатно-туфогенным материалом. Пространственно щелочные базальтоиды большей частью располагаются между зонами развития потоков липаритов, но одиночные прослои залегают в разрезе и среди липаритов. Определенной тенденции в положении базальтоидов в разрезе нет: они встречаются практически на всех уровнях. Тем не менее непосредственного соприкосновения лав различного состава нигде не отмечено. Они везде разделены туфово-терригенными и карбонатными отложениями.

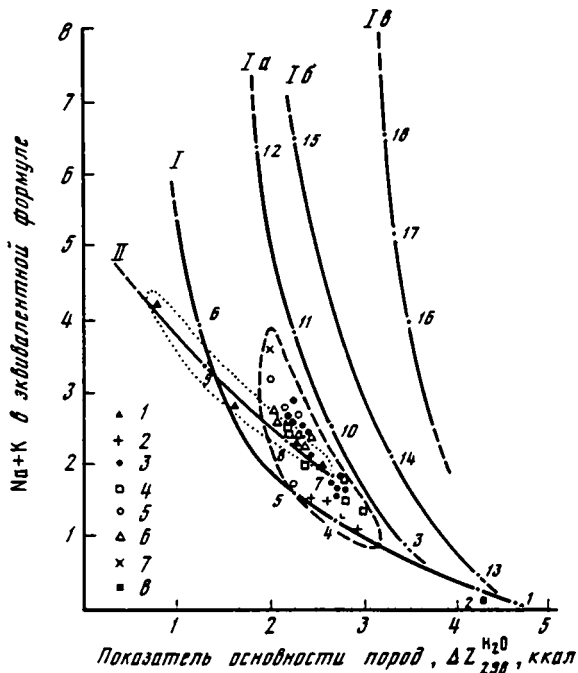
Среди базальтоидов выделяются две группы, различающиеся петрографическими и петрохимическими характеристиками, — известково-щелочные и субщелочные

Рис. 4. Петрохимическая характеристика магматических пород Каланхумб-Сауксайской зоны Северного Памира

1 — эффузивы рифтогенной формации; лавы сланцево-спилит-диабазовой формации; 2 — базальты, 3 — спилиты; 4 — базальты и спилиты известняково-базальтовой формации; 5 — андезит-базальты эффузивно-туфовой формации; 6 — спилиты и базальты эффузивной (спилит-базальтовой) формации; 7 — дацитовые порфириты туфовой-терригенной формации; 8 — ультраосновные породы

Типы магматических формаций: I — толент-базальтовый, Ia — щелочно-трахитовый, Ib — базальтовый, Ic — нефелинитовый, Id — липарит-андезитовый

Главнейшие породы серий (цифры на диаграмме): 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — пикриты, 4 — пижонитовые (толентовые) базальты, 5 — исландиты, 6 — щелочные граниты и пантеллериты, 7 — гиперстеновые базальты и габбро, 8 — андезиты и кварцевые диориты, 9 — нормальные граниты и липариты, 10 — щелочные базальты, 11 — трахибазальты, 12 — щелочные трахиты и сиениты, 13 — меймечиты, 14 — базаниты, 15 — нефелиновые сиениты, 16, 17 — мельтейгиты, 18 — ийолиты и нефелиниты



базальты. Известково-щелочные базальты — пиллоу-лавы зеленого цвета с повышенной миндалекаменностью; миндалины выполнены кальцитом или хлорит-кальцитовым агрегатом; во вкрапленниках — авгит и петельчатый оливин. Субщелочные базальты — черные или темно-зеленые массивные и агломератовидные лавы без миндалины; во вкрапленниках — петельчатый оливин и амфиболитизированный пироксен. По содержанию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (4—5,5%) обе группы базальтов располагаются выше линии Куно. По преобладанию K_2O над Na_2O субщелочные базальты сходны с трахибазальтами. Все рифтогенные базальтоиды отличаются низким содержанием SiO_2 и TiO_2 , а обе группы различаются между собой еще и соотношениями CaO/MgO и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$: для известково-щелочных характерно преобладание CaO (11,5—13%) и Fe_2O_3 (6%), для субщелочных — MgO (8—10%) и особенно FeO (7—8%).

Анализ петрохимических характеристик рифтогенных эффузивов по методу протонного эквивалента свидетельствует о том, что сауксайская контрастно дифференцированная серия могла сформироваться только на коре континентального типа (рис. 4). В этом случае кислые эффузивы являются продуктами расплавления гранитно-метаморфического слоя, а формирование щелочных базальтоидов связывается с процессами ассимиляции и контаминации толентовой магмы в процессе ее подъема и прохождении через мощную континентальную кору.

Если на долю лав в рифтогенной формации приходится 25—30% объема пород, то пирокластическим и терригенным принадлежит более 50%. Среди туфов выделяются все разности от бомбовых до пепловых. Грубо- и крупнообломочные туфы являются литокластическими, псаммитовые — литокристаллокластическими, а пепловые — витрокристаллокластическими. Наибольшим распространением пользуются псаммитовые туфы липаритов и дацитов, образующие мощные (до 500 м) горизонты и линзы среди эффузивов. Бомбовые и лапиллиевые туфы присутствуют в виде маломощных (до 20 м) непротяженных линзовидных горизонтов; в них вверх по разрезу наблюдается постепенный переход к грации псаммитовых туфов.

Терригенные породы представлены мелкогалечными конгломератами, гравелистами, песчаниками и алевролитами. Их обломочная часть состоит из метаморфогенного кварца (50—70%), фрагментов метаморфических сланцев (до 10%) и обломков различных эффузивов. Встречаются прослои песчаников существенно кварцевого состава. Терригенные породы содержат самое различное количество вулканогенного материала, слагающего до 50% объема пород и представленного обломками липаритов и дацитов (их основной массы и вулканического стекла), кристаллов плагиоклаза и магматогенного кварца.

Изучение фациальных переходов различных типов пород по латерали и их изменения по разрезу показало, что накопление терригенных и карбонатных осадков происходило на фоне активной вулканической деятельности. При этом мощное накопление тефры сочеталось с поступлением терригенного и карбонатно-обломочного материала, происхождение которого связывается с разрушением подстилающих венд-девонских и, возможно, нижнепротерозойских отложений. Для некоторых разрезов формации наблюдается неоднократная постепенная смена снизу вверх лав с туфами сначала всевозможными туфогенными породами, затем терригенными и, наконец, известняково-глинистыми.

Полностью восстановить строение рифтогенной формации не удастся, так как в пределах Висхарвского аллохтона обнажен лишь ее фрагмент, формировавшийся, по-видимому, в наиболее активной и интенсивно прогибающейся части континентального рифта. Помимо мощностей, об этом свидетельствует преобладание вулканогенных пород над субаркозовыми и кварцевыми терригенными (для краевых частей континентальных рифтов соотношения между этими типами пород, как правило, обратные).

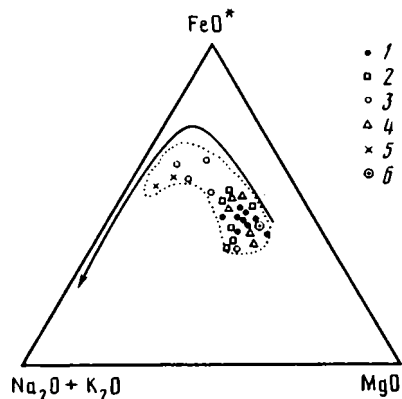
К формациям океанической стадии в Калаихумбской подзоне относится сланцево-спилит-диабазовая (C_{IV}). Распространена эпизодически в юго-западной части Дарвазского хребта. Сложена черными подушечными спилитами и базальтами, черными глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, кварцевыми алевролитами и кремнистыми туффитами с пластовыми телами диабазов. По химизму вулканыты формации соответствуют базальтам, слабо насыщенным кремнеземом, умеренно глиноземистым, умеренно титанистым, со слабым известково-щелочным уклоном. При резком преобладании Na_2O над K_2O базальты являются нормально-щелочными, а повышенная щелочность спилитов и диабазов связана с натровым метасоматозом. Во всех породах при общей высокой железистости FeO преобладает над Fe_2O_3 . Общая петрохимическая характеристика этих пород свидетельствует об их сходстве с типичными толеитовыми базальтами современных океанов [23], и почти все анализы попадают в толеит-базальтовую серию (см. рис. 4), а на диаграмме *AFM* располагаются рядом с базальтами срединно-океанических хребтов (рис. 5).

Сланцево-спилит-диабазовая формация состоит из ограниченного набора пород. Их локальное распространение не позволяет в полной мере определить границы формации. Ее основание нигде не вскрыто, а общее строение определяется соотношением лав и сланцев с диабазами в разрезе и по латерали. В юго-западной части Дарвазского хребта с северо-запада на юго-восток (или с севера на юг в палеотектоническом аспекте) формация представлена сначала монотонным лавовым разрезом, затем в кровле появляются сланцы и аргиллиты с отдельными горизонтами спилитов; сланцы постепенно фациально вытесняют пиллоу-лавы, и разрез становится существенно сланцево-диабазовым (рис. 6). В южной части формации доля диабазов резко колеблется; они либо образуют единичные мало-мощные пласты, либо формируют мощный диабазовый разрез с пропластками сланцев и кремнистых туффитов.

По всей видимости, нижней границей формации должен считаться меланократовый фундамент. Об этом свидетельствуют особенности состава и строения толеит-базальтовых лав, отсутствие в осадочных породах "сиалического" мате-

Рис. 5. Петрохимическая характеристика лав океанической и переходной стадий развития Калаихумбской подзоны

1 — спилиты и базальты сланцево-спилит-диабазовой формации; 2 — базальты и спилиты известняково-базальтовой формации; 3 — андезит-базальты эффузивно-туфовой формации; 4 — спилиты и базальты эффузивной (спилит-базальтовой) формации; 5 — дацитовые порфириты туфowo-терригенной формации; 6 — базальты срединно-океанических хребтов



риала местного происхождения. Толеитовые базальты формировались в зоне наибольшей проницаемости меланократового фундамента в виде практически непрерывных излияний магмы, которые значительно преобладали над осаждением глинистого и кремнистого вещества. К югу от зоны активных извержений располагалась область, в которой вулканическая деятельность была не столь интенсивной и глинистые, кремнистые и алевроитовые осадки накапливались в условиях относительно спокойного тектонического режима. Внедрение пластовых тел и роев даек диабазов происходило в результате нарушения сплошности меланократового основания. Судя по фациальным взаимоотношениям вулканических и осадочных пород в обнаженной части формации на Дарвазе, можно предположить, что активная зона подводного вулканизма (или зона спрединга) в данном случае располагалась к северу от разрезов, венчающихся глинисто-кремнистыми отложениями. Не исключено, что область накопления осадочных пород постоянно увеличивалась одновременно с расширением Калаихумбского палеоокеанического бассейна. И наконец, излияния лав и осаждение глинисто-кремнистого вещества происходили на достаточно большой глубине, ниже уровня карбонатной компенсации.

Гораздо шире в Калаихумб-Сауксайской зоне представлены формации переходной стадии. Их можно разделить на две основные группы — существенно вулканические и вулканогенно-осадочные. Эти группы по своей сути отражают становление таких структурных форм переходной стадии, как островные дуги и краевые моря [23].

Группа вулканических формаций включает известняково-базальтовую, эффузивную спилит-базальтовую и эффузивно-туфовую (андезит-базальтовую), становление которых происходило в процессе роста вулканического поднятия островной дуги (см. рис. 6).

Известняково-базальтовая формация ($C_{1v}-n_1$) наиболее широко распространена в Калаихумбской сутуре, занимая до половины ее площади; сложена аспандоуской толщей [22, 23]. Формация практически во всех своих частях имеет одинаковое строение. Это вишневые, бордовые, кирпично-красные миндалекаменные пиллоу-лавы и лавобрекчии. Розовые известняки слагают межподушечные пространства, являются вмещающей массой для крупных фрагментов лавовых шаров в лавобрекчиях, а в верхней части формации образуют линзы и горизонты.

Подушечные лавы образованы спилитами и базальтами, причем спилиты слагают краевые части лавовых шаров и полностью — обломки в лавобрекчиях. Петрохимический анализ эффузивов указывает на определенное сходство с толеитовыми базальтами подстилающей сланцево-спилит-диабазовой формации. Это также породы с низким содержанием SiO_2 , пониженной или умеренной глиноземистостью и при достаточно высоком содержании $Na_2O + K_2O$ (2,5—6%) с большим значением коэффициента натровости (4—25). Основные отличия состоят в пониженном содержании TiO_2 , значительной доле Fe_2O_3 по сравнению с FeO . По своей сути это тоже толеитовые базальты, являющиеся продуктами только наметив-

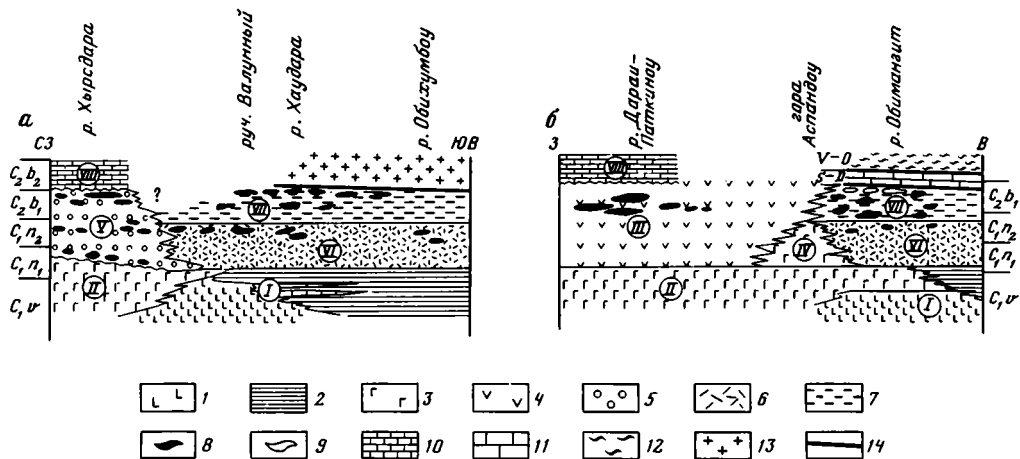


Рис. 6. Схема соотношения формационных комплексов (формационных латеральных рядов) Калаихумбской подзоны в юго-западной части Дарвазского хребта (а — северный район, б — южный район)

1 — черные базальты и спилиты, диабазы; 2 — глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые туффиты; 3 — фиолетовые пиллоу-лавы и лавобрекчии базальтов и спилитов; 4 — андезито-базальты, андезиты и их туфы; 5 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 6 — дациты, липариты и их туфы; 7 — аргиллиты, алевролиты; 8 — олистолиты турне-визейских известняков; 9 — олистолиты силур-девонских известняков; 10 — известняки (С₂); 11 — известняки и доломиты (S—D); 12 — сланцы и песчаники (V—O); 13 — граниты; 14 — тектонические контакты
 Формации: I — сланцево-спилит-диабазовая, II — известняково-базальтовая, III — эффузивно-туфовая (андезито-базальтовая), IV — эффузивная (спилит-базальтовая), V — олистостромовая туффитово-конгломератовая, VI — туфово-терригенная, VII — олистостромовая сланцевая; VIII — неоавтохтон

шейся последовательной дифференциации исходной толеитовой магмы. Это подтверждает и положение результатов химических анализов на диаграммах магматических серий и *AFM* (см. рис. 4 и 5).

Общее строение формации свидетельствует об излияниях лав в виде потоков в подводных условиях уже выше уровня карбонатной компенсации. При этом они сопровождалась мощными эксплозивными выбросами, образующими горизонты лавобрекчий. Известняково-базальтовая формация расположена не только выше сланцево-спилит-диабазовой, но и частично фациально замещает ее верхнюю кремнисто-глинистую часть.

Излияния газонасыщенной толеитовой магмы, активная эксплозивная деятельность способствовали росту подводного вулканического поднятия. Судя по мощности (до 2000 м) и распространению, поднятие было уже достаточно хорошо гипсометрически выраженным и довольно протяженным. К югу (возможно, и к северу) от него продолжали сохраняться без изменений прежние условия относительно спокойного и медленного накопления глинисто-кремнистого вещества. С формированием известняково-базальтовой (аспандоуской) толщи мы связываем самые начальные этапы образования островной дуги, когда толеитовая магма не претерпела еще в достаточной степени дифференциации, а накопление тефры практически не происходило.

Эффузивно-туфовая (андезито-базальтовая) формация (C_{1b1}—C_{2b1}?) также широко развита вдоль всей Калаихумб-Сауксайской сутуры. Она надстраивает известняково-базальтовую формацию и включает нижнеушхарвскую (лавовую), верхнеушхарвскую (туфовую) и джакскую (туффитовую) толщи. В строении формации принимают участие главным образом лавы и туфы андезито-базальтов, андезитов, а также дацитов и натровых липаритов. Мощность формации достигает 4000—4500 м.

Андезито-базальты слагают более половины всех лав формации. Это темно- и светло-зеленые миндалекаменные массивные породы, иногда с порфировой

структурой. Они образуют как сплошные потоки, так и отдельные горизонты подушечных лав. Обычными являются лавобрекчии и агломераты, иногда сильно эпидотизированные. Базальты и андезиты встречаются реже; базальты всегда образуют прослои пиллоу-лав. Дациты и альбитофиры (натровые липариты) в виде отдельных редких лавовых потоков располагаются преимущественно в верхней части формации.

Химические анализы главных пород формации — андезито-базальтов — показывают, что среди них встречаются низко- и умеренно титанистые разновидности. В целом они низкоглиноземистые ($Al_2O_3 < 17\%$), FeO преобладает над Fe_2O_3 , а при постоянной сумме $MgO + CaO$ больше CaO, что делает некоторые породы более известково-щелочными. По содержанию $Na_2O + K_2O$ они являются умеренно реже субщелочными с явным натровым уклоном. Общая петрохимическая характеристика лав свидетельствует о том, что они также являются продуктом последовательной дифференциации базальтовой магмы (см. рис. 4 и 5). Это же относится к андезитам и натровым липаритам. От базальтов к липаритам, помимо постепенного увеличения SiO_2 , повышается общая щелочность за счет высокой доли Na_2O , снижается общая железистость и содержание TiO_2 , повышается роль CaO по сравнению с MgO, а отношение Na_2O/K_2O во всех типах пород остается довольно высоким.

Туфы начинают появляться в нижних частях формации, вверх их количество увеличивается и они почти полностью вытесняют лавы. Туфы образуют мощные, часто линзовидные пласты и пачки среди эффузивов и представлены всеми градациями от бомбовых до тонкообломочных разновидностей. Наиболее распространены "очковые" туфы, состоящие из светло-зеленых (лейкократовых) и темно-зеленых (меланократовых) обломков базальтов, андезито-базальтов и андезитов. Вулканомиктовые конгломераты, галечники, песчаники и алевролиты преобладают в верхней, туфовой части формации, где образуют прослои от нескольких сантиметров до 50 м среди туфов и редких покровов эффузивов. Известняки в разрезах формации известны либо в виде крупных олистолитов и олистоплаков (известняки турне—визе), либо в виде пелитоморфных известняков, выполняющих интерстиции между лавовыми шарами и являющихся составной частью цемента в вулканогенно-осадочных породах.

В пределах Дарвазского хребта отчетливо устанавливается южное ограничение эффузивно-туфовой формации, где она сменяется олистостромовыми и туфово-терригенной формациями (см. рис. 6). Пространственно эффузивно-туфовая формация располагается строго над известняково-базальтовой; первая не выходит за пределы развития второй; вместе они имеют четкое южное ограничение и протягиваются вдоль всей сутуры. Формирование эффузивно-туфовой формации происходило в рамках уже обособившегося подводного поднятия. Активнейшая вулканическая деятельность вызвала дальнейший быстрый рост гряды. Не исключено, что здесь существовали и отдельные субазральные вулканические постройки в виде цепочки островов, разрушение которых обеспечило большое количество вулканомиктового материала. Возникшее вулканическое поднятие характеризуется как структура типа островной дуги, для которой отмечается преимущественно андезит-базальтовый вулканизм толентового ряда со сменой во времени излияниями лав более кислого состава и с интенсивным накоплением пирокластики.

Эффузивную (спилит-базальтовую) формацию (C_{1n1-2}), по всей видимости, удобнее рассматривать как отдельную вулканическую фацию островодужного комплекса. Развита она локально на Дарвазском хребте, в пределах горного массива Аспандоу, и приурочена к южному краю мощной андезито-базальтовой серии (см. рис. 6). Здесь эффузивы практически неотличимы от подстилающей известняково-базальтовой формации. Это также подушечные миндалекаменные базальты (часто оливинные) и спилиты без лавобрекчий и туфов. Межподушечное пространство заполнено белым, розовым или зеленоватым

пелитоморфным известняком, который здесь не образует линз и прослоев. На определенное сходство с подстилающими толщами указывают и данные химических анализов, положение их на диаграммах магматических серий и *AFM* (см. рис. 4 и 5). Формирование подобных эффузивных фаций среди островодужной андезито-базальтовой серии происходило во время роста вулканического поднятия на южном его склоне в условиях повышенной проницаемости коры развивающейся островной дуги. При этом одновременно происходили спокойные трещинные излияния базальтов, а в пределах поднятия — их более кислых дифференциатов, сопровождавшихся интенсивными выбросами пирокластики.

Олистоостромовая туффито-конгломератовая формация (C_{1n_1} — C_{2b_1} ?) распространена в юго-западной части Дарвазского хребта и сложена преимущественно терригенными породами: валунными и галечными конгломератами и конглобрекциями, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Среди грубообломочных пород хаотически рассеяны глыбы и олистолиты турне-визейских известняков. По составу терригенные породы делятся на существенно известняковые, вулканомиктовые, полимиктовые (известняково-вулканомиктовые) разновидности. Подчиненную роль в формации играют туфопесчаники и обломочные туффиты. Различные по составу породы находятся между собой в сложных фациальных соотношениях.

Известняковые конгломераты на 60—80% состоят из обломков светло-серых битуминозных известняков турне—визе и единичных галек органогенных известняков нижнего намюра. Вулканомиктовая часть этих пород, как и существенно вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники, сложена обломками диабазов, фиолетовых (аспандоуских) базальтов и спилитов, андезито-базальтов, кремнистых туффитов, реже силицитов, глинистых сланцев и фтанитондов. Сортировка материала в грубообломочных породах отсутствует, лишь в песчаниках она выражена достаточно четко, хотя среди однородной псаммитовой вулканомиктовой массы неравномерно рассеяны отдельные мелкие гальки известняков.

Распределение грубо- и мелкообломочных фракций по латерали в пределах формации свидетельствует о том, что снос материала при ее формировании происходил с севера. В пределах отдельных горизонтов в формации отмечается смена с северо-запада на юго-восток конгломератов сначала гравелитами, затем песчаниками, переходящими в тонкообломочные туффиты. Более выдержанными по латерали являются прослои песчаников, для которых характерны косая и параллельная градационная слоистости. Непременным условием для накопления грубообломочных терригенных пород и олистоостромов было наличие достаточно расчлененного рельефа. На основании пространственного изучения олистоостромовых тел, изменения их гранулометрии можно заключить, что они сходны с образованиями типа конусов выноса. Т.А. Вознесенская [5] считает, что по структурно-текстурным признакам, характеру распределения обломочного материала, изменению мощностей туффито-конгломератовая формация отвечает отложениям подводных каньонно-веерных систем. По-видимому, такие системы в намюре являлись элементами рельефа южного склона островной дуги. Не исключено, что в области развития олистоостромов на Дарвазском хребте (долины рек Хырсадара, Хаудара, Писода), где отсутствует мощная эффузивно-туфовая (ушхарвская) формация, существовало относительное понижение в вулканической гряде, которое и было рассечено поперечными трогами и каньонами.

Нижняя граница формации устанавливается однозначно: кровля фиолетовых лав и лавобрекчий (C_{1v} — n_1), на которых олистоостромовы залегают с размывом. На юго-восток она замещается туфово-терригенной ($C_{1n_{1-2}}$) и олистоостромовой сланцевой (C_{1n_2} — C_{2b_1} ?) формациями, отражающими развитие в намюре структуры типа краевого моря (см. рис. 6).

Туфово-терригенная формация распространена в пределах Дарвазского хребта. Сложена неустойчивой по разрезу и латерали толщey натровых липа-

ритов, липарито-дацитов, дацитов, альбитофиров, их туфов и различных терригенных пород; в составе формации преобладают туфы кислых пород, туфы андезитов встречаются эпизодически.

Темно-серые и бурые липаритовые туфы являются литокристаллокластическими, преобладают средне- и мелкообломочные разновидности. Тонкообломочные витрокристаллокластические туфы образуют маломощные (3—5 м) прослои. Туфы дацитов и андезитов обладают теми же петроструктурными признаками, но из-за интенсивной хлоритизации имеют серо-зеленый или темно-бурый цвет. Липариты и дациты — массивные с порфировой структурой — образуют мощные (до 50—70 м) потоки, расположенные среди туфов аналогичного состава.

Туффиты и терригенные породы в виде отдельных горизонтов (от 20—30 см до 5—7 м) залегают среди мелко- и среднеобломочных туфов. Туффиты состоят из сильно измененных обломков липаритов и дацитов, кристаллокластов кварца и плагиоклаза, смешанных с относительно хорошо окатанными обломками тех же пород и криптокристаллических известняков. По простирацию туффиты переходят в туфы (р. Хаудара), а часто — в вулканомиктовые гравелиты, песчаники и алевролиты. Среди песчано-алевритовых туффитов в виде тонких прослоек и линзочек (2—5 см) присутствуют буровато-зеленые кремнистые туффиты.

Терригенные породы отличаются большим разнообразием: вулканомиктовые и полимиктовые гравелиты, песчаники и алевролиты. Обломки в них представлены, помимо кварца, эффузивами кислого, реже основного и среднего состава, криптокристаллическими известняками, кремнистыми породами. Туфово-терригенная формация включает в себя и отдельные элементы туффито-конгломератовой формации, что свидетельствует об их накоплении в смежных районах. Так, среди терригенных пород, туффитов иногда присутствуют мощные линзообразные "включения" грубообломочных известняково-вулканомиктовых пород (р. Гишун, верховья р. Лаур) с глыбами и олистолитами турне-визейских известняков размером до 100 м. Более мелкие глыбы (до 20—25 м) встречаются среди среднеобломочных туффитов и терригенных пород.

Нижняя граница туфово-терригенной формации определяется ее залеганием на комплексах океанической стадии, а верхняя — перекрытием сланцевым олистостромом. Юго-восточное ее ограничение перекрыто висхарвскими аллохтонными массами, а северо-западное определяется переходами в разновозрастные отложения вулканического поднятия и его южного склона (см. рис. 6). Таким образом, накопление туфово-терригенной толщи происходило в основании южного склона вулканической гряды в пределах протяженного и, возможно, достаточно широкого депрессионного бассейна. Излияния кислой магмы сопровождались выбросами лапиллиево-пепловой тefры, подвергавшейся после осаждения внутрiformационному размыву и переотложению. Этот процесс дополнялся сносом с северного вулканического поднятия обильного вулканомиктового материала, который откладывался в виде отдельных олистостромовых линз.

Олистостромовая сланцевая формация ($C_{1n2}-C_{2b1}?$) сложена тонко- и среднеслоистыми известковистыми аргиллитами, кварцево-карбонатными, иногда углистыми алевролитами и песчаниками, реже гравелитами, включающими олистолиты турне-визейских и тектолиты силур-девонских известняков. Наиболее распространены песчаники, на 60—90% состоящие из кварца; вулканомиктового материала (фельзитовая масса липаритов, кристаллокласты альбита) в них мало. В алевролитах и особенно в аргиллитах возрастает роль углистого вещества (до 25% объема пород) и карбонатов. Гравелиты содержат обломки кварцитов, кремней, зеленых сланцев, молочно-белого кварца, кислых эффузивов, реже известняков. Терригенные породы включают в себя многочисленные растительные остатки в виде фрагментов стеблей и листьев. Олистолиты нижнекаменноугольных известняков, как правило, не сопровождаются шлейфами более мелких глыб. Часто наблюдается прилегание аргиллитов и алевролитов к телу олистострома.

лита, а в его основании — структуры проседания, возникшие в результате гравитационной нагрузки олистолита на неконсолидированный осадок.

Формирование сланцевого олистострома связано с движением к северу в депрессионный бассейн системы висхарвских тектонических покровов. Фронтальная часть покровов дробилась на крупные блоки, которые разрушались под воздействием экзогенных факторов. Разрушение лав, туфов, туффигов сауксайской серии (C_{1t-v}), терригенно-карбонатных пород ($V-D$) обеспечило большой объем осадочного материала преимущественно глинисто-карбонатно-кварцевого состава. Наиболее устойчивыми к дроблению оказались известняки сауксайской серии (C_{1t-v}), которые дали большую часть крупных олистолитов. Накопление сланцевого олистострома происходило уже в сравнительно мелководных условиях, когда депрессионный бассейн был заполнен осадочными породами, а в пределах вулканического поднятия эксплозивная деятельность заметно ослабла.

Таким образом, в пределах Калаихумб-Сауксайской сутуры, помимо океанических формаций, на всем ее протяжении удастся установить вулканические комплексы, характерные для островодужных поднятий (андезито-базальтовая серия). В юго-западной части Дарвазского хребта хорошо проявлены комплексы южного склона вулканической дуги и прилегающего депрессионного бассейна, который по положению между островной дугой и блоком с континентальным типом коры, а также по формационному выполнению представлял собой структуру типа краевого моря.

Каракульская зона

Каракульская зона, сложенная каменноугольно-пермскими отложениями, расположена в центральной части Северного Памира (бассейны рек Баландкиик и Зулумарт, хребты Каинды и Зулумарт). Она ограничена на севере Уйбулакским разломом, а на юге косо к нему примыкающим Баландкиикским, который восточнее, по-видимому, вновь сходится с Уйбулакским (см. рис. 1). По Баландкиикскому разлому Каракульская офиолитовая зона граничит с Акджилгинской зоной.

До сих пор остаются спорными некоторые вопросы стратиграфии и тектоники Каракульской зоны, ее границ. Так, Э.С. Чернер [31] включает в Каракульскую зону значительно большую территорию и выделяет здесь два тектонических блока, разделенные Баландкиикским разломом, — Зулумартский и Акджилгинский. Разрез Зулумартского блока считается "амагматичным", а в Акджилгинском широко развиты основные и средние эффузивы. Иного мнения придерживается Э.Я. Левен [10, 11], который считает, что важную роль в строении Каракульской зоны (т.е. Зулумартского блока по Э.С. Чернеру) играют нижнекаменноугольные основные эффузивы, тогда как в Акджилгинской зоне (блоке) вулканы преимущественно пермского возраста.

Разрез Каракульской зоны начинается темно-зелеными диабазами и базальтами, иногда подушечными, с единичными маломощными прослоями темно-зеленых полосчатых кремнистых туффигов и редкими линзами мраморизованных известняков. Эта толща выделяется в карачимскую свиту (C_{1v}). Основание разреза нигде не вскрыто (иногда вдоль Баландкиикского разлома диабазы залегают с тектоническим контактом на габброидах Баландкиикского габбро-гипербазитового комплекса); мощность карачимской свиты более 500 м. Выше согласно, а местами со следами тектонического срыва залегают мощная терригенная западнокараджилгинская свита (C_1-P_1), сложенная конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и в меньшей мере известняками (см. рис. 2). Аргиллиты в основании свиты содержат богатую визе-намюрскую фауну брахиопод, кораллов, фораминифер [10, 11], на основании чего обосновывается визейский возраст подстилающей карачимской свиты. Мощность западнокараджилгинской свиты

400—1500 м. Еще выше согласно залегают ниже- и верхнепермские отложения, представленные мелководными рифогенными и битуминозными известняками, различными терригенными породами, находящимися в сложных фациальных взаимоотношениях [9].

В формационном отношении геосинклинальная серия Каракульской зоны построена довольно просто: каждому выделяемому здесь крупному стратиграфическому подразделению соответствует определенная формация, фациальные изменения в которой не всегда удается установить из-за сравнительно небольшой площади Каракульского аллохтона.

Кремнисто-диабазовая формация представлена карачимской свитой (C_{IV}), в которой преобладают массивные потоки диабазов, иногда чередующиеся с прослоями подушечных базальтов. Узкие межподушечные пространства в последних выполнены тонким кремнисто-глинистым веществом. Данные химических анализов (среднее по 6 анализам, мас. %: SiO_2 — 49,12; TiO_2 — 1,69; Al_2O_3 — 14,63; Fe_2O_3 — 3,43; FeO — 10,46; CaO — 8,21; MgO — 5,86; MnO — 0,22; Na_2O — 3,16; K_2O — 0,24; P_2O_5 — 0,16) свидетельствуют об определенном сходстве эффузивов формации с типичными толеитовыми базальтами современных океанов, а базальты по составу близки к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов. Единичные маломощные (0,4—3,5 м) горизонты полосчатых кремнистых туффитов с пропластками черных фтанитов присутствуют лишь в верхней части формации (рис. 7). Также вблизи кровли встречаются протяженные (до 500 м) и маломощные (не более 3 м) линзы песчано-глинистых полосчатых мраморизованных известняков, включающих бомбы и обломки базальтов и диабазов. Органические остатки здесь отсутствуют. Необходимо отметить, что эта толща имеет большое сходство со сланцево-спилит-диабазовой формацией ($C_{IV}-n_1$) Дарвазского хребта. Отсутствие миндалекаменности, крупных интертеллурических вкрапленников, незначительная роль осадочного материала, особенности состава вулканитов свидетельствуют о почти непрерывных излияниях перегретой толеитовой магмы в сравнительно глубоководных условиях в период разрастания Каракульского прогиба.

Терригенная флишоидная формация (C_1-P_1), представленная западнокараджилгинской свитой (см. рис. 7), начинается в основании с черных тонкоплитчатых и костыльчатых аргиллитов и алевролитов, часто известковистых. Аргиллиты включают двухметровый прослой битуминозных органогенно-обломочных известняков, который либо выклинивается, либо переходит в лавобрекчии с известняковым цементом. По-видимому, вулканическая деятельность на различных участках, даже не очень удаленных, завершилась неодновременно, что обусловило наличие "плавающей" стратиграфической границы между формациями.

Выше аргиллитов залегает мощный (до 200 м) горизонт конгломератов, который местами перекрывает непосредственно эффузивы. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек и валунов до 30 см в диаметре, сцементированных плотной песчано-алевритовой массой. По составу гальки делятся на две группы. Первая включает обломки подстилающих пород (диабазов, габбро-диабазов, кремнистых туффитов, фтанитоидов, гравийные зерна сланцев, аргиллитов, органогенных известняков), вторая состоит из пород, неизвестных в Каракульской зоне (всевозможных гнейсов, гранито-гнейсов, измененных амфиболитов, кристаллических сланцев, гранодиоритов, реже кварцитов, кварц-слюдяных песчаников, единичных галек молочно-белого кварца и розовых гранитов). В основании горизонта конгломератов "сиалические" породы слагают до 50% объема валунов и галек, в кровле же присутствуют исключительно обломки пород карачимской свиты. Конгломераты также включают отдельные линзы черных аргиллитов и единичные пластовые тела диабазов.

По простиранию конгломератового горизонта изменяются не только мощ-

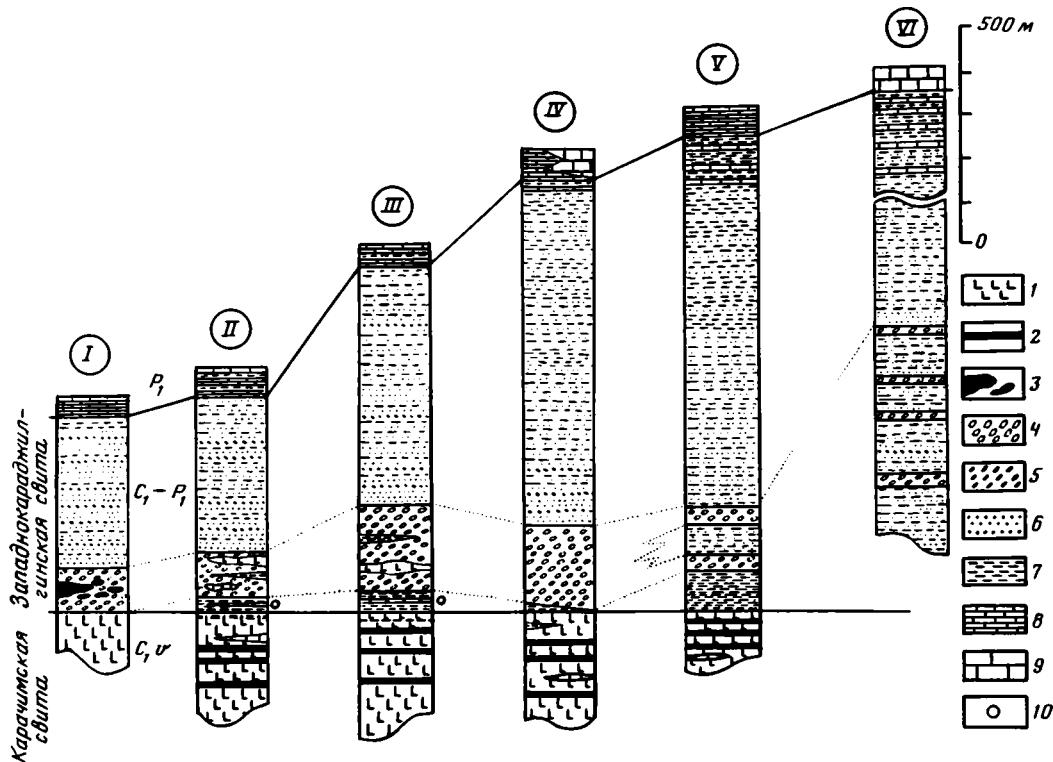


Рис. 7. Схема сопоставления разрезов каменноугольных отложений Каракульской зоны Северного Памира

1 — диабазы, диабазовые порфириды, базальты; 2 — кремнистые туффиты и сланцы, фтаниты; 3 — олистолиты силур-девонских известняков; 4 — валунные и галечные конгломераты; 5 — гравелиты; 6 — песчаники, алевролиты; 7 — аргиллиты, глинистые сланцы; 8 — известняки; 9 — рифогенные известняки; 10 — основные места сборов нижнекаменноугольных органических остатков

Положение разрезов: I — правобережье р. Южная Каинды, II — левобережье р. Южная Каинды, III — правый борт ручья Чукуртсой, IV — верховья ручья Чукуртсой, V — р. Западная Караджилга, VI — среднее течение р. Зулумарт

ности, но и внутреннее строение. На западе (р. Южная Каинды) конгломераты при мощности 100—120 м включают крупные (размером до $2 \div 3 \times 10 \div 15$ м) блоки как силур-девонских [28], так и нижнекаменноугольных [11] известняков. Первые имеют значительное сходство с известняками дикзандоуской свиты (S—D), достаточно широко развитой на Северном Памире, а вторые — результат разрушения и перетолжения известняков из прослоя в подстилающих черных аргиллитах. На восток и северо-восток мощность горизонта увеличивается (200 м, сай Чукуртсой), а размер обломков уменьшается. Еще дальше горизонт расслаивается песчаниками, алевролитами и аргиллитами на ряд маломощных (до 3—10 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов (см. рис. 7).

Вся остальная часть формации несет четко выраженный флишоидный облик. Если в западной части зоны (р. Южная Каинды) ритмичность устанавливается с трудом, так как чередуются крупнозернистые породы (гравелиты и различные песчаники), то восточнее (долина р. Зулумарт) каждый ритм представлен чередованием массивных песчаников (реже гравелитов), алевролитов и плитчатых аргиллитов. В верхней части формации терригенные породы постепенно становятся известковистыми, а ближе к кровле появляются серые глинистые битуминозные известняки, завершающие каждый флишоидный ритм.

Таким образом, одновременно с увеличением мощности от 400 до 1500 м с

юго-запада на северо-восток происходит утонение обломочного материала в конгломератовой и флишеидной частях формации; при этом становится лучше выраженным флишевый характер толщи. В этом же направлении происходит общее повышение карбонатности в верхах разрезов. Изучение деталей внутреннего строения флишеидной толщи (изменение гранулометрии, косая слоистость, структуры течения в осадках, их состав и т.д.) позволяет сделать вывод, что снос материала происходил с юго-запада на северо-восток (в современной структуре Каракульской зоны). При этом размывалась не только подстилающая толща, но и комплексы, здесь отсутствующие: различные метаморфические и интрузивные породы, давшие субаркозовый (слюдисто-полевошпато-кварцевый) состав песчаников и алевролитов. Не исключена возможность, что разрушались породы, аналогичные докембрийским метаморфитам Курговатского кристаллического блока и его осадочного чехла (появление олистолита силур-девонских известняков среди каменноугольных конгломератов). В целом же формирование терригенной флишеидной толщи было связано с компенсационным заполнением Каракульского прогиба, в ранней перми ставшего сравнительно мелководным бассейном с многочисленными рифовыми постройками.

Акджилгинская и Дарваз-Сарыкольская зоны

Эти зоны Северного Памира (см. рис. 1) сложены преимущественно каменноугольно-пермскими отложениями, часто интенсивно метаморфизованными, в результате чего стратиграфия и структура их остаются до сих пор слабо изученными.

В Акджилгинской зоне эффузивные породы не образуют мощных вулканогенных формаций, как в Калаихумб-Сауксайской или Каракульской. Здесь они присутствуют в виде отдельных потоков, прослоев, горизонтов лав, лавобрекчий, реже туфов различного, чаще основного состава. Нередко вулканогенные породы в значительной степени изменены и рассланцованы. Часто их первичный состав определить трудно. Кроме того, строение и состав каменноугольно-пермских отложений в разных частях Акджилгинской зоны значительно различаются. Так, в западной и центральной частях зоны (долина р. Ванч, ледник Федченко) вулканогенные породы объединены в техарвскую свиту (S_1), практически одновозрастную толеит-базальтовым сериям офиолитовых сутур Северного Памира. Техарвская свита сложена сильно измененными и рассланцованными диабазами, спилитами, субщелочными базальтами, их туфами, чередующимися с альбитофирами, фельзитами, сланцами и терригенными породами, а также с прослоями и линзами известняков. Толща довольно сильно фациально изменчива, в современной структуре пронизана узкими протяженными протрузиями рассланцованных серпентинитов и габброидов.

В восточной части зоны (верховья р. Баландкиик) выделяются три крупных комплекса каменноугольно-пермских пород, находящихся между собой, как правило, в тектонических отношениях. Техарвской свите здесь соответствуют рассланцованные основные эффузивы, диабазы, метадиабазы, чередующиеся с филлитами, песчаниками и редкими линзами известняков, включающих визейскую фауну (кызкурганская и джайлякумсайская толщи — S_1) [6]. Суммарная мощность достигает 2500 м. Эта вулканогенно-осадочная серия протягивается широкой полосой в водораздельной части хребта между реками Баландкиик и Танымас. Во многих местах интенсивно дислоцированная толща пронизана протрузиями серпентинизированных гарцбургитов и амфиболизированных пироксенитов. Мощность тел ультраосновных пород достигает 80 м (район перевалов Тахтакорум и Янгидаван). Сарыгунская свита ($S-P_1$) в междуречье Зулумарт—Баландкиик представлена различными сланцами по вулканогенно-осадочным породам преимущественно кислого состава [10]: кварцевым порфиром, фельзитом, их туфам [6], чередующимся с песчаниками, гравелитами, мраморизованными известняками.

Мощность сарыгунской свиты 1000—1500 м. Выше с тектоническим контактом, а местами согласно залегает карайкашанская свита (P_2) — фациально изменчивая толща базальтоидов, диабазов, туфов и туфоконгломератов, песчаников, филлитов, глинистых сланцев и мощных линз рифогенных известняков, содержащих остатки фауны мургабского яруса [10].

Структура восточной части зоны представляет собой чередование крупных, наклоненных к югу складок, осложненных круто падающими на север разломами, по которым внедрены редкие протрузии гипербазитов.

Характер строения вулканогенно-терригенных толщ Акджилгинской зоны и состав эффузивов свидетельствуют о том, что они могли формироваться в связи с дроблением континентальных масс земной коры. Расколы гранитно-метаморфического слоя, по-видимому, не переросли в расширяющиеся структуры с океаническим типом коры. Не исключено, что это была система очень узких рифтогенных впадин, заполнявшихся одновременно как эффузивами основного состава, так и различными терригенными породами и рифогенными известняками. Возможно, что в таких геодинамических условиях определенную роль играли процессы ассимиляции вещества континентальной коры поднимающейся базальтовой магмой. В конечном счете это отразилось на составе вулканогенных пород: помимо спилитов и диабазов, значительную роль играют субщелочные базальты, фельзиты, альбитофиры, андезитовые порфириты. В этом смысле вулканогенные толщи зоны раннекаменноугольного и позднепермского возраста имеют больше сходства с рифтогенной формацией, нежели с комплексами океанической стадии развития.

Для Акджилгинской зоны четко устанавливаются два периода расколов континентального фундамента и интенсивного базальтового вулканизма. Первый совпадает с раскрытием Калаихумбского и Каракульского (а также Южно-Гиссарского) океанических прогибов и приходится на визейский век (накопление толщ техарвской, кызкурганской, джайлякумсайской свит). Расколы повторяются в позднепермское время (накопление карайкашанской свиты); хотя начальные этапы дробления намечаются еще в ранней перми (кислые эффузивы сарыгунской свиты, $S-P_1$), пермский вулканизм носит антидромный характер [6]. Наличие в этой части Северного Памира двух разновозрастных вулканогенных толщ преимущественно основного состава позволяет некоторым исследователям выделять к югу от Каракульского офиолитового аллохтона сначала Зулумартскую зону (с верхнепермскими вулканами), а еще южнее — собственно Акджилгинскую (с эффузивами нижнего карбона) [6, 24].

В Дарваз-Сарыкольской зоне почти вся территория сложена сарыкольской серией ($S-P$). Это всевозможные метаморфизованные песчаники с редкими прослоями мраморизованных известняков, сланцы, филлиты, в меньшей мере метавулканыты (преимущественно по базальтам и диабазам) [8]. Среди песчаников наиболее распространены кварцевые и аркозовые разности, а также кварциты. В сарыкольской серии выделяется несколько толщ по преобладанию песчаников или филлитов с известняками; нередко встречаются пачки переслаивания кварцитовидных песчаников и сланцев, имеющие флишоидный облик [20].

Тектоническая структура Дарваз-Сарыкольской зоны определяется моноκлиально круто падающими на север породами, из-за чего мощность сарыкольской серии оценивается величиной до 10 км. Не исключено, что строение зоны гораздо сложнее — оно определяется складчато-чешуйчатой структурой с четко выраженной южной вергентностью. Естественно, что в условиях недостаточно разработанной стратиграфической схемы сарыкольской серии расшифровка изоклиальной складчатости, сочетающейся с системой тектонических чешуй, представляет определенную трудность. Как показали недавние исследования [19], мощность сарыкольской серии может оказаться значительно завышенной.

Из всех рассматриваемых позднепалеозойских зон Северного Памира лишь в

Дарваз-Сарыкольской эффузивы играют подчиненную роль; по составу отложений (преобладание аркозов среди терригенных пород), их строению и, возможно, мощности сарыкольская серия имеет большое сходство с батинальными, склоновыми комплексами. Формирование терригенно-сланцевой толщи, по-видимому, происходило в относительно широком эпиконтинентальном бассейне, являвшемся южным краем каменноугольно-пермских прогибов с корой океанического типа. При этом породами сарыкольской серии были частично перекрыты типично шельфовые формации нижнего и среднего палеозоя (терригенные отложения условно венда—ордовика и известняки силура—девона) [24].

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Основным структурным элементом поздних варисцид Южного Тянь-Шаня является узкая и протяженная полоса развития по южному склону Гиссарского хребта основных и средних вулканитов и ассоциирующих с ними интрузивных образований, выделяемая в Южно-Гиссарскую тектоническую зону (см. рис. 1). С юга она ограничена региональным Богаинским разломом, представляющим собой северную ветвь Гиссарского глубинного разлома. Южнее Богаинского разлома расположена Байсунская зона — выведенный из-под мезозойско-кайнозойских отложений северный край фундамента Таджикской депрессии, рассматриваемого как платформенный массив с характерным комплексом ниже-среднепалеозойских формаций чехла. На севере к Южно-Гиссарской зоне по Ходжаобигармскому разлому примыкает Османталинская тектоническая зона, где терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные толщи ордовика—карбона образуют изолированные выходы среди гранитов Гиссарского плутона.

Во всех трех зонах Южного Гиссара для нижнего и среднего карбона отмечаются почти синхронные, но пространственно и вещественно разобщенные комплексы вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Их сопоставление позволяет определить основные этапы тектонического развития Южного Гиссара в системе палео-Тетиса.

Южно-Гиссарская офиолитовая зона

Южно-Гиссарская зона имеет ширину от нескольких до 15—18 км, протяженность до 150 км и субширотное простираие. Ее вещественное выполнение представлено почти исключительно лавами спилит-диабазовой и андезитовой формаций нижнего и среднего карбона, что позволило Э.А. Портнягину и В.И. Павлову [13] именовать эту зону магматогенной. Отличительной чертой строения Южно-Гиссарской зоны является наличие комплекса параллельных даек, принадлежащих к единой габбро-плагиогранитной формации. С дайковым комплексом на южном склоне Гиссарского хребта связаны вулканогенные серии раннего и среднего карбона [15].

Дайковый комплекс расположен в западной части Южно-Гиссарской зоны (долины рек Обизаранг и Ширкент), имеет максимальную ширину 6 км при протяженности 25 км. Он представляет собой систему параллельных даек, прислоненных друг к другу и не имеющих вмещающих пород. На всем протяжении комплекса сохраняется крутое (80°) северное падение даек. 90% комплекса параллельных даек — породы основного и среднего состава (диабазовые порфириты, габбро-диабазы, кварцевые диабазы, микродиориты — малхиты). Дайки группируются сериями с односторонним положением закальных контактов (северным или южным); по долине р. Ширкент направление зон закалики всегда северное независимо от состава пород [12]. Меньшую роль в дайковом комплексе играют альбитофиры порфирирового или почти афанитового сложения. Необходимо отметить, что к югу от Богаинского разлома в докамменноугольных толщах Байсун-

ской зоны количество даек быстро уменьшается до полного их исчезновения.

Выше дайкового комплекса залегает мощная толща основных и средних вулканитов каратагской серии (C_{1-2}). Восточнее р. Каратаг подошва ее нигде не вскрыта. По современным представлениям [19], в состав каратагской серии выделяются снизу вверх четыре толщи: 1) нижняя альбитофирная (альбитофиры, кварцевые порфиры, их туфы с прослоями песчаников, алевролитов, известняков) — до 500 м; 2) спилитовая (спилиты, диабазовые порфириты, подушечные лавы базальтов, лавобрекчии, грубообломочные туфы с редкими прослоями пелитов, вулканомиктовых песчаников и пелитоморфных известняков) — 1500—3200 м; 3) верхняя альбитофирная (лавы и лавобрекчии андезитов, андезито-дацитов, натровых липаритов, их туфы) — 150—300 м; 4) андезитовая (андезито-базальты, андезиты, лавобрекчии андезитовых порфиритов, их туфы и туффиты с прослоями вулканомиктовых песчаников и органогенных известняков) — 350—500 м.

Суммарная мощность серии достигает 4000 м. Альбитофирные и андезитовая толщи развиты в пределах зоны не везде, тогда как спилитовая распространена практически повсеместно. Нижняя возрастная граница серии определяется находками визейской фауны в базальных горизонтах туфов и туффитов с прослоями вулканомиктовых песчаников, яшм, радиоляритов, гиалокластитов и кремнистых аргиллитов [12]. По находкам фораминифер позднебашкирского—раннемосковского веков [19] устанавливается верхняя возрастная граница вулканогенной серии.

Типичным для спилит-диабазовой формации Южно-Гиссарской зоны является разрез ущелья р. Каратаг. Здесь в основании видимого разреза залегают темно-зеленые, почти черные диабазы и диабазовые порфириты, иногда подушечного сложения (250 м). Выше идут темно-зеленые подушечные спилиты (300 м), межподушечное пространство которых выполнено кремнисто-глинистым веществом. Венчается разрез шаровыми лавами и лавобрекчиями спилитов и миндалекаменных базальтов вишнево-красного цвета (300 м), для которых вмещающей массой служат розовые и серые пелитоморфные известняки и мелкообломочные туфы. Собранные в прослое известняков гониатиты характерны для границы нижнего и верхнего намюра.

В петрографическом отношении большая часть пород представлена спилитами с афировой или интерсертальной структурой; текстура миндалекаменная. По данным химических анализов [15], вулканиты отличаются низким содержанием SiO_2 и TiO_2 и повышенным $CaO + MgO$. В спилитах более высокое содержание Na_2O . Общим для лав спилит-диабазовой формации является низкое содержание K_2O , а в некоторых случаях и суммы щелочей [14, 15]. Сравнение химических анализов пород дайкового комплекса и спилит-диабазовой формации указывает на определенное их сходство по составу. Непосредственные соотношения между эффузивными породами и дайковым комплексом отмечены Э.А. Портнягиным [12] на водоразделе рек Каратаг и Ширкент. Здесь базальные горизонты спилитовой толщи частично перекрывают дайковый комплекс, а дайки, в свою очередь, в некоторых местах отчетливо секут нижнюю часть спилит-диабазовой формации. Петрографические и петрохимические данные подтверждают такую парагенетическую связь: габбро-диабазовые дайки могли служить подводными каналами при трещинных излияниях основных лав в раннем карбоне. Одновременное становление дайкового комплекса и спилит-диабазовой формации происходило в строго определенных геодинамических условиях: постоянно действующее растяжение вызывало нарушение сплошности формируемого базальтового слоя, что приводило к внедрению каждый раз новых порций перегретой толлит-базальтовой магмы.

Андезитовая формация (верхняя часть каратагской серии, шамольская свита, C_2b_2 — m_1) на южном склоне Гиссарского хребта представлена не столь

мощной толщей, как на Дарвазском хребте. Характерен разрез по р. Ханака. Внизу это зеленовато-серые и темно-зеленые лавы и лавобрекчии андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов с прослоями диабазовых порфиритов (300 м). Их перекрывают зеленовато-серые лавобрекчии андезитовых порфиритов, подушечных андезитов с маломощными прослоями туфов (50 м). Выше залегают бомбовые и лапиллиевые "очковые" туфы андезитов и андезито-базальтов, чередующихся с горизонтами кластолав и туфопесчаников с карбонатным цементом (40 м). Еще выше идет чередующиеся тонкополосчатые карбонатизированные туфы и туфопесчаники с редкими покровами андезитовых порфиритов (до 100 м). Венчается разрез переслаивающимися "очковыми" туфами и полосчатыми туффитами с обильным карбонатным цементом (до 70 м). Таким образом, здесь намечается обычное для андезитовых формаций явление — смена снизу вверх существенно лавового разреза преимущественно туфовым.

По набору пород, химизму лав андезитовая формация Южно-Гиссарской зоны и андезито-базальтовая формация на Дарвазском хребте имеют большое сходство. Здесь она также представляет собой продукт последовательной непрерывной дифференциации базальтовой магмы. Но на южном склоне Гиссарского хребта фациальная изменчивость вулканогенных пород наблюдается в пределах единой формации; здесь неизвестны прочие одновозрастные формационные комплексы. Поэтому в Южно-Гиссарской зоне не удастся достоверно восстановить структуры переходной (островодужной) стадии. Не исключено, что в начале среднего карбона в Южно-Гиссарском прогибе могло и не быть протяженного вулканического андезитового поднятия, как в Калаихумбском. Вероятно, здесь существовали отдельные изолированные вулканические постройки в пределах всего прогиба; понижения между ними заполнялись пирокластическим и вулканомиктовым обломочным материалом.

Таким образом, для Южно-Гиссарской офиолитовой зоны отчетливо устанавливаются все элементы разреза океанической коры: серпентинизированные гипербазиты, маркирующие Богаинский разлом, дайковый комплекс, сплит-диабазовая формация [15]. С переходной стадией развития связано накопление андезитовой формации.

Байсунская и Османталинская тектонические зоны

В строении Байсунской и Османталинской зон, обрамляющих Южно-Гиссарскую офиолитовую сутуру, устанавливаются комплексы отложений платформенной ($V-D_2$) и рифтогенной (C_{1-2}) стадий развития (см. рис. 2).

В пределах Байсунской зоны самыми древними породами являются метаморфические образования байсунской серии (AR—PR₁?) — гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, в меньшей мере мраморы. Разрез нижнего и среднего палеозоя сходен с висхарвским типом разреза Калаихумб-Сауксайской зоны. Нижняя ее часть — терригенная, а верхняя — карбонатная. В основании разреза залегают кварц-серцитовые и хлорит-серцит-кварцевые сланцы с прослоями известняков и кварцевых песчаников (обизарангская свита, $V?—PZ_1$); видимая мощность до 2000 м. Выше залегают аргиллиты и сланцы с прослоями олигомиктовых кварцевых песчаников, гравелитов (чошская свита, O_{2-3}) — до 500 м. Их перекрывают глинистые сланцы, глинистые и песчанистые известняки с прослоями доломитов ($O_3—S_1$) — 300—500 м. Далее разрез сложен слоистыми доломитами, сменяемыми грубослоистыми и массивными известняками ($S_2—D_2$) мощностью до 1200 м. Приведенный сводный разрез (см. рис. 2) характеризует платформенный этап развития, когда на архейско-нижнепротерозойском (?) кристаллическом фундаменте в раннем и среднем палеозое формировался осадочный чехол.

Определенная часть байсунского разреза развита в Османталинской зоне (горы Османтала и Сангинавишта). Здесь верхнесилурийские—среднедевонские отложения представлены темно-серыми мраморизованными известняками (400 м), переходящими выше в пачку чередования филлитов, сланцев и олигомиктовых песчаников (600 м). Венчают разрез темно-серые мраморизованные известняки и мраморы (до 200 м). Видимая мощность разреза до 1200 м. По мнению Ю.А. Сорокина, здесь присутствуют и более древние отложения (O_3-S_1ln) — слоистые доломиты с горизонтами аргиллитов, алевролитов и кварцевых песчаников, переходящие в глинистые известняки с прослойками черных кремнистых пород (70—150 м). По всей видимости, в Османталинской зоне мы имеем дело с отдельными фрагментами осадочного чехла (O_3-D_2) северного континентального блока, обособившегося в результате рифтинга в раннем карбоне. Восстановить все детали его строения в настоящее время практически невозможно, так как основная часть комплексов "съедена" гранитами Гиссарского плутона.

Нижне-среднекаменноугольные вулканические и вулканогенно-осадочные образования, почти синхронные спилит-диабазовой и андезитовой формациям Южно-Гиссарской зоны, в Байсунской и Османталинской зонах отличаются пестротой состава, невыдержанностью фаций, изменчивостью мощностей, наличием большого количества внутренних несогласий. На эти детали строения обращали внимание многие исследователи [3, 14, 21].

Сводный разрез нижнего и среднего карбона Байсунской зоны выглядит следующим образом. Зойская свита ($C_{1t_2}-v_1$) несогласно залегает на различных горизонтах нижнего и среднего палеозоя, а местами на метаморфических породах докембрия; внизу это конгломераты, аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты, кварцевые песчаники с прослоями лав и туфов среднего и кислого состава; выше идут пластовые тела кварцевых порфиров и дацитовых порфиритов, их туфы с прослоями туффитов, гравелитов, конгломератов; мощность от первых десятков до 500—650 м. Вахшиварская свита ($C_{1v_2}-p_1$) несогласно перекрывает зойскую, а местами и более древние отложения; представлена лавами, туфами, туффитами липаритов, дацито-липаритов, риолитов, альбитофиров, реже андезитовых порфиритов; мощность до 1200—1500 м. Хаджирбулакская свита (C_{1n_2}) — базальты, диабазы, их туфы с прослоями известняков, алевролитов, песчаников; мощность 200—1000 м. Суффинская свита (C_2b_1) — груборитмичное чередование лав и туфов кислого, реже среднего состава, туффитов, полимиктовых песчаников, алевролитов, песчаных известняков; мощность до 1200 м. Заркуинская и чинарская свиты ($C_2b_2-m_1$) — лавы, туфы дацитов, андезитов, переслаивающихся с горизонтами осадочных пород: конгломератов, песчаников, аргиллитов и известняков.

Максимальной мощности толщи нижнего и среднего карбона в Байсунской зоне достигают вблизи Богаинского разлома. При этом большая часть разрезов приходится на вулканогенные породы. По мере удаления от Богаинского разлома на юг мощность отложений постепенно уменьшается, а вулканы замещаются сначала туфогенными, а затем и терригенными породами.

В Османталинской зоне нижний и средний карбон представлен сиоминской серией (C_{1-2}), которая залегает с размывом на метаморфизованных терригенно-карбонатных отложениях силура—девона. В нижней части это расланцованные лавы, туфолавы, лавобрекчии кварцевых порфиров с прослоями сланцев, филлитов, кварцитовидных песчаников и мраморизованных известняков. Средняя часть представлена чередованием алевролитов, песчаников, сланцев, сильно измененных кварцевых порфиров и липаритов, линзовидных тел мраморизованных известняков. Венчает разрез преимущественно терригенная пачка: метаморфизованные олигомиктовые и кварцевые песчаники, алевролиты, сланцы с горизонтами альбитофиров, кварцевых порфиров, их туфов. Общая мощность серии 1400—2200 м.

Приведенные разрезы отчетливо демонстрируют резкое отличие строения и состава вулканических и вулканогенно-осадочных пород нижнего и среднего карбона Байсунской и Османталинской зон от спилит-диабазовой и андезитовой формации Южно-Гиссарской зоны. Для этих толщ характерны признаки, свойственные рифтогенной (грабеновой) формации, образование которой происходит на ранних этапах континентального рифтинга [30]. Вулканиды здесь принадлежат к типичным контрастно дифференцированным сериям, иногда в некоторых своих частях имеющим антидромный характер со щелочным или субщелочным уклоном средних и основных эффузивов, существенно калиевой специализацией кислых лав.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЗДНИХ ВАРИСЦИД ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И СЕВЕРНОГО ПАМИРА

Анализ позднепалеозойских формаций по крайней мере трех офиолитовых зон Южного Тянь-Шаня и Северного Памира — Южно-Гиссарской, Калаихумб-Сауксайской и Каракульской — позволяет утверждать, что они возникли на меланократовом основании и в этом смысле ничем не отличаются от других офиолитовых зон фанерозоя. В раннем карбоне эти офиолитовые зоны представляли собой структуры с корой океанического типа и, согласно теории стадийности тектонического развития [30], прошли через океаническую, переходную (островодужную) и континентальную стадии. В свою очередь, это означает, что без палинспастических реконструкций невозможно представить процесс формирования здесь земной коры континентального типа в позднем палеозое.

В то же время изучение докаменноугольных комплексов позволяет предположить, что все офиолитовые прогибы сформировались в результате рифтинга значительного по площади блока с континентальным типом коры. Сам рифтинг сопровождался накоплением специфических рифтогенных формаций, в современной структуре сохранившихся в обрамлении Южно-Гиссарской тектонической зоны и по южному краю Калаихумб-Сауксайской.

В палеозойской геологической истории Южного Гиссара и Северного Памира можно выделить следующие основные этапы: 1) формирование в венде—девоне платформенного осадочного чехла, перекрывшего метаморфические породы фундамента; 2) дробление континентальных масс, образование грабенообразных впадин, заполняемых вулканогенно-терригенными отложениями, — рифтогенная стадия (C_{1t-v}); 3) раздвигание обособившихся континентальных блоков, возникновение структур с океаническим типом коры — океаническая стадия (C_{1v}); 4) сокращение и "захоронение" океанических прогибов — переходная стадия (C_{1n-b_1}); 5) формирование позднепалеозойской континентальной коры — континентальная стадия (C_{1b_2-P}).

В настоящее время на основании удивительного сходства разрезов венд-девонских отложений в самых различных частях региона утвердилось мнение, что океанические прогибы палео-Тетиса возникли при дроблении края Гондванского континента [1, 24, 25]. Везде для венд-девонских отложений характерно двучленное строение: терригенные породы, находящиеся внизу, сменяются вверх по разрезу карбонатными. Это можно наблюдать в Зеравшано-Гиссарской горной области; фрагменты такого типа разреза представлены в Османталинской зоне южного склона Гиссарского хребта. В Байсунской зоне они перекрывают архейско(?)—нижнепротерозойские породы фундамента Таджикской депрессии (Афгано-Таджикский массив). В Висхарвской подзоне Северного Памира терригенно-карбонатные породы слагают сорванный со своего основания платформенный чехол Курговатского кристаллического блока [23]. Толщи аналогичного строения хорошо известны в Ванчском антиклинории, а также в основании сарыкольской серии в Дарваз-Сарыкольской зоне [24]. Выходы фундамента эпипротерозойской Гондванской платформы представлены в поздних варисцидах Гармским и Курго-

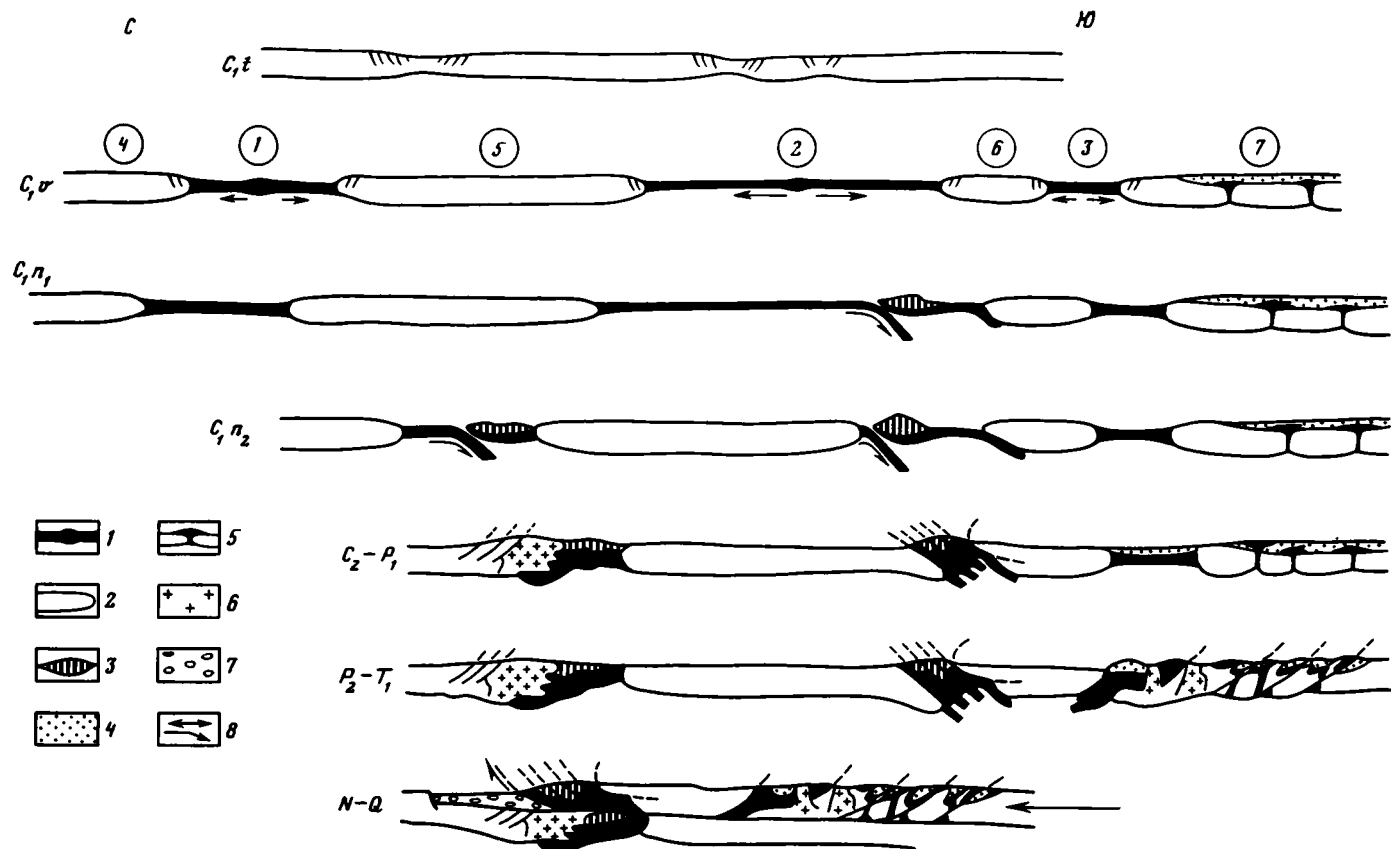


Рис. 8. Схема тектонического развития поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира

1 — раннекаменноугольная океаническая кора; 2 — дофанерозойская континентальная кора; 3 — вулканогенные породы андезитовой и андезито-базальтовой формаций; 4 — терригенные отложения; 5 — внедрение ультраосновных и основных магматических пород по расколам континентальной коры; 6 — интрузии

и батолиты гранитов; 7 — мезозойско-кайнозойские отложения; 8 — направление движения литосферных плит

Цифры на схеме: 1—3 — прогибы с океаническим типом коры (1 — Южно-Гиссарский, 2 — Калаихумбский, 3 — Каракульский); 4—6 — микроконтиненты (4 — Туркестано-Алайский, 5 — Афгано-Таджикско-Таримский, 6 — Курговатский), 7 — континентальная кора Ахджилгинской и Дарваз-Сарыкольской зон Северного Памира

ватским массивами, байсунской частью Афгано-Таджикского массива. Судя по большому количеству калиевых гранитов, мощные континентальные массы предполагаются в осевой части Гиссарского хребта, а также в Акджилгинской и Дарваз-Сарыкольской зонах на Северном Памире [32, 33].

Таким образом, на рассматриваемой территории с венда и почти до конца девона существовал стабильный платформенный режим. В условиях обширного эпиконтинентального морского бассейна, покрывавшего большую часть центрально-азиатского края Гондванской континентальной плиты, сформировалась платформенная осадочная серия. Смена накопления терригенных осадков карбонатными связана с окончательной пенепленизацией областей сноса.

Возникновению структур с корой океанического типа обычно предшествует дробление и раскалывание континентальной коры, образование грабенообразных впадин. Только после этого происходит раздвигание континентальных блоков. Имеющиеся в настоящее время геологические данные позволяют утверждать, что через стадию континентальных рифтов в своем развитии прошли Южно-Гиссарская и Калаихумб-Сауксайская зоны. Первые признаки их заложения устанавливаются в позднем девоне. Дело в том, что образованию континентальных грабенов здесь, по-видимому, предшествовало небольшое воздымание континентальной коры. Начало этого процесса зафиксировано по времени прекращения накопления платформенных осадков. Так, среднедевонские породы имеют еще довольно широкое распространение, франские в Байсунской и Калаихумб-Сауксайской зонах встречаются эпизодически, а фаменские везде отсутствуют. В связи с этим мы считаем, что первые признаки начинающегося континентального рифтинга на южном склоне Гиссарского хребта и Северном Памире отчетливо фиксируются в позднем девоне (фаменский век). Собственно грабенообразные континентальные впадины здесь формируются в турнейском веке.

В это время на Северном Памире (Калаихумб-Сауксайская зона) по системе весьма протяженных, но сближенных субпараллельных широтных разломов происходит дробление континентальной плиты, и к среднему турне возникает одна или несколько смежных впадин, заполняемых мелководными глинисто-известковистыми осадками, несогласно перекрывающими венд-девонский разрез. Во второй половине турне усиливающееся растяжение приводит к утонению коры и повышению ее проницаемости по глубинным разломам (рис. 8) и, как следствие, к интенсивному контрастному по составу вулканизму. Проседание дна грабенообразных впадин увеличивалось по мере возрастания интенсивности вулканизма. Огромная масса лав и пирокластники в основном кислого состава заполняла протяженный и сравнительно узкий морской бассейн. Эруптивные аппараты подводных вулканических гряд и островов контролировались разломами-трещинами, служившими подводными каналами. Трещинные излияния щелочных базальтоидов и андезитов в виде маломощных потоков концентрировались во впадинах между грядами, где они переслаивались с продуктами размыва вулканических островов. Такие геологические условия сохранялись до начала визейского века, когда растяжение привело к продольному "разрыву" континентального рифта и последующему раздвигу его окраин, т.е. к возникновению прогиба с океаническим типом коры.

Вероятно, аналогичная тектоническая обстановка предшествовала заложению Каракульского офиолитового прогиба. В настоящее время достоверно неизвестны комплексы, которые формировались в его рифтогенную стадию. Не исключено, что к таковым можно отнести вулканогенно-терригенную толщу техарвской свиты (C₁), частично сходную с сауксайской серией (C_{1t}—v), но недостаточная петрохимическая изученность эффузивов и неопределенность возраста толщи не позволяют однозначно относить ее к рифтогенным комплексам.

Рифтогенная стадия на Южном Гиссаре также включает формирование узкого

протяженного грабена. Время его заложения устанавливается довольно определенно — начало раннего карбона (не позднее среднетурнейского века). Этот грабен сначала заполнялся в субазральных и субаквальных условиях мощными грубообломочными терригенными осадками; позднее началось активное излияние преимущественно кислых лав (липариты, дациты, кварцевые порфиры). Анализ фаций и мощностей турне-визейских отложений и степени их распространения в пределах Байсунта указывает на относительную простоту строения континентального рифта, который был ограничен гипсометрически четко выраженными уступами. Основная масса эффузивов и пирокластике концентрировалась в центральной, наиболее углубленной части рифтогенной впадины; эруптивные аппараты здесь контролировались глубинными сбросами. Не исключено, что Южно-Гиссарский рифт был значительно уже аналогичной структуры Северного Памира.

Рубеж турнейского и визейского веков — поворотный момент в геологической истории поздних варисцид. Во всех трех континентальных рифтах растяжение приводит к раздвигу, что и обусловило становление трех прогибов с корой океанического типа, разделенных Афгано-Таджикско-Таримским и Курговатским микроконтинентами (см. рис. 8). Детали развития этих прогибов до конца не выяснены. Во всяком случае, в них в визейском веке происходило накопление мощных толщ подушечных лав, аналогичных современным океаническим толентам. Расширение офиолитовых прогибов связано с процессом растяжения. Об этом свидетельствует не только характер вулканизма, но и присутствие дайкового комплекса в фундаменте Южно-Гиссарского прогиба, наличие роев даек и пластовых тел диабазов среди пиллоу-лав Калаихумбского палеобассейна. До сих пор остается открытым вопрос, было ли раскрытие всех трех офиолитовых прогибов одновременным, или же оно шло поочередно с севера на юг, т.е. наиболее древним был Южно-Гиссарский бассейн, а уже затем образовались Калаихумбский и Каракульский. Анализ геологических и палеонтологических данных (датировка базальных горизонтов вулканогенной серии южного склона Гиссарского хребта и кровли океанических толщ всех офиолитовых зон) приводит к заключению, что к началу намюрского века во всех океанических прогибах палео-Тетиса накопились довольно мощные толщи толентовых базальтов, спилитов, диабазов.

Растяжение в визейское время активно проявилось и по южному континентальному краю Каракульского океанического бассейна. С ним связаны расколы, базальтоидный вулканизм и, возможно, раскрытие системы очень узких протяженных трогов с габбро-гипербазитовыми породами в основании (Акджилгинская зона). Далее на юг (Дарваз-Сарыкольская зона) растяжение вызвало лишь отдельные расколы континентальной коры, а излияния лав носили скорее эпизодический характер среди накопления терригенных осадков батинального комплекса.

По современным представлениям [2], общая ширина палео-Тетиса в среднеазиатском секторе в карбоне составляла около 3000 км. Следует учитывать, однако, что значительная часть пространства приходилась на микроконтиненты (Афгано-Таджикско-Таримский — около 500 км, Курговатский — более 50 км, Каракорумский и Юго-Западный Памир — 250—300 км). На четыре океанические структуры позднего палеозоя (включая Кунарскую) остается около 2000 км. Таким образом, существовавшие здесь в визейское время прогибы не являлись океанами в полном смысле этого слова. Однако эти океанические впадины при ширине в несколько сот километров обладали значительной протяженностью и, вполне возможно, соединялись друг с другом.

Визе продолжают активно развиваться и континентальные окраины отдельных океанических прогибов. На новообразованных шельфах Калаихумбской впадины кислый коровый магматизм заметно затухает, накопление тефры сочетается с терригенными и карбонатными осадками. На континентальных уступах

Южно-Гиссарской структуры контрастный по составу вулканизм остается довольно активным до конца среднего карбона.

Примерно с позднего визе—раннего намюра океанические бассейны палео-Тетиса вступают в переходную стадию развития. В Калаихумбском прогибе с позднего визе начинает формироваться узкое и протяженное вулканическое поднятие, в пределах которого образуется последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая серия. Поднятие было довольно резко выражено в рельефе, что способствовало широкому накоплению у его подножий олистостромов и грубообломочного вулканомиктового материала. Это поднятие отделило от обширного Калаихумбского бассейна депрессионную зону, ограниченную с юга Курговатским микроконтинентом и являющуюся структурой, аналогичной многим современным краевым морям (см. рис. 8). Формационное выполнение намюрского краевого моря было связано со сносом олигомиктового материала с Курговатского микроконтинента, с поступлением с севера, из области островной дуги, тефры и вулканомиктового материала, а также с редкими трещинными излияниями толеитовых базальтов.

По южному краю Калаихумбской островной дуги нами нигде не установлены комплексы, характерные для зон субдукции и глубоководных желобов. Поэтому остается предположить, что погружению под вулканическую островную дугу подвергалась океаническая кора расположенного севернее ее обширного задугового бассейна. Это привело к тому, что в намюре завершилось почти полное поглощение коры задугового бассейна, тогда как в краевом море продолжали сохраняться условия растяжения [23]. В конечном итоге сжатие привело к коллизии (столкновению) и, возможно, срастанию островной дуги с южным краем Афгано-Таджикско-Таримского микроконтинента, что обусловило полное отмирание Калаихумбского палеоокеанического бассейна.

У нас нет достаточных оснований предполагать, что переходная стадия в Каракульском прогибе связана со значительным сжатием. В конце визейского века здесь резко и полностью прекратился толеит-базальтовый вулканизм. Начиная с намюра и практически до ранней перми происходило заполнение глубоководного бассейна терригенными флишоидными осадками. Здесь переходная стадия выразилась в простом "захоронении" новообразованной океанической коры мощной толщей осадочных пород. Не изменился характер переходной стадии и в течение пермского периода, когда Каракульская впадина окончательно заполнилась мелководными терригенно-карбонатными осадками.

Переходная стадия в Южно-Гиссарском прогибе начинается в середине намюра в связи со сменой характера вулканизма. В разрезах начинают появляться андезитобазальты, а с начала среднего карбона из аппаратов центрального типа изливаются андезиты, переслаивающиеся с туфами и вулканомиктовыми породами. Появление в отложениях Южно-Гиссарской впадины сравнительно маломощной андезитовой серии, пожалуй, не было связано с формированием островной дуги; скорее всего, это результат последовательной дифференциации базальтовой магмы в пределах относительно мощной океанической коры. Во всяком случае, дайковый комплекс, помимо диабазовых, включает и микродиоритовые дайки; следовательно, в Южно-Гиссарском прогибе, достигшем в конце раннего карбона максимальной своей ширины, в переходную стадию (средний карбон) могли сохраняться условия растяжения.

Превращение палеоокеанических структур в складчатое сооружение с корой континентального типа произошло в поздних варисцидах в связи с интенсивным региональным сжатием, которое поочередно реализовывалось в различных частях палео-Тетиса. Достигнув максимальной ширины в конце визейского века, он начинает интенсивно сокращаться, сначала только за счет Калаихумбского палеоокеанического бассейна. От последнего в начале среднего карбона осталась лишь незначительная часть. Дальнейшее сжатие (середина башкирского

века) привело к сокращению площади краевого моря в результате перекрытия его сорванным с Курговатского микроконтинента осадочным чехлом. Это вызвало совмещение различных по своей природе толщ: океанических и островодужных, с одной стороны, и континентальных (по типу коры) — с другой. В результате формируется покровная структура Калаихумб-Сауксайской зоны; одновременно происходит пододвигание коры краевого моря под Курговатский микроконтинент (см. рис. 8). Дальнейшее сближение Курговатского и Афгано-Таджикско-Таримского микроконтинентов вызвало смятие ранее недеформированных аллохтонных масс, раздавливание островодужных комплексов и формирование узкой протяженной офиолитовой сутуры.

На рубеже ранне- и позднемосковского времени дальнейшее региональное сжатие выразилось в раздавливании Южно-Гиссарской палеоокеанической структуры. После смятия толщ происходит формирование значительных масс гранитной магмы, становление огромных по площади гранитоидных батолитов.

В течение позднего карбона и ранней перми усложняется покровно-складчатая структура Южно-Гиссарской и Калаихумб-Сауксайской зон, возникают горные сооружения. Одновременно, по-видимому компенсируя сжатие, в Акджилгинской зоне отмечается растяжение, приведшее к повторным расколам и базальтоидному вулканизму.

В поздней перми завершается развитие поздневарисских офиолитовых зон Средней Азии. Последней сдавливанию подвергалась Каракульская структура, в результате чего возник крупный шарьированный к югу офиолитовый аллохтон. Одновременно сминаются вулканогенно-осадочные толщи Акджилгинской и Дарваз-Сарыкольской зон. Иными словами, к мезозою океан палео-Тетис прекратил существование в среднеазиатской части СССР.

ВЫВОДЫ

Анализ формаций позднепалеозойских офиолитовых зон Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, исследование их структуры, проведение палинспастических реконструкций позволяют сделать следующие выводы.

1. Раскрытие океанических бассейнов палео-Тетиса происходило практически одновременно в связи с дроблением части Гондванского континента. В визейское время палео-Тетис представлял собой систему не столь широких, но довольно протяженных впадин, возможно соединявшихся между собой. Отличительной чертой палеоокеана явилось существование в нем нескольких микроконтинентов, на долю которых приходилась значительная часть площади палео-Тетиса. Не все расколы древней континентальной коры трансформировались в палеоокеанические бассейны. Возможно, что некоторые из них (Акджилгинская и Дарваз-Сарыкольская зоны) сохранились в виде очень узких офиолитовых трогов.

2. В океаническую стадию развития толент-базальтовый вулканизм имел место одновременно по всей площади развития новообразованной океанической коры, т.е. в отличие от современных океанов в палео-Тетисе, по-видимому, не существовало амагматичных океанических плит, что связано, по нашему мнению, с явлением рассеянного (диффузионного) спрединга.

3. Для каждого из океанических бассейнов палео-Тетиса устанавливается специфический характер развития в переходную стадию: в Калаихумбском прогибе — сокращение бассейна с возникновением структур типа островной дуги и краевого моря; в Каракульском — простое "захоронение" океанической коры мощными терригенными осадками; в Южно-Гиссарском — заполнение продуктами андезитового вулканизма по всей площади прогиба.

4. Сокращение палео-Тетиса, сжатие его отдельных прогибов и раздавливание выполняющих их комплексов реализовывались только в одном каком-либо месте. Вследствие этого Калаихумбский океанический бассейн представлял собой чрезвы-

чайно мобильную систему (после интенсивного расширения столь же быстрое сокращение), тогда как Южно-Гиссарский и Каракульский прогибы были более "инертными" и просуществовали дольше. По времени своего существования (10—15 млн лет для Калаихумбского палеоокеанического бассейна) офиолитовые прогибы палео-Тетиса отличаются от современных океанов.

5. Формирование позднепалеозойской континентальной коры во всех трех офиолитовых зонах происходило аллохтонным способом в результате совмещения океанических и островодужных комплексов с толщами континентальных окраин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 347).
2. Белов А. А., Мессаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21—30.
3. Бениш Ф. Р. Стратиграфия и фораминиферы каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. Ташкент: Фан, 1969. 175 с.
4. Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира // Вопр. геологии Сред. Азии. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. С. 107—128. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 168).
5. Вознесенская Т. А. Генетические типы отложений подводной каньонно-веерной системы: (Карбон Юго-Западного Дарваза) // Литология и полез. ископаемые. 1978. N 6. С. 54—65.
6. Кафарский А. Х., Пашков Б. Р., Пыжьянов И. В. Среднепалеозойский рифтогенез на Северном Памире // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, N 2. С. 384—386.
7. Лаарусевич В. И., Карякин А. П. Возраст, состав и степень метаморфизма висхарвской свиты Юго-Западного Дарваза // Новые данные по геологии Таджикистана: (Региональная геология). Душанбе, 1977. Вып. 4. С. 40—49.
8. Левен Э. Я. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. N 11. С. 33—40.
9. Левен Э. Я. Стратиграфия и физиулиды пермских отложений Памира. М.: Наука, 1967. 226 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 167).
10. Левен Э. Я. Возраст палеозойских вулканогенных формаций Северного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 9. С. 137—140.
11. Левен Э. Я., Кафарский А. Х. О возрасте эффузивной и терригенной толщ Северного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. N 5. С. 115—120.
12. Портнягин Э. А. Комплекс параллельных даек Южного Гиссара // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, N 4. С. 948—951.
13. Портнягин Э. А., Павлов В. И. Некоторые новые данные о ранних этапах развития Южно-Гиссарской магматогенной зоны // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1973. N 14. С. 120—124.
14. Портнягин Э. А., Павлов В. И., Ковальчук И. А. Южногиссарская зона: Зона Южногиссарского разлома // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т. 1. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. С. 97—133.
15. Поспелов И. И. О тектоническом положении дайкового комплекса в варисцидах Южного Гиссара // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, N 6. С. 1427—1430.
16. Поспелов И. И. Тектонические покровы Юго-Западного Дарваза и проблема Дробак-Рабатского краевого разлома // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, N 1. С. 168—172.
17. Поспелов И. И. Тектоническая структура и история развития Калаихумб-Сауксайской зоны Северного Памира: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 24 с.
18. Поспелов И. И., Сигагачев С. П. О ретрошарьяжах Памира // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, N 6. С. 678—683.
19. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
20. Романько Е. Ф., Чернер Э. С. К геологии метаморфических толщ средней части Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N 11. С. 34—43.
21. Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара: (Домезозойский период). Ташкент: Фан, 1968. 68 с.
22. Руженцев С. В. Стратиграфия вулканических и вулканогенно-осадочных отложений Юго-Западного Дарваза // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227, N 4. С. 947—949.
23. Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калаихумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Геотектоника. 1977. N 4. С. 68—80.
24. Руженцев С. В., Швольман В. А., Пашков Б. Р., Поспелов И. И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167—175.
25. Руженцев С. В., Швольман В. А., Поспелов И. И., Соколов С. Д. Офиолитовые сутуры и тектоническая эволюция Высокой Азии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, N 6. С. 1471—1474.
26. Стеблова В. М. О каменноугольных вулканогенных

- генных образованиях западной части Северного Памира// Докл. АН ТаджССР. 1975. Т. 18, N 9. С. 47—50.
27. *Стеблова В.М., Нарижнев В.В., Ким А.Н.* О сопоставлении каменноугольных вулкано-генных образований Дарваза и Южного Гиссара// Докл. АН ТаджССР. 1976. Т. 19, N 9. С. 46—49.
 28. *Таиров Э.З., Чернер Э.С.* Новые находки среднепалеозойской фауны в Каракульской зоне на Памире// Докл. АН ТаджССР. 1970. Т. 13, N 7. С. 45—47.
 29. *Таиров Э.З., Руженцев С.В., Сухов А.Н.* и др. К геологии вулканогенно-осадочных толщ Юго-Западного Дарваза// Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ-мат. и геол.-хим. наук. 1978. Вып. 1 (67). С. 73—79.
 30. Тектоника Северной Евразии: (Объясн. зап. к Тектон. карте Сев. Евразии масштаба 1:5000000). М.: Наука, 1980. 222 с.
 31. *Чернер Э.С.* К геологии Каракульской зоны: (Северный Памир)// Докл. АН ТаджССР. 1974. Т. 17, N 2. С. 53—55.
 32. *Чернер Э.С., Буданов В.И.* Новые представления о тектонике Памира// Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, N 5. С. 1167—1170.
 33. *Чернер Э.С., Буданов В.И., Соколов В.А.* Проблемы тектоники Памира// Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 190—196.

УДК 551.240.(571.66)

А.О. МАЗАРОВИЧ, А.В. РИХТЕР

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В последние годы в разных частях юга Дальнего Востока СССР и на прилегающих зарубежных территориях был получен большой фактический материал, заставляющий в значительной мере переоценить объемы и масштабы распространения палеозойских и мезозойских образований. В связи с этим возникла необходимость провести анализ новых данных и уточнить характер развития той или иной геосинклинальной системы, а также последовательность тектонической эволюции этого региона. В настоящей работе предлагается синтез нового геологического материала по Приморью, Сахалину, Японским островам и частично по п-ову Корея, на основании которого авторы реконструируют палеогеографические и палеотектонические условия, существовавшие здесь с силурийского по раннемеловое время включительно. Обратим внимание на то, что многие вопросы не могут в настоящее время получить однозначное решение. Это связано со сложной, еще далеко не расшифрованной структурой, с фрагментарностью сведений по многим временным интервалам (особенно по палеозою), а также по строению и возрасту метаморфических толщ. Этими же факторами объясняется неравноценность излагаемого ниже материала по различным районам.

СИЛУР И ДЕВОН

Полуостров Корея и Японские острова. На п-ове Корея силурийские отложения не обнаружены. Единичные находки девонских известняков известны в районе Чонсонни [2]. Древнейшие палеонтологически датированные породы Японских островов относятся к силуру, стратиграфические соотношения которого с более древними образованиями установлены лишь в единичных случаях. Силурийские породы встречаются в виде небольших тектонических блоков, выведенных к поверхности вдоль зон разломов. В зоне Циркум-Хида лудловские известняки залегают с несогласием на полиметаморфических образованиях Хида¹. Южнее, в пределах зоны Куросегава, тектонические блоки силурийских пород описаны на островах Кюсю и Сикоку. На первом они залегают с несогласием на досилурийских гранитоидах и представлены главным

¹Эту точку зрения разделяют не все японские геологи.

образом известняками с прослоями зеленых туфов кислого, реже среднего состава, алевролитов и конгломератов с галькой гранитных пород. Мощность их составляет около 200 м. На втором преобладают туфопесчаники с прослоями зеленых туфов кислого состава и известняковых конгломератов. В отдельных блоках описаны разрезы, сложенные известняками с прослоями красных сваренных туфов. Мощность отложений оценивается в 500—600 м [18]. В районе Южного Китаками венлок-лудловские отложения (400 м) представлены переслаиванием алевролитов и песчаников с серыми и черными известняками, содержащими, в свою очередь, прослой глинистых пород. В низах разреза присутствуют туфы основного состава. Верхние части разреза сложены глинисто-кремнистыми отложениями мощностью более 100 м. Силурийские породы залегают с размывом на гранитах Хиками. Повсеместно силурийские отложения содержат фауну кораллов, трилобитов, брахиопод, строматопор и радиолярий.

Силурийские породы зон Хида и Куросегава, очевидно, формировались в условиях мелководного карбонатного шельфа с органогенными постройками, в пределах которого проявлялась вулканическая деятельность, поставлявшая пирокластическую существенно кислого состава. Накопление шельфовых фаций известняков было связано в основном с венлок-раннелудловским временем, тогда как пирокластические отложения преобладают в позднем лудлове. В районе Китаками силурийские отложения характеризуют собой морской бассейн с карбонатно-терригенным и кремнисто-глинистым осадконакоплением. В его пределах вулканогенные продукты, представленные туфами основного состава, имели резко подчиненное значение.

Девонские образования на Японских островах встречаются в тех же районах, что и силурийские, причем в отдельных тектонических блоках наблюдается их согласный контакт с силурийскими породами. В зоне Хида присутствуют жедин-живетские терригенно-карбонатные мелководные отложения (260—280 м) с прослоем туфов кислого состава (50 м). Фамен-франские породы представлены алевролитами и песчаниками (920 м) с прослоями туфов среднего состава. В зоне Куросегава ниже-верхнедевонские отложения (более 1000 м) слагают верхние части силур-девонской формации Гионияма. Они представлены туфопесчаниками и туфами от кислого до среднего составов и лишь в самых верхах разреза глинистыми породами. Туфово-терригенные и терригенно-карбонатные отложения содержат фауну кораллов, брахиопод, аммонитов, радиолярий, а также остатки флоры, сходной с флорой зоны Южного Китаками. В последней отложения нижнего девона представлены туфами кислого состава и глинистыми породами (390 м), согласно залегающими на силурийских отложениях. Средний девон (750 м) представлен алевролитами и пирокластическими породами кислого и среднего состава, сменяющимися выше алевролитами и песчаниками. В одном из тектонических блоков присутствуют верхнедевонские алевролиты (2000 м) с маломощными прослоями туфов основного и среднего состава, а также конгломератов.

Таким образом, ниже-среднедевонские мелководные морские карбонатные и терригенно-карбонатные формации Кореи и внутренних районов Японских островов (зона Хида) сменяются в более внешних районах существенно туфогенными и туфово-терригенными. Верхний девон представлен почти исключительно терригенными морскими формациями. В целом силурийские и девонские образования Японских островов (исключая Южный Китаками) характеризуют собой мелководные части морского бассейна (шельф), в пределах которого происходила вулканическая деятельность, местами даже субэвральная. Наибольшую активность вулканизм имел в позднем лудлове—среднем девоне. К концу среднего девона вулканическая деятельность затухает, и в позднем девоне накапливаются терригенные песчано-глинистые (зона Хида) и глинистые (зона

Курсегава) формации. Во внешних частях Японских островов (зона Южного Китаками) более глубоководные, чем в зонах Хида и Курсегава, силурийские карбонатно-терригенные и кремнисто-глинистые образования сменяются ниже-среднедевонскими туфово-терригенными и верхнедевонскими, преимущественно глинистыми. Изложенный материал дает основание полагать, что силурийские и девонские формации характеризуют собой различные структуры (шельф, вулканические постройки и др.) единого морского бассейна, по-видимому примыкавшего в это время с востока к палео-Азиатскому материку.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. Силурийские отложения в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области неизвестны, а девонские присутствуют в Приморье и в районе рек Кур и Урми (Хабаровский край). Нижнедевонские отложения западных районов Приморья представлены песчаниками, туфами и эффузивами кислого и среднего состава с единичными прослоями известняков (4500 м). Среднедевонские породы присутствуют в морских и континентальных фациях. Первые представлены туфово-терригенными образованиями (до 2000 м), характеризующимися сильной фациальной изменчивостью. Вторые — толщами липаритов, дацитов, туфов и игнимбритов (до 3000 м). Верхние части разрезов слагают туфово-терригенные, обычно грубообломочные отложения (150 м), которые некоторые геологи рассматривают как молассу. Разрез среднего девона венчается толщей спилитов, андезитов и липаритов (400 м). В районах восточного склона юга Сихотэ-Алиня девонские отложения представлены кремнистыми породами.

В Кур-Урминском районе отложения девона (до 2000 м) с несогласием и с конгломератами в основании залегают на протерозойских гранитоидах и полиметаморфических образованиях [3]. Низы разреза представлены конгломератами (500—700 м) с галькой гранитов, гнейсов, песчаников и кремнистых пород. Конгломераты надстраиваются толщей (500—1000 м) ниже-среднедевонских известковистых песчано-глинистых и глинистых отложений. Органические остатки представлены кораллами, мшанками, криноидеями, брахиоподами, трилобитами. Южнее, на юге Малого Хингана, ниже-среднедевонские отложения, залегающие на нижекембрийских известняках, представлены аркозовыми песчаниками, гравелитами с прослоями алевролитов и линзами известняков.

На Сахалине известны лишь единичные находки девонских водорослевых известняков, залегающих в составе альб-сеноманского олистострома.

Таким образом, в девоне западные районы рассматриваемой области представляли собой мелководную окраину морского бассейна, в пределах которого широко проявилась вулканическая деятельность, о чем свидетельствует развитие эффузивных и пирокластических образований преимущественно кислого, в меньшей мере среднего состава (восточное обрамление Ханкайского массива).

В целом в приматериковых районах с юга (Японские острова) на север (Кур-Урминский район) происходит смена преимущественно карбонатных формаций терригенными. Более восточные районы Сихотэ-Алиня, так же как и внешние зоны Японских островов, представляли собой морской бассейн с кремнисто-терригенным осадконакоплением. Проведенный ранее анализ [5] показал, что к моменту начала формирования силурийских образований на рассматриваемой территории существовал сложно построенный фундамент, в составе которого присутствовали амфиболиты, гнейсы, ультраосновные породы, габброиды, гранитоиды, взаимоотношения между которыми не изучены. По-видимому, столь гетерогенный состав фундамента свидетельствует о крупных деструктивных процессах, которым подверглась эта территория в каледонский этап тектонической активизации.

Полуостров Корея и Японские острова. На п-ове Корея [2] каменноугольные—пермские отложения, развитые во внутриплатформенных прогибах (Пхённамском, Окчхонском и Хесан-Ивонском), представлены карбонатно-терригенными и терригенными, часто угленосными толщами, морскими терригенно-карбонатными средне-верхнекаменноугольными (250—300 м), прибрежно-морскими и континентальными терригенными верхнекаменноугольными—нижнепермскими (1000 м). Условно к верхнему карбону относятся туфово-терригенные отложения с прослоями эффузивов основного состава, развитые на северо-востоке полуострова (Туманганский прогиб).

На п-ове Корея, так же как и во внутренних районах Японских островов и в Сихотэ-Алине, распространены тетические виды фауны и флоры карбона и перми.

Каменноугольные отложения, обычно пространственно тесно связанные с пермскими, широко распространены на Японских островах. Позднепалеозойские образования, судя по палеонтологическим данным, присутствуют и среди метаморфических толщ зон Хида, Циркум-Хида, Сангун, Самбагава и др. Так же как и силурийско-девонские образования, каменноугольно-пермские часто залегают в виде тектонических пластин и блоков или присутствуют в виде бескорневых глыб в составе серпентинитовых меланжей и мезозойских олистостромов. Относительно полные разрезы нижнекаменноугольных отложений известны в северо-восточных районах о. Хонсю. На востоке гор Абукума и в горах Китаками ниже-среднекаменноугольные (до башкирского яруса включительно) образования с несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на верхнедевонских породах. В горах Абукума низы разреза сложены вулканическими породами основного состава, которые перекрываются толщей терригенных пород с линзами известняков. В горах Китаками выше пачки базальных конгломератов (10 м) залегают толща туфов (3000 м), изменяющих свой состав от кислых и средних до средних и основных вверх по разрезу. Туфы переслаиваются с алевролитами, песчаниками, содержат прослои известняков. Верхние части разреза (300—700 м) сложены рифогенными известняками с кремнистыми нодулями. В известняках содержится много остатков кораллов, трилобитов, брахиопод, фораминифер и известковистых водорослей. В районе Нагасаки базальные конгломераты, содержащие гальку кремней и ортокарцитов, перекрываются нижнекаменноугольными грубозернистыми песчаниками с прослоями туфов основного состава. Северо-восточнее (зона Хаяшина) нижний карбон представлен эффузивами и туфами основного состава, терригенными породами и известняками (550 м). Нижние части разреза карбона в северо-восточных районах Японских островов содержат комплекс фауны, сходной с фауной Австралии и Северной Америки. Фауна верхних частей разреза ближе к тетической [21].

Каменноугольные отложения от позднего визе и почти до самых верхов верхнего карбона широко распространены в юго-западных районах Японских островов. В зоне Циркум-Хида они представлены преимущественно карбонатными породами, залегающими в виде глыб в составе серпентинитового меланжа этой зоны. Если по отдельным блокам, основываясь на палеонтологических данных, составлять единый разрез карбона, то он предстанет в следующем виде: туфы основного состава (визе, 10 м); известняки в ассоциации с туфами основного состава (верхний визе—середина среднего карбона); известняки с прослоями глинистых пород (верхи среднего карбона); слоистые известняки, часто оолитовые (верхи среднего карбона—верхний карбон). Общая мощность порядка 350—400 м. Верхний визе и частично намюр в зонах Мино-Тамба, Ашио, Майдзуру и Сангун представлены эффузивами

основного состава, туфами, туфово-терригенными породами с прослоями кремнистых пород и известняков. Более высокие части разреза сложены массивными неслоистыми известняками, часто оолитовыми, участками биогермными. Фауна представлена кораллами, фузулинидами и мелкими фораминиферами, брахиоподами, конодонтами. В зоне Титибу каменноугольные отложения древнее позднего вие также неизвестны. В северной ее части преобладают эффузивы основного состава в ассоциации с неслоистыми известняками, локально содержащими линзы туфов основного состава (600—1000 м). В южных районах зоны преобладают терригенные песчано-глинистые отложения с прослоями кремней, туфов основного состава и красноцветных туфов. Остатки фауны, обнаруженные в известняках, представлены фораминиферами, гастроподами, кораллами, брахиоподами и конодонтами. На западе о. Сикоку известен тектонический покров Микабу, сложенный пиллоу-лавами и гялокластитами с тонкими прослоями кремней, известняков и пелитов позднекаменноугольного возраста. Предполагается, что комплекс Микабу формировался в окраинном море [23]. Эти районы Японских островов сходны по литологии отложений и видовому составу фауны с каменноугольными толщами внутренних районов Японии. Средне-верхнекарбонные отложения известны также на п-ове Осима (о. Хоккайдо). Они распространены на северном продолжении зоны Северного Китаками и представлены терригенными и кремнистыми породами, эффузивами основного состава с мелкими линзами известняков и доломитов.

Таким образом, в раннем карбоне в удаленных от палеоматерика районах существовала вулканическая зона с антидромным развитием вулканизма, к которой в вие были приурочены карбонатные рифогенные постройки. В целом начиная с позднего вие и почти до конца карбона существовало следующее распределение формаций: в приматериковых районах преобладали карбонатно-терригенные мелководно-морские, сменяющиеся к югу и востоку на существенно вулканогенно-терригенно-карбонатные и, наконец, на терригенно-вулканогенно-кремнистые, в которых известняки образуют лишь маломощные линзы.

Нижнепермские отложения Корейского полуострова представлены прибрежно-морскими и континентальными терригенными породами, содержащими обильные остатки флоры, сходной с флорой Китая [2]. Верхнепермские толщи сложены континентальными терригенными породами с многочисленными отпечатками флоры (300—700 м). Отложения самых верхов верхней перми известны в Кэчхонской и Пхеньянской мульдах, где они представлены терригенными толщами (800—1200 м), и в Окчхонском прогибе, где в средней части терригенного разреза (2500 м) присутствуют покровы липаритов и прослой туфов. На северо-востоке полуострова, в Туманганском прогибе, нижние части пермского разреза сложены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда флишоидным (1000 м). Выше залегают верхнепермские терригенные толщи с линзами известняков и локально распространенными прослоями туфов и лав среднего состава (1800 м). Если нижние части верхнепермского разреза имеют морской генезис и тетический комплекс фауны, то в верхах разреза появляются отложения прибрежно-континентальных фаций с остатками флоры, характеризующей умеренный климат [2].

Пермские отложения внутренних районов Японских островов имеют морской генезис, и их обычно разделяют на карбонатный и некарбонатный комплексы. Наиболее полные биостратиграфически обоснованные разрезы (от верхнего вие до верхов перми, 800 м) описаны в пределах крупных известняковых тел типа Акиёси, Атёсу и др. Некарбонатный комплекс представлен флишоидным переслаиванием аргиллитов и алевролитов с прослоями кремней и песчаников. Эти толщи содержат маломощные линзы и прослой карбонатных пород. Ранее считали, что отложения карбонатного комплекса слагали мелко-

водные банки, между которыми происходило накопление терригенных толщ некарбонатного комплекса [1]. Однако, поскольку известняки залегают на породах некарбонатного комплекса позднего палеозоя по пологим надрывам, можно предполагать, что первоначально мелководные известняки отлагались на участках приматерикового шельфа, а терригенные флишоидные толщи — на мобильном шельфе и континентальном склоне. На это, в частности, указывает присутствие в зоне Хида, помимо древних метаморфических пород, мраморизованных известняков с палеозойской мелководной фауной и аналогичных известнякам Акиёси карбонатных пород в зоне Циркум-Хида, с одной стороны, а в расположенном южнее районе Мино-Тамба — турбидитов и отложений конусов выноса подводных каньонов континентального склона [11] — с другой.

Для зоны Мино-Тамба установлено сокращение мощности отложений в общем в северо-западном направлении (к зоне Хида) и приобретение черт мелководности отложений в том же направлении [22]. В более внешних частях района Мино-Тамба пермские образования представлены терригенными, кремнистыми и эффузивными породами основного состава с линзами известняков. Бассейн с таким осадконакоплением интерпретируется японскими геологами как окраинное море [20]. В зоне Рёке пермские терригенные и кремнистые породы с прослоями эффузивов и маломощными линзами известняков метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Верхние части разреза сложены монотонной толщей аргиллитов, сменяющихся выше алевролитами, конгломератами и пирокластическими отложениями, накапливавшимися в мелководных условиях шельфа [11]. Во внешних частях юго-западных районов Японских островов, в зоне Титибу, в пермских терригенных толщах присутствует большое количество эффузивов основного состава, а на юге зоны появляются кремнистые отложения. В зоне Самбосан пермские толщи сложены базальтами и кремнями с линзами известняков.

В северо-восточных районах Японских островов пермские толщи представлены в основном аргиллитами, алевролитами и крупнозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов. В Северном Китаками среди терригенных пород с линзами известняков, так же как и в зоне Титибу, появляются кремнистые и эффузивные породы основного состава.

Таким образом, в пермское время терригенные континентальные формации п-ова Корея сменяются мелководными шельфовыми карбонатными (Хида, Циркум-Хида и аналогичные им районы, где накапливались известняки типа Акиёси), затем терригенными формациями мобильного шельфа — континентального склона и вулканогенно-кремнисто-терригенными — внутренних частей морского бассейна, интерпретируемого как окраинное море (зоны Сангун, Майдзуру, Мино, Ашио). Внешним ограничением окраинного моря являлась островная дуга Куросегава—Офунато [16]. Ее обращенные к окраинному морю склоны фиксируются в зоне Рёке по появлению мелководных шельфовых фаций терригенных формаций в ассоциации с пирокластическими, а внешние — по присутствию на севере зоны Титибу и на северном Кюсю пермских эффузивов и туфов основного и кислого составов. С эффузивами были связаны интрузии габбро и гранитоидов, имеющие возраст 249 млн лет [26]. Терригенные формации северо-восточных районов Японских островов отлагались, видимо, в бассейне, расположенном перед фронтом островной дуги, разрушенной в начале мезозоя. Во всяком случае, нижнетриасовые конгломераты Усугуни содержат гальки гранитоидов и эффузивов кислого состава позднепермского возраста [11]. И наконец, в более внешних районах (зоны Титибу, Самбосан, Северное Китаками) возможно выделение морских терригенно-вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-кремнистых формаций океанической области (?).

В целом можно сказать, что в каменноугольное и пермское время между палеоконтинентом (п-ов Корея, зона Хида) и палеоокеанической областью существовала переходная зона, выраженная окраинным морем и отграничивающим его от океана вулканическим поднятием (островной дугой).

Судить о характере фундамента под палеозойскими (силур-пермскими) структурами переходной зоны можно по составу галек в пермско-триасовых конгломератах и олистостромах и по блокам, присутствующим в серпентинитовых меланжах. Обращают на себя внимание глыбы древних гранитоидов и гнейсов в меланжах, распространенных ныне на месте бывшего шельфа и склона окраинного моря и в районе склонов пермской островной дуги. Подстилает ли гранито-гнейсовый слой центральные части окраинного моря? Японские геологи высказывали предположение, что в досилурийское время зоны Хида и Куросегава слагали единый массив, впоследствии распавшийся [4], т.е. палеозойское окраинное море образовалось в результате раздвига. Состав базальтов, встречающихся среди палеозойских отложений окраинного моря, сопоставим с океаническими толеитами [15], что не противоречит такой трактовке. Что касается внешних районов Японских островов, то серпентинитовые меланжи, сформированные в разные этапы мезозойской истории, не несут в себе глыб гранитов и гнейсов, и, следовательно, домезозойского гранитно-метаморфического слоя в этих и более восточных районах не существовало. Наличие же метафиолитовых ассоциаций и характер разрезов позволяют интерпретировать эти районы как палеоокеаническую область.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. На западе Приморья верхнедевонские—нижнекаменноугольные отложения представлены преимущественно грубообломочными туфово-терригенными породами и углистыми сланцами с остатками флоры. В центральных районах Сихотэ-Алиня каменноугольные отложения представлены известняками и терригенными породами, иногда с прослоями кремней. Наиболее крупные тела известняков, как показали исследования последних лет, имеют аллохтонное происхождение и залегают среди нижнемезозойских образований. В Прибрежной зоне, помимо известняков, встречаются фрагменты кремнистых толщ каменноугольного возраста.

Севернее, на юго-восточной окраине Буреинского массива, распространены континентальные вулканогенные толщи [3]. В Кур-Урминском районе нижнекаменноугольные отложения представлены покровами кислых эффузивов и туфами (250—300 м). Они залегают на размытой поверхности среднедевонских и более древних отложений. Нижний—средний карбон представлен преимущественно алевролитами (560 м), а средне-верхнекаменноугольные отложения — терригенными породами, которые вверх по разрезу сменяются глинисто-кремнистыми, а затем кремнистыми породами и эффузивами основного состава с линзами известняков. Мощности (700—1000 м) увеличиваются в юго-восточном направлении [3].

На Сахалине известны лишь единичные находки каменноугольных известняков среди альб-сеноманского олистострома.

Нижнепермские толщи на западе Приморья сложены континентальными и прибрежно-морскими эффузивами и туфами кислого и среднего состава (1000—4000 м), перекрытыми терригенными углисто-глинистыми отложениями с остатками флоры (650 м). Верхнепермские толщи сложены андезитами и их туфами. Восточнее распространены мощные толщи алевролитов, песчаников, кремнистых пород со следами подводного перемещения материала. Эти отложения формировались на континентальном склоне. В Прибрежной зоне присутствуют спилиты и кремнистые породы перми.

Нижнепермские отложения Кур-Урминского района представлены песчаниками, сменяющимися выше алевролитами, аргиллитами, а затем кремнистыми породами. От восточной окраины Буреинского массива по направлению к юго-

востоку увеличивается мощность песчаников (от 300 до 800 м), а в более высоких частях разреза в этом направлении происходит замещение терригенных пород на кремнисто-глинистые с увеличением мощности кремнистых отложений [3]. Общая мощность 850—1100 м. Вышележащие нижнепермские образования представлены толщей туфов и эффузивов основного и среднего состава в ассоциации с кремнисто-глинистыми породами (1200—1300 м). Верх разреза нижнепермских образований представлены терригенными толщами. Верхнепермские породы ложатся с разрывом на нижнепермские и более древние образования. Они представлены терригенными отложениями (1000 м), выше которых залегают песчаники, эффузивы основного состава с линзами известняков. Эта часть разреза характеризуется быстрой фациальной изменчивостью (650—900 м). Венчают разрез глинисто-кремнистые отложения с редкими прослоями песчаников, эффузивов и туфов основного и среднего состава и с линзами известняков (1500—3000 м).

На юго-восточной окраине Буреинского массива эффузивы и кремнистые породы отсутствуют, а распространены конгломераты и песчаники. В районе Хабаровска к нижней перми относят толщу песчаников и алевролитов, перекрывающуюся туфами и лавами основного и среднего состава с прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых пород (900 м). Верхнепермские отложения представлены морскими терригенными толщами, в которых присутствуют прослои туфов, известняков и спилитов (2500 м).

На Сахалине среди альб-сеноманских кремнистых толщ и в вышележащем олигоцене того же возрастного диапазона обнаружены глыбы пермских пород, которые, помимо известняков, представлены плагиобазальтами и голубовато-серыми полосчатыми кремнями. Следует отметить, что комплекс фауны в известняках Сахалина резко отличен от тетической фауны Сихотэ-Алиня и внутренних районов Японских островов и принадлежит к переходной (от тетической к бореальной) палеобиогеографической провинции. Это позволяет предполагать первичную удаленность этих районов от палеопереходной зоны континент—океан, существовавшей в это время.

Таким образом, в рассматриваемых районах с запада на восток в каменноугольное и пермское время наблюдается смена туфово-терригенных формаций с остатками флоры (в меньшей степени карбонатных формаций) на терригенно-кремнистые и вулканогенно-терригенно-кремнистые с линзами известняков. Наиболее определенно можно реконструировать континентальную окраину для позднепермского времени. По краю Ханкайского массива продолжалось формирование вулканоплутонических комплексов. Восточнее шло накопление терригенных толщ, среди которых реконструируются [9] отложения склонов и конусов выноса русел горных и равнинных рек, торфяные болота, пойменные, дельтовые и лагунные осадки, отложения мелководья, зоны волнения прибрежной части моря, рифов, склоновых отложений. Далее к востоку формировались ленточные кремни и песчаники, затем кремнистые и эффузивные образования с линзами известняков.

В целом с юга на север наблюдается следующее изменение в строении переходной зоны. На юге существовало окраинное море с преимущественно карбонатным шельфом в приматериковых частях и вулканогенно-кремнисто-терригенным осадконакоплением в центральных, ограниченное с юга и востока островной дугой. Последняя в пределах гор Абукума и на западе Приморья располагалась на краю континента. Окраинного моря здесь не существовало (оно, по-видимому, продолжалось в Туманганский прогиб), и континентальная окраина была близка к андийскому типу окраин [15].

Тектонические движения конца пермского—начала триасового времени широко проявились на всей рассматриваемой территории. Структурной перестройке подверглись главным образом зона перехода континент—океан и краевые участки палео-Азиатского материка. В Туманганском прогибе, на северо-востоке п-ова Корея, палеозойские отложения были смяты в складки, осложнены надвигами и пронизаны протрузиями серпентинитов и серпентинитового меланжа (чхонжинский комплекс), а затем прорваны интрузиями диоритов и гранодиоритов (намганский комплекс). На остальной территории полуострова в начале триаса произошло дробление древних кристаллических массивов с образованием грабенов. Палеозойские образования, выполнявшие прогибы, подверглись складкообразованию, высокотемпературному метаморфизму и осложнились чешуйчато-надвиговыми структурами с амплитудой перемещения до 10—12 км [2].

В то же время во внутренних районах Японских островов начинает формироваться система поднятий, обусловленная тектоническими движениями, направленными со стороны палео-Азиатского материка. На месте позднепалеозойского шельфа и склона окраинного моря происходит становление тектонических зон Хида и Циркум-Хида, сопровождавшееся зеленосланцевым метаморфизмом палеозойских отложений. В последние годы установлены чешуйчато-надвиговая структура зоны Хида [24] и присутствие там, помимо древних гнейсов и сланцев, метаморфизованных палеозойских отложений (в частности, мраморов с фауной карбона в толще Юназуки и возрастом метаморфизма 250 млн лет). По восточной и южной периферии зоны Хида был сформирован структурный пояс Циркум-Хида, представляющий собой выведенную на поверхность зону крупного надвига, сложенную тектоническими блоками различных метаморфических пород, в том числе с глаукофаном, и палеозойских пород, пронизанных серпентинитами. Таким образом, район Хида представляет собой аллохтонную тектоническую сложно построенную пластину, надвинутую по зоне Циркум-Хида на палеозойские образования окраинного моря. Вдоль внешнего края зоны Циркум-Хида, в зоне Тамба, в это время отлагались несортированные и плохо окатанные конгломераты Отани (олистостром ?), состоящие из галек и валунов серпентинитов, габброидов, гранитоидов, палеозойских известняков и глинистых сланцев. Их формирование связано с общим воздыманием северных районов о. Хонсю, обусловленным надвиганием тектонической пластины Хида. Они сопоставляются с триасовыми конгломератами Саванде северных районов зоны Тамба, где серпентиниты встречаются редко, а галька хорошо окатана. Снос материала, как установлено [14], происходил из северных районов.

В целом пермско-триасовые тектонические движения начали проявляться еще в поздней перми, что нашло свое отражение в многочисленных внутриформационных конгломератах, залегающих среди терригенных и вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений позднепермского окраинного моря. Поверхностным проявлением начальных этапов движения глубинных масс явились ломка карбонатного шельфа и перемещение известняковых отторженцев в более внутренние части окраинного моря. В результате в зонах Сангун и Тамба на терригенных породах, характеризующих собой мобильный шельф, палеосклон и внутренние части окраинного моря, сформировались тектоногравитационные покровы известняков. На западе о. Хонсю в этот период происходило становление узкой зоны серпентинитового меланжа Майдзуру, с которым связаны зеленосланцевый метаморфизм палеозойских толщ и диафторез древних метаморфических комплексов (243—215 млн лет [11]). По этой зоне отложения района Сангун надвинуты на палеозойские толщи Тамба и Рёке

[19]. Структура запечатывается верхнетриасовыми отложениями групп Шидака или Набае.

К поздней перми—началу триаса относится, видимо, и формирование некоторых структур зоны Рёке. В ее пределах к поверхности были выведены блоки гранито-гнейсового комплекса и породы силлиманитовой фации метаморфизма, а палеозойские толщи с фауной карбона и перми метаморфизованы в зеленосланцевой фации [25]. В зоне Самбагава метаморфизм палеозойских толщ завершился в конце раннего триаса [20]. На юге зоны сформировалась структурная зона Микабу, представляющая собой систему субширотных надвигов, маркируемых серпентинитами. Перед фронтом зоны Микабу отложились мощные олистостромовые толщи с валунами и блоками пород до 100 м в поперечнике. По данным М. Ивасаки [13], тектонические движения, приведшие к образованию олистострома, происходили в конце палеозоя.

В зоне Титибу наиболее ранние деформации проявились в досреднетриасовое время [20]. В верхних частях пермского разреза северных и центральных частей Титибу, так же как и в разрезах пермского окраинного моря, много прослоев плохо сортированных конгломератов с галькой и глыбами гранитоидов, пирокластических пород кислого состава, базальтов, пермских известняков и аргиллитов. По-видимому, эти толщи формировались в результате разрушения островодужной системы Куросегава—Офунато, при продвижении на нее структур окраинного моря вдоль зоны Микабу. В это же время, видимо, начала формироваться зона серпентинитового меланжа Куросегава, поскольку, кроме более древних пород, в составе включений присутствуют глаукофановые сланцы, возраст которых составляет 240—208 млн лет (ранний—средний триас) [17]. Все образованные структуры с несогласием перекрываются верхнетриасовыми (а на о. Кюсю нижнетриасовыми) отложениями. На юге Титибу и в зоне Самбосан структурные перестройки не отмечены. В этих районах внешней части Юго-Западной Японии пермские и триасовые отложения залегают в непрерывном разрезе и представлены базальтами и кремнями с линзами известняков.

На территории Западного Приморья в конце перми произошло складкообразование и внедрение габбро-диоритовых, а затем гранитных интрузий. В центральных же районах Сихотэ-Алиня в среднем триасе происходило дробление фундамента и формирование линейных зон повышенной проницаемости, в пределах которых изливались базальтовые магмы. В результате был образован своеобразный деструктивный комплекс, состоящий из триасовых базальтов, включающих крупные глыбы и блоки палеозойских пород.

В целом пермско-триасовый этап характеризовался общим региональным растяжением с деструкцией окраинно-материковых районов приокеанической зоны и с локальными зонами сжатия в структурах окраинного моря и островной дуги. Тектонические движения этого этапа были направлены со стороны палео-Азиатского материка.

ТРИАС

Полуостров Корея и Японские острова. На территории п-ова Корея известны триасовые интрузии, представленные гранитами, гранодиоритами и сиенитами (хесанский комплекс), а также щелочными и нефелиновыми сиенитами (пхенганский комплекс). Возраст их 225—180 млн лет, что соответствует началу позднего триаса—концу ранней юры. Триасовые осадочные породы представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами, которые структурно приурочены к грабенам и повсеместно залегают с угловым несогласием на верхнепалеозойских и более древних образованиях. С этими отложениями связано угленакopление, в них обнаружены многочисленные остатки флоры, сходной с монгу-

гайской флорой Приморья и толщ Мине и Нарива на Японских островах [2]. Триасовые отложения в Окчхонском прогибе представлены песчаниками и алевролитами с прослоями углей и локально распространенными эффузивами и туфами от кислого до основного состава (400—1000 м). В триасе вдоль обрамления метаморфических пород Хида происходило становление массивов диоритов и тоналитов (тип Шимамото), а затем гранодиоритов и гранитов (тип Фунатцу). Возраст гранитоидов составляет 230—180 млн лет. В Тюоку верхний ладин—нижний карний представлены кварцевыми песчаниками с линзами известняков и глинистых пород (200 м), а карний—нижний норий — песчаниками и алевролитами с прослоями углей и конгломератов (2000 м). В зоне Майдзуру широко распространены песчаники, алевролиты и конгломераты, несогласно залегающие на верхнепермских отложениях (600—1200 м). Здесь собрана обильная фауна двустворок и аммонитов. В верхах триасового разреза появляются прослои углей. В префектуре Ямагути нижний норий сложен глинистыми породами, песчаниками и кремнями с остатками конодонтов. На востоке префектуры анизийско-верхненорийские породы представлены алевролитами, подводно-оползневыми образованиями и кремнями. В зоне Тамба присутствуют триасовые терригенные породы, известняки и эффузивы основного состава, формировавшиеся в морских условиях (1800 м). Триасовые кремнистые породы (100 м) распространены в префектуре Гифу. В горах Канто триас представлен кремнями, эффузивами основного состава с прослоями известняков и глинистых пород. Кроме того, в зоне Тамба известны толщи аргиллитов, реже гравелитов и конгломератов, с которыми связаны находки норийских и карнийских пелеципод. Тем самым устанавливается накопление разновозрастных пород в различных фашиальных обстановках.

В зоне Титибу нижний триас сложен известняками, алевролитами и песчаниками. Они с несогласием перекрывают верхнепермские отложения и охарактеризованы фауной двустворок, аммонитов и конодонтов (300 м). Средний триас представлен известняками, песчаниками и туфово-терригенными породами (200 м), верхний триас — терригенными породами с остатками растений, брахиопод, пелеципод (500 м). В ряде мест в верхах разреза отмечаются прослои андезитов и фельзитов.

Более внешние части Японских островов, включающие зоны Самбосан, Северный Китаками, Иваидзуми, Таро и п-ов Осима на западе Хоккайдо, сложены толщами смешанного вулканогенно-кремнисто-терригенного состава: алевролитами, песчаниками, кремнями, базальтами и линзами известняков. Нижние части разреза в зоне Самбосан согласно залегают на пермских отложениях сходного состава. Триасовая часть разреза в зоне Самбосан (1000 м) сложена глинистыми сланцами с линзами известняков и кремней, прослоями туфов и лав основного состава. В зоне Иваидзуми разрезы триаса представлены пачками песчаников и кремней с прослоями туфов основного состава, которые надстраиваются переслаиванием песчаников, алевролитов, кремней и туфов дацитов. В верхах верхнего триаса отмечаются локальные стратиграфические несогласия. Мощность более 3500 м. В зоне Таро триас представлен переслаиванием кремней, алевролитов, аргиллитов и песчаников (1000 м). Триасовый возраст отложений в зоне Иваидзуми обоснован находками конодонтов, в зоне Самбосан — кораллов, строматопор, водорослей, пелеципод, аммонитов и конодонтов.

Триасовые породы о. Хоккайдо представлены пиллоу-лавами, спилитами, вулканическими брекчиями, гналокластитами, кремнистыми, реже глинисто-кремнистыми породами с линзами известняков. Эффузивы по химическому составу относятся к толситам и субщелочным титан-авгитовым базальтам. В южной части зоны Камуикотан описаны разрезы, сложенные чередованием пиллоу-лав, гналокластитов с прослоями яшм. Отложения охарактеризованы

фауной конодонтов. На севере зоны Камункотан триасовые отложения представлены эффузивами основного состава, кремнями, глинисто-кремнистыми породами и известняками с фауной кораллов и мшанок.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. Триасовые отложения на юге Приморья залегают с угловым несогласием на верхнепермских гранитах и пермских отложениях. Они представлены грубозернистыми песчаниками и конгломератами с остатками аммонитов, наутилоидей, брахиопод и др. Средний триас представлен морскими и континентальными терригенными отложениями (550 м). Верхнетриасовые песчаники, алевролиты и конгломераты содержат угленосные горизонты и охарактеризованы флорой карния и нория (2500 м). Триасовые отложения установлены в ряде районов бассейна р. Уссури. Средний отдел представлен эффузивами основного состава, кремнями, песчаниками и алевролитами; карнийские и нижненорийские — кремнями, песчаниками и алевролитами; верхний норий — алевролитами и аргиллитами. Общая мощность превышает 3000 м. В Прибрежной тектонической зоне средний триас представлен кремнистыми и кремнисто-терригенными образованиями, стратиграфически выше которых залегают известняки, алевролиты с глыбами палеозойских известняков и кремни, реже встречаются эффузивы основного состава [5].

В ряде районов Западного Сихотэ-Алиня установлены маломощные разрезы триасовых алевролитов с фауной пелеципод.

На юге Сахалина средне- и верхнетриасовые отложения представлены толщей красных яшм с единичными маломощными прослоями карбонатных пород и эффузивов основного состава (100 м). На юге Сусунайского хребта нижнетриасовые образования, возраст которых обоснован находками конодонтов в мраморизованных известняках, представлены толщей эффузивов с маломощными прослоями яшм и линзами известняков (200 м). В центральных районах Сахалина описаны как чисто кремнистые разрезы, так и эффузивные толщи, мощность которых не установлена. Общей закономерностью триасовых разрезов является существенно эффузивный состав нижнего триаса, выше сменяющийся кремнистыми отложениями.

На основании изложенного материала возможна реконструкция палеогеографических условий рассмотренных территорий в триасовое время. Подробно она изложена в статье [6]. В общем с запада на восток происходит закономерная смена континентальных формаций мелководноморскими, а затем морскими. Суша, располагавшаяся на западе, обрамлялась морским бассейном, отделенным от континента гипсометрической ступенью — склоном, который восстанавливается по распространению хаотических комплексов подводно-оползневового генезиса. Основным типом осадконакопления в бассейне было кремненакопление, при этом многочисленные находки спикул губок указывают на относительно небольшую глубину. Судя по изменчивости фаций и мощностей отложений, дно морского бассейна имело сложную морфологию. Снос осадочного материала осуществлялся как со стороны палео-Азиатского материка, так и из района Куросегава. Морской бассейн, простиравшийся от о. Кюсю до севера Приморья, обрамлялся с востока цепью поднятий, которые трассируются горизонтами известняковых построек с мелководной фауной. Наконец, отложения, ныне распространенные на островах Хоккайдо и Сахалин, характеризуют собой различные части океанического бассейна с маломощным кремнистым осадконакоплением и проявлением подводного эффузивного вулканизма.

Таким образом, краткий обзор палеогеографии региона позволяет сделать вывод о существовании в триасе окраинного морского бассейна, отделенного от мезозойского океана цепью невулканических поднятий морского дна.

Полуостров Корея и Японские острова. На п-ове Корея отложения верхнего триаса—верхней юры залегают с угловым несогласием на палеозойских и более древних образованиях и структурно приурочены к грабенам. Нижнеюрские отложения, содержащие обильные остатки флоры, представлены аркозовыми песчаниками и алевролитами с прослоями углей и конгломератов (300—1000 м). Южнее, в Окчхонском прогибе, в ряде мест среди терригенных толщ присутствуют прослои туфов и лав кислого, реже среднего и основного состава. По направлению к юго-западу мощность отложений увеличивается от 400 до 1000 м. Средне-верхнеюрские отложения представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, а в отдельных районах — липаритами, туфами, туфопесчаниками в ассоциации с терригенными породами (300 м). Они с размывом залегают на верхнетриасовых—нижнеюрских и несогласно перекрываются верхнеюрскими—нижнемеловыми отложениями. Толщи содержат остатки флоры, окаменевшие стволы деревьев и пресноводную фауну.

На Японских островах в зоне Хида среднеюрские отложения (300—700 м) с несогласием залегают на метаморфических породах и представлены конгломератами, сменяющимися выше по разрезу переслаиванием песчаников и алевролитов. Келловей-оксфордские отложения (600—700 м) залегают с несогласием на среднеюрских породах и представлены внизу конгломератами, в средней части алевролитами, сменяющимися переслаиванием алевролитов и песчаников. Среднеюрские—оксфордские толщи имеют главным образом морской генезис и содержат остатки белемнитов и флоры. Верхнеюрские (титонские)—нижнемеловые отложения в зоне Хида залегают с явным несогласием и с конгломератами в основании на раннемезозойских и более древних породах. Они представлены терригенными породами, содержащими пресноводных моллюсков и остатки флоры. Неритовые моллюски встречены лишь в низах разреза толщи. В зоне Циркум-Хида нижнеюрские отложения несогласно залегают на метаморфических породах и неметаморфизованных палеозойских толщах. Базальные конгломераты перекрываются терригенными отложениями с единичными прослоями туфов. В верхах разреза появляются несортированные конгломераты и песчаники с галькой гранитоидов. Толщи содержат остатки пресноводных моллюсков и флоры.

Южнее и восточнее, в зоне Тюгоку, нижнеюрские базальные конгломераты перекрывают метаморфические породы Сангун и надстраиваются терригенными нижне-среднеюрскими толщами с прослоями углистых аргиллитов и конгломератов (1100—1600 м). В верхах разреза встречаются остатки флоры и солоноватоводной макрофауны. Верхнеюрские (титонские)—нижнемеловые отложения (650—900 м) с несогласием залегают на среднеюрских, представлены конгломератами с галькой гранитоидов, кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами. Толщи содержат остатки флоры и солоноватоводной макрофауны. На севере гор Канто (зона Джоетсу) нижнеюрские (2000 м) и верхнеюрские—нижнемеловые (500 м) отложения представлены терригенными породами с остатками флоры и паралических пелеципод. В зоне Титибу среднеюрские (250 м) терригенные отложения содержат прослои черных известняков, фауну кораллов и брахиопод. Средне-верхнеюрские отложения с несогласием залегают на палеозойских и более древних мезозойских толщах. В основании разреза присутствуют конгломераты или песчаники с галькой и валунами гранитоидов и милонитов. Более высокие части разреза сложены терригенными породами с прослоями и линзами известняков, содержащих фауну кораллов, строматопор, аммонитов, криноидей, реже остатки флоры. Мощность отложений изменяется от 100—120 м на севере до 500 м на юге.

В зоне Южного Китаками нижнеюрские (190 м) отложения с несогласием

залегают на верхнетриасовых и образуют трансгрессивную терригенную серию от осадков литорали до неритовых. Они перекрываются (с конгломератами в основании) средне-верхнеюрскими толщами (700—1500 м), сложенными терригенными породами. Во внутрiformационных конгломератах содержится много гранитной гальки. В зоне Самбосан ниже-верхнеюрские отложения выделяются в составе единого разреза, наиболее древние части которого датируются пермью. Юрские породы представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями кремней, базальтов и линзами известняков. В Северных Китаками, в зоне Иваидзуми, юрские отложения (1000 м) также выделяются в составе единого разреза и представлены вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями с линзами известняков. На о. Хоккайдо юрские отложения выделены в составе пермско-нижнемеловой толщи и представлены базальтами, гялокластитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, линзами известняков и вулканокластическими терригенными породами.

Таким образом, с запада на восток ниже-среднеюрские континентальные отложения межгорных впадин (п-ов Корея) сменяются морскими терригенными формациями (зона Хида), далее — континентальными и прибрежно-морскими (Циркум-Хида, Тюгоку, Джюетсу, Южный Китаками), морскими карбонатно-терригенными (Титибу), карбонатно-кремнисто-терригенными с прослоями базальтов (Самбосан, Северный Китаками) и, наконец, маломощными окраинно-океаническими вулканогенно-кремнистыми (о. Хоккайдо).

Верхнеюрские отложения с несогласием залегают на подстилающих юрских и более древних породах лишь во внутренних районах Японских островов и в краевых частях океанического бассейна (зоны Титибу, Южный Китаками), в то время как в более удаленных океанических районах наблюдается непрерывное осадконакопление с палеозоя (доказано начиная с перми) до нижнего мела включительно. Средне-позднеюрские структурные перестройки, выраженные в многочисленных внутрiformационных несогласиях, происходили в пределах переходной зоны. В целом структурные перестройки были обусловлены процессами надвигания структур переходной зоны на океаническую область. Это подтверждается наличием средне- и верхнеюрских олистостромов (например, на юге гор Канто [12], на севере Мино [10]), омолаживающихся к югу и содержащих глыбы каменноугольных, пермских, триасовых и юрских пород.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. Отложения нижней юры в Ханкайском массиве и его восточном обрамлении (Арсеньевская зона) представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами с углистыми прослоями, которые с перерывом, но без углового несогласия надстраивают разрезы среднего триаса. Выше по разрезу появляются туфоконгломераты, туфопесчаники. Восточнее, в Прибрежной зоне, к нижней юре относят толщу песчаников, алевролитов с невыдержанными прослоями конгломератов в основании (450 м). Среднеюрские отложения сложены песчаниками с растительным детритом и следами взмучивания, отмечаются линзы каменного угля и прослой туфов кислого состава. Восточнее к средней юре относят толщи песчаников и конгломератов с остатками иноцерамов, а в Прибрежной зоне среднеюрские толщи представлены кремнями, песчаниками и алевролитами с прослоями спилитов (2100 м). Верхнеюрские отложения западных районов Приморья представлены базальными конгломератами, косослоистыми песчаниками и алевролитами с остатками растений и макрофауны. Восточнее распространены терригенные подводно-ополозневые отложения [5]. В Прибрежной зоне накапливались терригенные и терригенно-кремнистые отложения. Севернее, вдоль восточного края Буреинского массива, ниже-среднеюрские отложения представлены песчано-глинистыми породами в морских мелководных фациях (4000 м), сменяющимися выше грубозернистыми терригенными толщами (2000 м). Верхнеюрские—нижнемеловые

отложения также представлены терригенными, но континентальными толщами, содержащими прослой углей и пирокластического материала. В более восточных районах Северного и Центрального Сихотэ-Алиня в морских терригенных толщах появляются прослой кремнистых и кремнисто-глинистых пород, а также эффузивов основного состава. На востоке Сихотэ-Алиня развиты вулканогенные (основного состава) и кремнистые образования, переслаивающиеся с терригенными (2000 м).

На Сахалине ниже-верхнеюрские толщи, являющиеся частью единого триас-нижнемелового вулканогенно-кремнистого разреза, представлены красными, реже зелеными яшмами с редкими прослоями базальтов и линзами рифогенных известняков. Мощности юрской части разреза в тех случаях, когда отсутствуют прослой базальтов, составляют 120—150 м. Кремнистые толщи содержат обильную фауну радиолярий, в известняках встречаются остатки кораллов и водорослей.

Таким образом, с запада на восток наблюдается следующий порядок смены формаций юрских отложений. Грубозернистые терригенные угленосные континентальные отложения сменяются мелководными морскими, затем более глубоководными терригенными, кремнисто-терригенными с подводно-оползевыми структурами, затем кремнисто-терригенными и, наконец, маломощными вулканогенно-кремнистыми формациями океанического генезиса, включающими рифогенные карбонатные постройки.

В районах Сихотэ-Алиня, так же как и во внутренних районах Японских островов, в средне-позднеюрское время происходили структурные перестройки, выразившиеся в накоплении мощных толщ грубозернистых отложений, олисто-стромовых горизонтов, в формировании массивов ультращелочных пород и пикритовых даек, указывающих на существование как локального растяжения, вздымания территории, так и сжатия. Вместе с тем соотношение этих процессов во времени не ясно и требует специального изучения.

Рассматривая юрскую структуру переходной зоны, следует отметить, что если для Сихотэ-Алиня реконструируется относительно просто построенная "пассивная" окраина, то для Корейского полуострова и Японских островов она осложнена невулканическими грядами поднятий, которые отделяли от океана морские бассейны типа краевых морей.

НИЖНИЙ МЕЛ

Полуостров Корея и Японские острова. Отложения верхней юры—нижнего мела распространены главным образом на юге п-ова Корея (Цусимский прогиб), где они представлены грубообломочными терригенными породами с прослоями угля (4500 м), а также локально развиты на окраинах Охчонского прогиба (1900 м) и в Пхенгамском прогибе (2000 м). Все отложения континентальные и формировались в межгорных впадинах и озерных бассейнах.

На Японских островах в зонах Хида и Циркум-Хида нижнемеловые отложения являются частью единой верхнеюрской—нижнемеловой толщи. Нижний мел (600—1650 м) представлен терригенными отложениями, которые в верхах разреза с несогласием перекрываются лавами и туфами кислого состава, конгломератами и песчаниками с остатками флоры. В горах Канто (на востоке зоны Джоетсу) нижний мел (260 м) представлен песчаниками. В зоне Титибу нижнемеловые отложения распространены локально в нескольких узких зонах. Неком ложится с угловым несогласием на палеозойские—нижнемезозойские геосинклинальные толщи. Он представлен циклично построенными пачками терригенных отложений, каждая из которых начинается конгломератами (500—600 м). В центральных районах зоны присутствуют угольсодержащие прослой. В толщах обнаружены остатки пресноводной и солоноватоводной фауны и

флоры. Верхи неокома (200—400 м) представлены прибрежно-морскими фациями. В терригенных толщах появляются небольшие тела известняков. Аптальбские отложения (1300—3000 м) представлены морскими мелководными терригенными породами с фауной тригоний, аммонитов и остатками флоры. В зоне Симанто, в северной части, неомом-сеноманские отложения (200 м) представлены мелководными морскими терригенными породами. Южнее распространены валанжин-сеноманские кремнистые морские отложения с подчиненными прослоями аргиллитов и базальтов (150—300 м).

В северо-восточной части Японских островов толщи неокома совместно с триас-юрскими смяты в складки и интродированы постнеокомовыми—доаптскими гранитоидами. На востоке гор Абукума (зона Южного Китаками) верхнеюрские—нижнемеловые терригенные отложения (180 м) содержат прослой туфов дацитового состава и образуют пачки переслаивания с ними. Толщи содержат фауну аммонитов. В Южном Китаками неомомские отложения (300 м) представлены косослоистыми аркозовыми песчаниками. Более высокие части разреза неокома представлены алевролитами и песчаниками морского генезиса (1300—1600 м). В других местах зоны верхи неомомского разреза сложены мощными толщами (1000—1600 м) андезитов, базальтов и их туфов в ассоциации с морскими терригенными породами. В зоне Северного Китаками отложения неокома представлены главным образом эффузивными толщами (2500 м), от андезитов до дацитов, и терригенно-кремнистыми породами, которые перекрываются аптальбскими морскими терригенными породами (200 м). Здесь распространены габбро-диорит-гранитные субвулканические интрузии, прорывающие верхнеюрские—неомомские отложения и перекрываемые аптальбскими. На западе о. Хоккайдо также известны среднемеловые диорит-тоналитовые и гранодиорит-гранитные субвулканические интрузии и вулканические породы, представленные андезитами, липаритами и их туфами. В центральных районах о. Хоккайдо нижнемеловые вулканогенно-кремнистые толщи залегают с несогласием на верхнеюрских, и в отличие от последних в них распространены эффузивные породы среднего, а не основного состава. Аптальбские терригенные толщи (1000—2000 м) с несогласием перекрывают неомом-нижнеаптские.

Таким образом, континентальные угленосные формации межгорных впадин Корейского полуострова и континентальные терригенные формации внутренних районов Японских островов сменяются в сторону Тихого океана солоноватоводными и прибрежно-морскими терригенными, а затем морскими вулканогенно-кремнисто-терригенными (зона Симанто). На северо-востоке Японских островов, где в неомоме широко проявилась вулканическая деятельность, существовало вулканическое поднятие (островная дуга), протянувшееся от Северного Китаками в западные районы Хоккайдо. Вероятно, морские отложения зоны Симанто формировались не в океаническом бассейне, как это принято считать, а в окраинном море, которое отделялось от Тихого океана островной дугой, протянувшейся от района Китаками на юг, возможно, в пределы современного Филиппинского моря.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. В Сихотэ-Алине нижнемеловые отложения представлены терригенными толщами, часто имеющими флишное строение и включающими прослой грубообломочных пород, эффузивов и туфов среднего состава. Это преимущественно морские и прибрежно-морские отложения мощностью до 6000—7000 м. Они формировались в бассейне типа окраинного моря, которое с востока отделялось от океанической области островной дугой, протянувшейся из западных районов о. Хоккайдо на северо-восток Сихотэ-Алиня [7,8]. На Сахалине нижнемеловые отложения до альба включительно представлены вулканогенно-кремнистыми образованиями с редкими прослоями туфогенных пород в западных районах острова. Мощности чисто кремнистых разрезов неомом-альба составляют 150—250 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материал, изложенный выше, свидетельствует о том, что на протяжении палеозоя и мезозоя рассмотренные территории входили в состав единой обширной переходной зоны, а также частично распространялись в прилегающие части палео-Тихоокеанского бассейна. При этом в указанный промежуток времени переходная зона изменялась как вкрест, так и вдоль своего простираения, представляя собой континентальные окраины различного типа на разных этапах своего развития. Современный уровень знаний по данному региону позволяет утверждать, что Тихий океан существовал по крайней мере с конца перми, однако реконструированные ряды палеозойских формаций дают основание предполагать его развитие и с более ранних периодов фанерозоя.

Данные формационного анализа (см. таблицу) показывают, что независимо от места пересечения дальневосточного отрезка Тихоокеанского пояса с запада на восток отмечается смена синхронных формаций от континентальных через прибрежно-морские к морским (окраинно-морским), а затем и к океаническим. При этом внутренние части Тихоокеанского пояса в регионе начинают свое развитие с накопления карбонатных, карбонатно-терригенных формаций, а внешние (Сахалин и прилегающие к современному океану районы Японских островов) — с вулканогенно-терригенно-кремнистых, яшмово-вулканогенных. Причем в первом случае накопление толщ происходило на сложно построенном гетерогенном фундаменте досилурийского возраста, во втором, видимо, на меланократовом основании.

На различных этапах развития переходной зоны устанавливается смена формаций, образование которых происходило в условиях окраинных морей и сложного сочетания как вулканических, так и невулканических поднятий морского дна. Отметим, что выделение тех или иных крупных структур переходной зоны устанавливалось не только по составу и мощностям слагающих их образований, но и по их положению в пространстве друг относительно друга на больших площадях, характеру вулканизма, комплексу фауны и флоры и отчасти по сопоставлению с современными структурами. Прилегающие к палеоконтиненту районы представляли собой шельфовые области, с которыми были связаны крупные прогибы. Они характеризовались накоплением терригенных, часто угленосных формаций, в составе которых важную роль играли грубообломочные толщи. Развитие прогибов происходило в прибрежно-морских условиях.

Формации окраинных морей на Дальнем Востоке представлены различными сочетаниями кремнисто-терригенных, терригенно-вулканогенно-кремнистых, терригенных формаций, которые могут сменять друг друга как по разрезу, так и по простираению. В общем виде с силурийского по раннемезозойское время отмечается уменьшение роли карбонатных формаций и увеличение терригенных и кремнистых. На отдельных этапах развития переходной зоны выявляется постепенное уменьшение роли вулканитов основного состава, кремнистых пород и появление все большего количества терригенных образований (например, в отложениях нижнего мезозоя Центральной Сихотэ-Алинской зоны и пояса Мино-Тамба Японских островов).

Подводные поднятия палеозойского и раннемезозойского времени в регионе представляли собой существенно различные структуры, в общем виде разделяющиеся на вулканические и невулканические. Первые не соответствуют по своей масштабности современным островным дугам. Они слагаются эффузивно-пирокластическими и вулканогенно-терригенными формациями, в составе которых резко преобладают вулканиты среднего и кислого состава. Примерно такой же набор формаций характерен и для фанерозойских краевых вулка-

**Палеозойские и мезозойские формации
и предполагаемые палеоструктуры Дальнего Востока**

Возраст	Пересечение	Автохтонная тектоническая провинция (переходной зоны)			Аллохтонная тектоническая провинция (океана)		
K ₁	1	Терригенно-флишевая (окариновое море)			Вулканогенная (островная дуга)	Вулканогенно-кремнистая (океан)	
	2	Терригенная угленосная (шельф, суша)	Терригенная, кремнисто-туфово-терригенная (фрагменты мелководного окраинного моря)	Вулканогенная (островная дуга)		Вулканогенно-кремнистая, туфово-терригенно-кремнистая (красные части океана)	
J	1	Терригенная, терригенно-угленосная (шельф)	Терригенная, вулканогенно-кремнисто-терригенная (морской бассейн)			Вулканогенно-кремнистая (океан)	
	2	Терригенная (шельф)	Карбонатно-терригенная, карбонатно-кремнисто-терригенная (окариновое море)			То же	
T	1	Терригенная угленосная (шельф)	Кремнисто-вулканогенно-терригенная, подводно-оползневая (склон, окариновое море)	Терригенно-карбонатно-кремнистая (невулканическое поднятие)		"	
	2	Терригенная угленосная (шельф)	Кремнисто-вулканогенно-терригенная (окариновое море)	Терригенно-карбонатно-кремнистая (невулканическое поднятие)		"	
P	1	Вулканогенная, туфово-терригенная (вулканический пояс на континенте, шельф)	Терригенная (склон)	Кремнистая, кремнисто-терригенная (окариновое море)	Кремнисто-карбонатная (невулканическое поднятие)	"	
	2	Карбонатная (шельф)	Терригенная (склон)	Вулканогенно-кремнисто-терригенная (окариновое море)	Вулканогенная (островная дуга)	Вулканогенно-кремнисто-терригенная (склон)	"
C	1	Туфово-терригенная (шельф)	Карбонатно-терригенная (морской бассейн)			Карбонатно-кремнистая (?)	(?)
	2	Карбонатно-терригенная (шельф)	Карбонатно-туфово-терригенная (окариновое море)	Вулканогенная, карбонатно-туфово-терригенная (островная дуга)		Карбонатно-вулканогенно-терригенно-кремнистая (?)	
D	1	Вулканогенная, туфово-терригенная (вулканический пояс на континенте, шельф)	Терригенная (морской бассейн)			Кремнистая (?)	
	2	Карбонатная, терригенно-карбонатная (шельф)	Карбонатно-терригенная и туфово-терригенная (морской бассейн)				
S	2	Карбонатная (шельф)	Карбонатная, туфово-терригенная (морской бассейн)			Кремнисто-терригенная (?)	
Фундамент		Гетерогенный				Меланократовый	

Примечание. Пересечения: 1 — Сихотэ-Алинь — о. Сахалин; 2 — п-ов Корея — Японские острова. Левый край таблицы соответствует западному окончанию пересечения, правый — восточному.

нических поясов Приморья. Отмечаются случаи перехода последних в подводные поднятия.

Невулканические поднятия слагались терригенно-карбонатно-вулканогенно-кремнистыми, терригенно-карбонатно-кремнистыми и терригенными формациями. Нередко они являлись ограничениями окраинных бассейнов, т.е. формировались на стыке океана и переходной зоны (дуга Куросегава—Офунато на Японских островах). Отметим, что в настоящий момент мы не можем выделить склоны поднятий, хотя некоторым признаком служит наличие подводно-оползневых образований. Толщи подобного облика, но занимающие несравнимо большие площади, устанавливаются в нижнемезозойских комплексах Сихотэ-Алиня и Японских островов. Подобная подводно-оползневая формация, видимо, маркирует палеогипсометрическую ступень (склон к глубоководной котловине) от континентального блока к окраинному бассейну. Примечательно, что, формируясь в пределах единой структуры и отвечая единому тектоническому циклу, формация может иметь несколько различных возрастов, что, очевидно, свидетельствует о неравномерном развитии этой части переходной зоны по ее простиранию.

Океанические области характеризовались накоплением кремнисто-вулканогенных и кремнистых яшмовых формаций, которые, развиваясь в течение длительного времени (например, с триаса до неокома или альба в пределах Хоккайдо и Сахалина соответственно), характеризуются малыми мощностями, специфическим набором фауны и особенностями вулканизма.

Таким образом, развитие Приморья, п-ова Корея, внутренних зон Японских островов в рассматриваемый промежуток времени осуществлялось в пределах единой сложно построенной переходной зоны, внутри которой с запада на восток устанавливается смена структур континентального блока структурами шельфа, окраинного моря и зон поднятий морского дна. Такой парагенезис структур, существовавший в течение длительного времени, свидетельствует о тесной связи переходной зоны с прилегающим континентальным блоком. Естественно, ее ширина значительно превышала ширину современных тектонических зон, в составе которых выделяются реликты древних окраин. Возможно, что ширина палеопереходной зоны достигала 800—1000 км. Однако для подтверждения этого предположения необходимо изучение степени сжатия современных тектонических зон. Все вышесказанное позволяет нам выделить в указанном районе автохтонную тектоническую провинцию, что исключает возможность формирования палеозойских—раннемезозойских аккреционных призм в результате субдукции.

По набору формаций, структурному положению и истории развития от нее резко отличается аллохтонная тектоническая провинция (большая часть приокенических районов Японских островов, включая Хоккайдо, а также Сахалин) Совмещение двух различных участков земной коры произошло в поздне меловое—кайнозойское время. Внутреннее строение как автохтонной, так и аллохтонной тектонических провинций имеет сложную покровно-складчатую чешуйчато-надвиговую структуру, становление которой происходило в течение фанерозоя с разной степенью интенсивности. При этом для палеозойско-раннемезозойского интервала устанавливается преобладающее движение горных масс в сторону палеоокеана, сопровождавшееся синхронным развитием деструкционных процессов в палеопереходной зоне и по краю палеоконтинента.

Выделение двух провинций, различных по своему строению, формационному выполнению и истории развития, приводит к заключению о резком изменении глубинного тектонического режима на рубеже мела и палеогена в пределах древней переходной зоны и прилегающих частей палеоокеанического бассейна. Поиски причин этого события выходят за рамки настоящей работы и требуют всестороннего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
2. Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 264 с.
3. Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. 736 с.
4. *Кимура Т.* Древняя континентальная окраина Японии // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 169—183.
5. *Мазарович А.О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 392).
6. *Мазарович А.О., Рихтер А.В.* Палеогеография и палеотектоника юга Дальнего Востока в триасе // Геотектоника. 1985. N 6. С. 74—85.
7. *Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В.* Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии // Там же. 1977. N 4. С. 103—122.
8. *Парфенов Л.М.* Континентальная окраина и островные дуги мезозой северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
9. *Тащи С.М.* Строение пермских отложений Южного Приморья // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 241—248.
10. *Adachi M., Kojima S.* Geology of the Mt. Hikagedaira area, East of Takayama Gifu Prefecture, Central Japan // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1983. Vol. 31. P. 37—67.
11. Geology and mineral resources of Japan. Hisamoto; Kawasaki-shi, 1977. Vol. 1. 430 p.
12. *Hisada K.* Jurassic olistostrome in the Southern Kanto mountains, Central Japan // Sci. Rep. Inst. Geol. Univ. Tsukuba. B. 1983. Vol. 4. P. 99—119.
13. *Iwasaki M.* Gabbroic breccia (olistostrome) in the Mikabu green stone belt of the Eastern Shikoku // J. Geol. Soc. Jap. 1979. Vol. 85, N 7. P. 481—487.
14. *Kano H.* The conglomerates from Otani and Sawando in the Hida mountainlands as viewed from the conception of maturity // Ibid. 1961. Vol. 67, N 789. P. 350—359.
15. *Kawabe I.* Geochemical characteristic of Paleozoic and Mesozoic geosynclinal volcanics in the Japanese islands and tectonic environments of their formation // Earth Sci. 1978. Vol. 32, N 6. P. 331—335.
16. *Kimura T., Yashida S., Toyohara F.* Paleogeography and earth movements of Japan in the late permian to early jurassic Sambosan stage // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II. 1975. Vol. 19, N 2. P. 149—177.
17. *Maruyama S., Ueda Y., Banno S.* 208—240 m.y. old jadeite-glaucophane schists in the Kurosegawa tectonic zone near Kochi City, Shikoku // J. Jap. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geol. 1978. Vol. 73. P. 300—310.
18. *Nakai H.* Silurian corals from the Yokokura formation in the Mt. Yokokura region, Kochi prefecture, Southwest Japan: Part 1 // Trans. Proc. Paleontol. Soc. Jap. N.S. 1981. N 123. P. 139—158.
19. *Nureki T.* Structural petrology of the thrust shear-zone developed between the Sangun metamorphic zone and the Ryoke zone in the eastern part of Yamaguchi prefecture // J. Geol. Soc. Jap. 1966. Vol. 72, N 5. P. 219—231.
20. *Ogawa Y.* Structural characteristics and tectonisms around the microcontinent in the outer margin of the Paleozoic-Mesozoic geosyncline of Japan // Tectonophysics. 1978. Vol. 47, N 3/4. P. 295—310.
21. *Ross C.A., Ross Y.R.P.* Late Paleozoic faunas around the Paleopacific margin // Evolution today: Proc. Second Intern. Congr. Syst. and Evol. Biol. Vancouver B.C., 1981. P. 425—440.
22. *Sugisaki R., Mizutani S., Hattori H.* et al. Late Paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese islands // Collected papers on Earth sciences /1972/. Nagoya: Nagoya Univ. 1973. P. 35—56.
23. *Takeda K.* Geological and petrological studies of the Mikabu greenstones in Eastern Shikoku, Southwest Japan // J. Sci. Hiroshima Univ. 1984. Vol. 8, N 3. P. 221—275.
24. The basement of the Japanese islands. Sendai: Tokyo print. 1979. 789 p.
25. *Ueno N., Ono A.* A Rb-Sr study of Ryoke metasediments Central Japan // Earth Sci. 1976. Vol. 30, N 5. P. 201—220.
26. *Yamamoto H., Nakagawa H., Matsumoto H., Nobata M.* The igneous rocks from the Paleozoic formation Chichibu, North Kyushu // J. Geol. Soc. Jap. 1979. Vol. 85, N 6. P. 307—315.

ОСНОВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Корякское нагорье — это горная страна протяженностью 880 км (при ширине 80—250 км) и общей площадью 200 тыс. км², с сильно расчлененным рельефом. Оно состоит из ряда коротких горных хребтов, гряд, кряжей и массивов. Хребты и массивы разделены межгорными впадинами и широкими речными долинами. Для хребтов характерен альпийский тип рельефа, преобладают высоты 600—1800 м, а высшая точка нагорья — г. Ледяная достигает 2562 м. Хорошая обнаженность делает Корякское нагорье прекрасным объектом для геологических исследований.

Корякское нагорье расположено к востоку и югу от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, от которого оно отграничено молодыми наложенными впадинами (Парапольской, Марковской, Бельской и Анадырской). Как было установлено в последнее десятилетие, Корякское нагорье имеет сложное покровно-складчатое строение и состоит из целого ряда самостоятельно развивавшихся тектонических элементов [2,29]. В настоящее время отсутствует какая-либо единая общепринятая схема тектонического районирования Корякского нагорья. Отдельные схемы различаются между собой как количеством выделяемых элементов, так и объемом и границами отдельных зон. Предлагаемая в данной работе схема районирования основана на наиболее часто используемых в тектонических работах названиях зон. Согласно этой схеме выделяются две складчатые (геосинклинальные) системы — Анадырско-Корякская и Камчатская, которые подразделяются на ряд зон.

ОСНОВНЫЕ ЗОНЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

В пределах Анадырско-Корякской складчатой системы, занимающей северную часть нагорья, выделяются Таловско-Пекульнейская, Алганско-Майницкая, Альтактваамская и Эконайская зоны (рис. 1).

Таловско-Пекульнейская зона — самый западный структурный элемент Анадырско-Корякской складчатой системы. Она прослеживается вдоль западной предгорной части Корякского нагорья и за его пределами. Наиболее полное представление о строении зоны дают Усть-Бельские горы [1, 29]. Здесь развиты кремнисто-вулканогенные, кремнисто-терригенные и карбонатные образования среднего—верхнего девона, терригенные отложения нижнего карбона, габбро-гипербазитовый комплекс, а также прослеживаются зоны серпентинитового меланжа. Они рассматриваются как фрагменты океанического чехла и меланократового фундамента и слагают пакет чешуй, надвинутых с запада на восток на туфово-терригенные отложения верхнего мела соседней Алганско-Майницкой зоны. Кроме палеозойских образований, в чешуях известны туфово-терригенные отложения средней юры, а также верхнеюрско-нижнемеловые терригенные отложения, занимающие нижнее структурное положение по отношению к палеозойским комплексам [29]. Неоавтохтоном служат альбско-туронско-нижнесенонская морская моласса и залегающая выше верхнесенонско-датская континентальная моласса.

К структурам Таловско-Пекульнейской зоны иногда относят Ваежское поднятие, где развиты верхнетриасовые терригенные отложения с блоками палеозойских известняков и фрагменты палеозойских вулканогенно-кремнистых зеленокаменно-измененных толщ.

Алганско-Майницкая зона занимает значительную часть Корякского нагорья и рассматривается как область распространения серпентинитовых меланжей

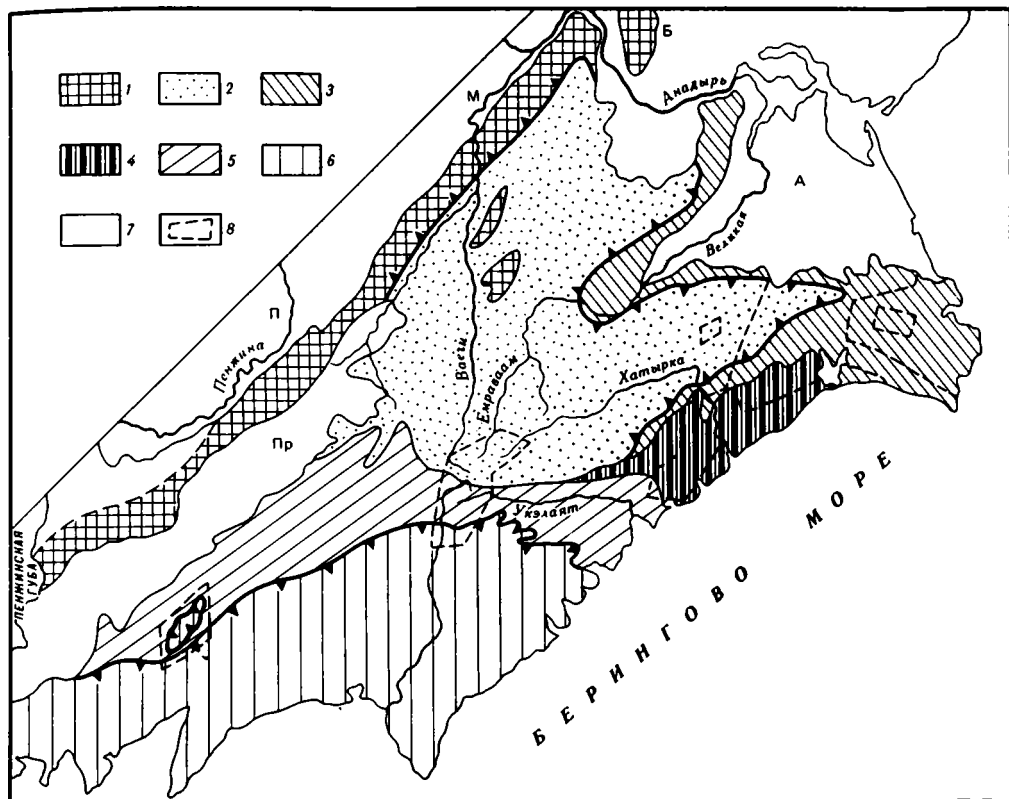


Рис. 1. Схема тектонической зональности Корякского нагорья

1—4 — зоны Анадырско-Корякской складчатой системы: 1 — Таловско-Пекульнейская с Ваежским поднятием, 2 — Алганско-Майницкая, 3 — Алькатваамская, 4 — Эконаяская; 5, 6 — зоны Камчатской складчатой системы: 5 — Укэляйтская, 6 — Олюторская; 7 — неоген-четвертичные впадины: Парापальская (Пр), Пенжинская (П), Марковская (М), Бельская (Б), Анадырская (А); 8 — районы, исследованные авторами

и своеобразных вулканогенно-кремнисто-граувакковых серий верхней юры—нижнего мела, известных под названием чирынайской серии [1] и ее аналога — пекульнейвеемской свиты. На северо-востоке области Алганско-Майницкая зона распадается на две части — Алганскую и Майницкую. Они разделены сужающимся к юго-западу клином терригенных пород верхнего мела, которые нередко выделяются в качестве самостоятельной Великореченско-Рарытгинской зоны [29]. Вопрос о взаимоотношении Алганской и Майницкой структур зависит от трактовки структурного положения отмеченных верхнемеловых толщ. Судя по данным В.П. Зинкевича [24,29], флишoidные отложения апта(?)—турона и угленосную мелассу сенона можно рассматривать как параавтохтон, вскрытый в долине р. Велкой в тектоническом полуокне из-под отложений Алганско-Майницкой зоны. С запада на него надвинуты структуры Алганской части зоны, а с востока — Майницкой. При такой интерпретации меловые отложения Великореченско-Рарытгинской зоны следует сопоставлять с одновозрастными разрезами Алькатваамской зоны. Однако нельзя исключить, что описанные В.П. Зинкевичем надвиговые структуры являются лишь нарушениями более высокого порядка, осложнившими первоначально стратиграфические соотношения между породами пекульнейвеемской свиты и чирынайской серии, с одной стороны, и более молодыми терригенными отложениями мела — с другой. Вопрос о принадлежности этих меловых отложений к какой-либо из известных

тектонических зон или о выделении их в качестве самостоятельной Велико-реченско-Рарытчинской зоны остается открытым. В связи с тем что авторы не располагают собственными оригинальными материалами для решения этого вопроса, на схеме районирования оставлен вариант трактовки меловых отложений Великореченско-Рарытчинской зоны как тектонического полуокна.

Наши исследования были сосредоточены в пределах Майницкой части расматриваемой зоны. Эта часть представляет собой крупный аллохтон (Майницкая синформа), сложенный породами чирынайской серии, подстилающими их серпентинитовыми меланжами и лежащими на них отложениями позднего мела. В меланжах вскрыты деформированные породы меланократового основания.

В возрастном отношении чирынайская серия охватывает интервал от титона до баррема включительно. Однако крайняя бедность органическими остатками, сильная тектоническая переработка, наличие чешуйчатых и покровных структур затрудняют расчленение входящих в серию толщ и сопоставление отдельных наиболее изученных ее фрагментов. Наш опыт исследований показывает, что перспективным в этом отношении является изучение радиоляриевых комплексов. Однако в этой области сделаны лишь первые шаги.

Внутренняя структура чирынайской серии чрезвычайно сложна: наряду со складчатыми и разрывными нарушениями широко развиты явления скальвания, брекчирования, будинажа (вплоть до образования катаклазитов и милонитов). Подобные зоны тектонизированных пород сопровождаются проявлениями регионального метаморфизма в пренит-пумпеллит-цоизитовой фации и наложенного на него регрессивного метаморфизма цеолитовой фации. В результате возникают зоны (протяженностью в несколько десятков километров и шириной 3—5 км) бесструктурных и трудно диагностируемых пород [1,43]. Это цеолит-пренит-цоизитовые катаклазиты, известные у местных геологов под названием "шуха". Чешуйчато-надвиговые структуры приводят к сдвиганию разрезов и тектоническому совмещению близких в формационном, но разных в фациальном отношении толщ. Примерами могут служить установленные в последние годы к югу от оз. Майниц Нижне- и Верхнемайницкий покровы [29], а в верховьях р. Емраваам — Нижне- и Верхнечирынайская пластины [20]¹.

Отложения чирынайской серии трансгрессивно залегают на офиолитах, которые вскрыты в зонах серпентинитового меланжа [1, 31, 37]. Последний в пределах Майницкой синформы обнажается в ядрах сжатых антиформных структур (Ягельный, Эльгеваамский, Чирынайский меланжи), осложненных более молодыми деформациями и протрузивными явлениями. Разделяющие их более широкие синформы выполнены породами чирынайской серии. Кроме того, ряд выходов серпентинитового меланжа (Верхнехатырский, Иомраутский, Рытгыльский) расположены в южной фронтальной части Алганско-Майницкой зоны и маркируют подошву Майницкого аллохтона. Тектоническим останцом Майницкого аллохтона принято считать Росомашинский меланж [18], перекрывающий комплексы пород Алькатваамской зоны.

Все серпентинитовые меланжи Майницкой зоны построены достаточно однотипно. В расланцованном серпентинитовом матриксе содержатся блоки габбро-гипербазитового, плагиогранитового, дайкового комплексов, гранатовых амфиболитов, метаморфических сланцев, известняков верхнего палеозоя, вулканогенных и вулканогенно-кремнистых отложений верхнего палеозоя—триаса, разных типов верхнеюрско-нижнемеловых отложений. В составе глыб при переходе от северных полос меланжей к южным увеличивается количество верхнепалео-

¹ Отнесение Нижнечирынайской пластины к Майницкой зоне соответствует лишь одной из возможных палеотектонических реконструкций.

зойско-триасовых и юрско-меловых отложений. Блоки в меланжах достигают размеров в несколько километров.

В пределах рассматриваемой зоны имеется несколько крупных массивов офиолитов (Тамватнейский и Малонаучирынайский), не связанных с серпентинитовым меланжем [29, 31]. Тамватнейский массив ультрабазитов залегает в виде пластины мощностью до 4 км, которая тектонически перекрывает аптско-альбские отложения тамватнейской свиты и перекрывается вулканогенно-кремнистыми отложениями чырынайской серии. Ультрабазит-габбровый Малонаучирынайский массив также в виде пластины разделяет отложения пекульнейской свиты и чырынайской серии. Обе пластины погружаются в южном направлении и маркируют северный борт Майницкой синформы. Особое место среди офиолитов Алганско-Майницкой зоны занимает гипербазитовый массив горы Красной, залегающий в виде пластины на породах чырынайской серии.

На востоке Алганско-Майницкой зоны характерные для нее комплексы находятся в аллохтонном залегании на отложениях Алякватваамской зоны. На этом участке Майницкий тектонический покров, имеющий вид синформной структуры, представляет собой достаточно тонкую (по сравнению с протяженностью) пластину, амплитуду перемещения которой оценивают в 150—200 км [42].

Алякватваамская зона имеет в плане вид полосы, суживающейся от побережья Анадырского залива в юго-западном направлении и выклинивающейся в верховьях р. Хатырки¹. С запада отложения Алякватваамской зоны перекрыты Майницким аллохтоном, а на востоке они имеют тектонические контакты с покровными комплексами Эконайской зоны². Алякватваамская зона сложена обломочными породами верхней юры—палеогена. Основанием для некоторых алякватваамских разрезов служат выходы серпентинитового меланжа, известные на правобережье р. Хатырки (Четкинвямский меланж) и в районе залива Каканат (небольшие). В составе серпентинитовых меланжей встречаются серпентинизированные гипербазиты, вулканогенно-кремнистые толщи и известняки палеозоя—триаса, габброиды, плагиограниты, метаморфические сланцы, гранатовые амфиболиты, т.е. набор пород, близкий к отмеченному в меланжах Майницкой зоны.

Юрско-меловые толщи Алякватваамской зоны смяты в складки и имеют покровно-чешуйчатое строение. Выделяется от двух до четырех самостоятельных пластин, различающихся стратиграфическим объемом слагающих их отложений и фаціальными отличиями разновозрастных комплексов [19, 25, 29]. Неоавтохтоном служат эоценовые отложения.

В юго-западной части, на правобережье р. Хатырки, разрезы отложений Алякватваамской зоны фрагментированы значительно сильнее. В пределах наиболее крупной мульдообразной структуры в долине р. Релявям они расслоены на три литостратиграфические единицы: верхнеюрско-неокомскую, сеноман-туронскую, кампан-маастрихтскую. Каждая единица дисгармонично смята и смещена относительно других. Поверхности срыва приурочены к плоскостям угловых несогласий. В более мелких структурах этой части Коряжского нагорья часто трудно решить вопрос о принадлежности терригенных пород к Алякватваамской зоне или к Накыпыйлякскому покрову соседней Эконайской зоны.

Эконайская зона представляет собой сложную смятый в разнообразные складки (вплоть до лежачих) пакет пластин, надвинутых на вулканогенно-кремнисто-

¹ Имеется в виду южная, собственно Алякватваамская зона, без учета Великореченско-Рырткинской ветви.

² Хотя структуры Алякватваамской и Эконайской зон существенно различны, породы Алякватваамской зоны (и в первую очередь отложения неокома) весьма близки к разновозрастным отложениям, слагающим одну из пластин (Накыпыйлякскую) в покровном пакете Эконайской зоны.

терригенные отложения верхней юры—верхнего мела яранайского комплекса [8,29,37,39]. Сложность внутреннего строения Эконайской системы покровов отличает их от рассмотренных выше аллохтонных структур Алякватваамской и Алганско-Майницкой зон, которые представляют собой систему последовательно надвинутых с запада на восток структурных элементов (Корякская система покровов). Взаимоотношение Корякской и Эконайской систем покровов определяется крутыми молодыми разломами, а по долине р. Ваамочки зона сочленения осложнена сдвигом. К этим нарушениям часто приурочены зоны интенсивного расслабцевания с образованием филлонитов. Подобные нарушения затушевывают первичные взаимоотношения структурных элементов. Изученные нами два участка, где подобные взаимоотношения видны, дают противоречивую картину. Так, на правом берегу р. Хатырки, в районе широтного изгиба долины, породы Алякватваамской зоны, имеющие в своем основании четкинваямский меланж, надвинуты на структуру Эконайской зоны. В междуречье рек Ваамочка и Вапаваам соотношения обратные. На расслабцованные, превращенные в филлониты верхнемеловые отложения Нижнеалыкватваамского покрова, которые обнажаются в тектоническом окне, с востока надвинуты офиолиты и вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя—триаса Эконайской зоны. Существенные различия в строении и составе Эконайских и Корякских систем покровов, крутые тектонические контакты между этими крупными структурными элементами, соответствующие зонам скола, позволяют говорить об этих структурах как о различных тектоно-стратиграфических комплексах (terrace) в понимании североамериканских геологов.

Породы Яранайского автохтона обнажаются в серии тектонических окон размерами от нескольких сот метров до первых километров. Наиболее крупная структура подобного рода — Яранайский купол имеет протяженность 40 км при ширине 15 км. Вулканогенно-кремнистые отложения яранайского комплекса смяты в сложные складки, счешуены, осложнены вертикальными разломами. По градационной слоистости, конфигурации шаровых лав устанавливаются опрокинутые залегания, свидетельствующие о наличии опрокинутых и лежащих складок и чешуй, образовавшихся за счет растаскивания крыльев таких складок. Полевые исследования 1985 г. показали, что в пределах Яранайского автохтона выделяются четыре самостоятельных литолого-стратиграфических комплекса: яшмово-спилитовые отложения верхней юры—нижнего мела, карбонатно-яшмово-базальтовые отложения верхнего мела, вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения верхнего мела и верхнеэоценовые олистостромовые образования. В современной структуре эти комплексы находятся в совмещенном положении. В пределах купола юрско-нижнемеловые толщи, как правило, занимают периферийное положение. Широко развиты среди пород автохтона зоны расслабцевания и динамометаморфизма, а в некоторых структурах явления динамометаморфизма сопровождаются течением вещества.

Самым нижним структурным элементом Эконайского аллохтона является Накыпыйлякский покров, сложенный туфово-терригенными отложениями верхней юры—верхнего мела. На разных стратиграфических уровнях в них встречаются горизонты микститов. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения известны под названием пекульнейской и инаськватваамской свит [13]. Единый разрез терригенных толщ верхней юры—верхнего мела в пределах Эконайской зоны неизвестен. За исключением готеривско-барремского комплекса, надстраивающего местами в составе единой пекульнейской свиты разрез валанжинских отложений, все остальные литолого-стратиграфические комплексы имеют сорванные тектонические контакты. В целом для терригенных толщ Накыпыйлякского покрова характерна расслоенная структура с пространственно разобщенными выходами разновозрастных отложений.

Залегающий структурно выше Накыпыйлякского покрова офиолитовый комп-

лекс расслоен на ряд самостоятельных пластин: ультрабазит-габбровую (Эконайский покров), плагиогранит-дайковую (Островной покров) и позднепалеозойско-триасовую вулканогенно-кремнистую (Ионайский и Кокуйский покровы). Эконайские покровы входят в систему опрокинутых к юго-востоку лежащих складок, ядра которых сложены породами Накыпыйлякского покрова, а крылья — офиолитами. Висячие крылья осложнены более мелкими складками (дигитации) [8]. Нередко по простиранию складки сменяются чешуями. В ряде мест, особенно там, где складчатые нарушения наименее интенсивны, удается видеть, что отложения Накыпыйлякского покрова, имея нормальную стратиграфическую последовательность в разрезе, перекрывают породы офиолитового комплекса. Хотя контакты в основании этих отложений тектонически сорваны, все же такие взаимоотношения позволяют думать, что в структуру Эконайских покровов попали участки, где юрско-нижнемеловые туфово-терригенные серии накапливались на деформированных породах офиолитовой ассоциации. Породы офиолитового комплекса сильно катаклазированы, часто превращены в милониты. В вулканогенно-кремнистых толщах горизонты катаклазитов, приуроченные к границам раздела отдельных пластин, достигают мощности в несколько сот метров. Разноцветные плитчатые и слоистые пачки кремнистых и кремнисто-глинистых пород интенсивно будинированы и раздавлены до образования бесструктурных хаотических брекчий. Как правило, брекчии, являясь образованиями послыными, имеют монокристаллический состав. Обломки катаклазитов сложены кремнистыми породами, а более глинистые разности, раздавливаясь, давали цементирующую массу. Нередко подобные брекчии ошибочно принимали за олистоостромы [2]. Наиболее интенсивно катакластические деформации проявлены в породах меланократового основания. Выходы габброидов, плагиогранитов и пород дайкового комплекса оказываются превращенными в массивы цеолит-пренит-цоизитовых брекчий. В этих массивах, дающих пологие мягкие формы рельефа, сохраняются фрагменты более или менее "свежих" пород. Образование подобных катаклазитов и милонитов отражает процесс расслоения пород офиолитовой ассоциации [41, 43].

Эконайская система покровов с размывом и несогласием перекрывается маастрихтскими отложениями (неоавтохтон), содержащими вулканогенные горизонты. Пространственно вулканы тяготеют к западной части рассматриваемой зоны. Таким образом, Эконайская система покровов сформировалась на рубеже кампана—маастрихта, в то время как окончательная структура Корякской системы покровов сформировалась после маастрихта—палеоцена (перед отложением эоценового неоавтохтона).

Исследования последних лет [11, 20] показали, что проблема возраста неоавтохтона Эконайской зоны более сложная, чем это представлялось ранее [29, 37]. Так, на простирании Эконайской зоны к югу, в хребте Расчлененном, сохраняется сложная покровная структура из пластин, по составу близких к описанным выше. Они включают верхнеюрско-нижнемеловые отложения яранайского комплекса, эконайские офиолиты и вулканогенно-кремнистые отложения среднего—верхнего триаса и накыпыйлякские верхнеюрско-нижнемеловые туфово-терригенные отложения пекульнейской свиты. Базальные слои неоавтохтона в этом регионе содержат кампанскую (возможно, сантонскую) фауну [10]. При общем сходстве с покровными комплексами Эконайской зоны левобережья р. Хатырки в хребте Расчлененном они имеют существенные отличия. Во-первых, среди вулканогенно-кремнистых толщ офиолитового комплекса не установлены палеозойские отложения; определения радиолярий дают только средне-позднетриасовый возраст. Во-вторых, в составе яранайского комплекса отсутствуют верхнемеловые образования, а появление значительного количества туфов сближает эти образования с чырынайской серией Майницкой зоны. В-третьих, в составе Накыпыйлякской пластины нет верхне-

меловых отложений. Эти данные заставляют считать, что Эконайская зона имеет сложное строение, слагающие ее покровы формировались в течение длительного времени и их становление происходило в несколько этапов. При этом каждый более ранний структурный комплекс со своим неоавтохтонным постепенно включался молодыми движениями во вновь создаваемую структуру с более молодым неоавтохтоном. Существенно мелководный тип отложений неоавтохтона указывает на то, что создаваемая предшествующими движениями структура в морфологическом плане имела вид поднятия, рост которого осуществлялся за счет причленения все более новых комплексов, в формационном плане близких к предшествующим, но со следами постоянного омоложения верхних частей разрезов, т.е. аккреции.

Территория, относимая к Камчатской складчатой системе, занимает южную часть Корякского нагорья. Отсюда она протягивается через Камчатский перешеек на юг, в пределы структур Западной, Центральной и Восточной Камчатки. Б.В. Ермаков [23] высказал предположение, что входящий в рассматриваемую систему Укэляятский прогиб является частью более крупной структуры, продолжающейся на восток, на Аляску, через шельф Берингова моря ("Укэляятско-Шумагинский флишевый прогиб"). Таким образом, Камчатская складчатая система характеризуется большой протяженностью. В отличие от Анадырско-Корякской системы она наиболее молодая. Ее формирование началось во второй половине мела. В корякской ее части выделяются две складчатые зоны — Укэляятская и Олюторская, выполненные различными верхнемеловыми формациями (см. рис. 1).

Укэляятская зона в пределах Олюторского полуострова сложена мощной терригенной флишоидной толщей (корякская или ильпийская серия). Обычно в ней выделяют аяонскую (сантон—кампан), тавенскую (кампан—маастрихт), мильгернайскую (маастрихт—дат) и вальенскую (палеоцен) свиты. Нельзя исключить возможность того, что Укэляятская зона сложена кампан-маастрихт-палеоценовой толщей и что перечисленные свиты — это разнофациальные одновозрастные отложения [29]. В пределах Западной Камчатки продолжением Укэляятской зоны является полоса распространения терригенных отложений лесновской серии и ее аналогов.

Граница между областью распространения терригенных флишоидных толщ Укэляятской зоны и покровно-чешуйчатыми структурами Анадырско-Корякской складчатой системы, как правило, тектоническая. От верховьев р. Апуки на западе до побережья Берингова моря на востоке она проходит по крупным разломам.

Основание верхнемеловых отложений Укэляятской зоны нигде не вскрыто. Можно предположить, что, как и в основании позднемелового неоавтохтона, перекрывающего более древние покровно-складчатые структуры юга Анадырско-Корякской системы, эти же структуры могут быть встречены местами и в основании укэляятских терригенных толщ. Возможно, что с таких позиций надо объяснять появление относительно древних горизонтов позднего мела в терригенной толще на самом западе Камчатки — в омгонской свите [15].

Олюторская зона занимает самое южное положение в Корякском нагорье, и в частности на Олюторском полуострове (южнее Укэляятской зоны). На Камчатке она включает большую часть Срединного хребта и систему Восточных хребтов, протягиваясь широкой полосой к востоку от структур, продолжающих Укэляятскую зону.

В пределах Олюторской зоны в отличие от Укэляятской доминируют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и кремнистые позднемеловые отложения: ватынская и ачайваямская серии в пределах Олюторского полуострова, ирунейская, кирганикская, валагинская и кумрочская серии на Камчатке.

На Олюторском полуострове северной границей зоны служит протяженный Ватынский надвиг, отмечаемый многими исследователями [3,29]. По этому надвигу кремнисто-вулканогенные отложения альб-кампанской ватынской серии с аллохтонными массивами габбро-гипербазитов перекрывают позднемеловую флишеидную толщу Укэлятской зоны. Породы ватынской серии имеют складчато-чешуйчатое внутреннее строение. Поверхности срыва приходится на разные уровни разреза вулканогенно-кремнистой толщи, что создает сложную расчлененную структуру. В пределах северной фронтальной части надвига и за его пределами в виде тектонических останцов располагаются аллохтонные пластины габбро-гипербазитового комплекса. Они занимают верхнее структурное положение в покровном пакете. Гипербазиты представлены дунит-клинопироксенит-верлитовой ассоциацией.

В южном направлении ватынская серия надстраивается вулканогенными образованиями ачайваемской свиты. Они прорваны массивами габбро-плаггиогранитного комплекса (возраст 72—76 и 50—65 млн лет).

На Камчатке контакт позднемеловых терригенных и вулканогенно-осадочных комплексов рассматриваемых зон также проходит по крупному регионально выдержанному пологому Лесновскому надвигу [21,53]. По нему породы ирунейской серии с зонами милонитизации в основании перекрывают лесновскую серию. Как и для ватынской серии, для ирунейской характерна складчато-чешуйчатая внутренняя структура с общим падением плоскостей срыва в восточном направлении.

Таким образом, при переходе с Олюторского полуострова на Камчатку в пределах Олюторской зоны сохраняется не только тип отложений, но и внутренняя структура и характер соотношения с Укэлятской зоной. Все это дает основание выделять для позднемелового периода единую Камчатскую складчатую систему, включающую юг Корякского нагорья и Камчатку.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мезозойские отложения Корякского нагорья четко разделяются на три структурно-стратиграфических комплекса: ранне-, средне- и позднемезозойский. Положение каждого комплекса в структуре всего нагорья и отдельных зон весьма обособленно. Эти комплексы сложены отличающимися друг от друга рядами формаций, их формирование протекало на разных этапах развития, между которыми происходили весьма крупные перестройки в структурном плане и направленности развития палеобассейнов. Реальность существования каждого комплекса хорошо проявляется на детальном геологическом картах.

Раннемезозойский структурно-стратиграфический комплекс включает в себя прежде всего триасовые отложения. В Таловско-Пекулейской зоне с триасовыми отложениями тесно связаны нижне- и среднеюрские, которые также входят в этот комплекс. Долгое время его роль в строении более восточных зон Корякского нагорья оставалась нераскрытой, что повлекло многие ошибочные построения. Это объясняется тем, что сведения о триасовых отложениях на востоке нагорья были очень фрагментарными, так как основывались на единичных выходах, охарактеризованных остатками пеллиципод, кораллов и других макроорганизмов. Положение резко изменилось после того, как для датировок кремнистых толщ стали использовать радиолярии и конодонты; ареал распространения триасовых отложений резко расширился и охватил почти все зоны Анадырско-Корякской системы.

В отношении границ нижнего структурно-стратиграфического комплекса в пределах Алганско-Майницкой и Эконайской зон пока остается много вопросов. Наиболее полно в этих зонах представлены средне- и особенно верхне-

триасовые отложения. Однако сейчас появились данные о присутствии нижнетриасовых отложений и есть свидетельства того, что местами существуют постепенные переходы между ними и позднепалеозойскими. В таком случае они могут оказаться разновозрастными членами одного структурного комплекса. Пока соотношение триасовых и верхнепалеозойских отложений нуждается в дополнительном изучении.

Верхняя граница раннемезозойского структурно-стратиграфического комплекса также пока точно не установлена, и, по-видимому, она уходит за пределы триаса. В 1985 г. на левобережье р. Ваамочки в едином разрезе с верхнетриасовыми отложениями были обнаружены и нижнеюрские. Это важное открытие позволяет сократить временной рубеж между раннемезозойскими и средне-мезозойскими структурно-стратиграфическими комплексами в восточных зонах Корякского нагорья до интервала средняя юра—начало поздней юры. Почти полное отсутствие в этих зонах среднеюрских отложений свидетельствует, вероятно, о крупных тектонических событиях на этом рубеже в пределах Корякского нагорья¹.

Начало формирования средне-мезозойского структурно-стратиграфического комплекса определенно вырисовывается с волжского, а в ряде зон с кимериджского века и продолжалось большую часть неокома. Количество информации об этом этапе развития Корякского нагорья резко возросло после того, как для стратиграфического расчленения кремнистых отложений начали использовать комплексы радиолярий, выделенные путем кислотного травления образцов пород. Хотя сведений о средне-мезозойском этапе развития нагорья полнее, чем о раннемезозойском, многие события этого этапа замаскированы более молодыми деформациями. Вопрос о верхней временной границе среднего структурно-стратиграфического комплекса не везде ясен из-за плохой фаунистической охарактеризованности меловых толщ. Эта граница везде обусловлена тектоническими перестройками, но далеко не во всех зонах можно точно определить, когда эти движения происходили. В целом по зонам этот интервал определяется в пределах баррема—раннего альба.

Формирование поздне-мезозойского структурно-стратиграфического комплекса началось в позднем альбе и продолжалось до конца мела, но в некоторых зонах крупные перестройки произошли перед маастрихтом.

Ниже приведены краткие характеристики основных типов формаций, принимающих участие в строении каждого структурно-стратиграфического комплекса.

Основные типы формаций раннемезозойского этапа развития

К моменту начала работ Корякской комплексной геологической экспедиции Геологического института АН СССР и Северо-Восточного Комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР (1976 г.) сведения о триасовых отложениях в Корякском нагорье были крайне незначительны. Неудивительно, что в "Геологии СССР" [13] о них вообще не упоминается. В связи с этим были распространены представления о квази-платформенном этапе развития Корякского нагорья в раннем мезозое [14] или о вторичном рифтогенезе [1, 49]. Позднее были высказаны мнения о начале переходной ста-

¹ Изолированные мелкие выходы (подобные наблюдаемому в бассейне р. Песчаной [29, 38]) ааленских пиритизированных черных сланцев, битуминозных мергелей и известняков с многочисленными пелециподами и аммонитами, резко отличающимися по фаціальным условиям образования от позднеюрско-неокомовых комплексов, вероятно, являются экзотическими фрагментами, захваченными при формировании структур Эконайской зоны.

дии развития Корякского нагорья в триасе [24, 29], основанные на факте обнаружения островодужных и олистостромовых образований.

Принципиально иные представления — о существовании в восточной части Корякского нагорья в триасе океанического бассейна — были выдвинуты после получения данных о широком распространении триасовых вулканогенно-кремнистых толщ [29, 47]. Исследование вулканогенно-кремнистых толщ специалистами по микрофауне дало неожиданные результаты. В полях развития вулканогенно-кремнистых толщ с телами верхнепалеозойских известняков были обнаружены триасовые конодонты и радиолярии [4, 5]. Это внесло существенные изменения в представления о возрасте вулканогенно-кремнистых толщ в Корякском нагорье. Исследователи, которые основывались только на определениях макрофаунистических остатков и не придавали должного значения структурным наблюдениям, придерживались точки зрения о существовании ограниченного количества вулканогенно-кремнистых толщ. Одни считали вулканогенно-кремнистые отложения палеозойскими [44], другие — юрско-раннемеловыми [14], третьи выделяли среди них палеозойские и позднемеловые образования [48]. На основании микрофауны среди вулканогенно-кремнистых толщ в Корякском нагорье палеонтологически доказано существование позднелпалеозойских, триас-раннеюрских, позднеюрско-раннемеловых и позднемеловых.

Недостаточная изученность отложений раннемезозойского комплекса Корякского нагорья (и в первую очередь триасовых) пока не позволяет уверенно выделить в них конкретные формации и провести их типизацию. В литературе имеются лишь весьма краткие и очень обобщенные описания этих толщ. Тем не менее личные наблюдения в Эконайской и Майницкой зонах (см. рис. 1), а также знакомство с описаниями более западных зон убеждают нас, что раннемезозойский структурно-стратиграфический комплекс включает фрагменты разных формаций. Особенно велика разница между формациями Талово-Пекульнейской зоны и более восточных зон Анадырско-Корякской складчатой системы. В первой зоне во всех встречаемых ассоциациях отложений, как в триасовой, так и в юрской части разреза, доминирует обломочный материал (терригенный, вулканомиктовый и туфовый). При выделении формаций большая их часть попадает в группу туфово-терригенных. Во многом Таловско-Пекульнейская зона сходна с более западными структурами тихоокеанского обрамления.

В восточных зонах Корякской складчатой системы характерными для большинства ассоциаций являются кремнистые породы. Это спилито-кремнистая, туфово-кремнистая, кремнистая и терригенно-кремнистая ассоциации. Они встречаются в разных чешуях и блоках, и сейчас нельзя окончательно решить, были ли они частями (градациями) единой эффузивно-кремнистой формации, возникшими в разных структурных зонах единого бассейна и латерально сменявшимися друг друга, или представляют собой фрагменты самостоятельных формаций из кремнистой группы. Особой ассоциацией в составе триасовых кремнистых толщ является экзотическая. Наряду с группой кремнистых формаций в восточных зонах Корякского нагорья встречены фрагменты эффузивно-туфово-вулканомиктовой формации.

Группа туфово-терригенных формаций. Как отмечалось, фрагменты формаций этой группы распространены в пределах Таловско-Пекульнейской зоны. Согласно описаниям, имеющимся в работах В.П. Зинкевича [24, 29], в разных структурах этой зоны вскрыты части разрезов, представленные туфово-терригенной, олистостромовой и глинисто-песчанниковой ассоциациями.

Туфово-терригенная ассоциация распространена в западной части Ваежского поднятия, в междуречье рек Тыхлываями—Ваеги, и представлена песчаниками разнообразного состава (аркозовыми, полимиктовыми, вулканомиктовыми), туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами среднего состава,

гравелитами с горизонтами внутрiformационных конгломерато-брекчий и конгломератов. Обломочный материал последних состоит из кремнистых пород, спилитов, диабазов, граувакк. Возраст ассоциации норий—рэт. Мощность достигает 400 м.

Олистостромовая ассоциация распространена к востоку от р. Ваеги. Она как бы замещает в этом направлении туфово-терригенную ассоциацию. Характерным членом ассоциации являются валунно-глыбовые брекчии, мощность горизонтов которых достигает 50—60 м. Они состоят из обломков и глыб песчаников, аргиллитов, кремнистых пород, филлитов, трондьемитов, мраморизованных известняков. Олистоолиты палеозойских (S, D, C) известняков достигают размеров 60×150 м. Вмещающие олистостромы слои имеют туфово-терригенный состав. Возраст толщи норий—рэт.

Глинисто-песчаниковая ассоциация выделена по отложениям нижней и средней юры, которые встречаются в Усть-Бельских горах, но развиты фрагментарно. Ассоциация представлена песчаниками и алевролитами с известковистыми конкрециями. Среди песчаников различаются вулканомиктовые и полимиктовые разности. Мощность достигает 2000 м.

Группа кремнистых формаций. Наиболее разнообразно группа кремнистых формаций представлена в структурах Эконайской зоны, где, по данным микропалеонтологии, вскрыто несколько разновозрастных толщ, сложенных разными ассоциациями пород. Фрагментарно некоторые из этих ассоциаций встречаются в виде глыб в серпентинитовых меланжах, а местами и в самостоятельных пластинах Алганско-Майницкой зоны. Ниже приведено описание основных кремнистых ассоциаций.

Эффузивно-кремнистая ассоциация развита в покровных структурах Эконайской зоны и в виде отдельных фрагментов в меланжах Алганско-Майницкой зоны. Осадочную часть разрезов слагают главным образом кремнистые породы. Это серые, зеленовато-серые, красноватые, вишневые и темно-серые кремни; много яшм и радиоляритов. В некоторых разрезах встречаются фтанитоиды, а также кремнисто-глинистые породы. Характерны пачки плитчатых, слоистых, иногда тонкослоистых ленточных кремней. Кремнистые пласты мощностью до 5 см (реже до 10) разделяются в них глинистыми слойками мощностью от первых миллиметров до 0,5 см. Горизонты лав основного состава имеют мощность от первых метров до 20—40 м. Характерны разности с шаровой и канатной отдельностями. Количество лав варьирует, и в зависимости от этого меняется мощность разрезов от первых сотен до 500—700 м. Возраст отложений рассматриваемой ассоциации T₂—T₃.

Нередко породы эффузивно-кремнистой ассоциации пространственно связаны с выходами серпентинитового меланжа (реки Подгорная, Емраваам и др.).

Кремнистая ассоциация распространена в покровах Эконайской зоны и в меланжах Алганско-Майницкой. Представлена толщей чередования кремнистых пород зеленого и серого цвета, в которой изредка встречаются пестроокрашенные пачки из красноватых, вишневых, бурых кремней, а также из темно-серых и черных кремней и фтанитоидов. Для большей части толщи характерно правильное ритмичное чередование слоев (плиток) кремней мощностью 2—7 м, разделенных миллиметровыми слойками глинистого материала. Равномерноплитчатые пачки внешне неотличимы от подобных в спилито-кремнистой ассоциации. Встречаются также неравномерноплитчатые пачки с мощностью слоев от 1—2 до 20—40 см, а также прослой массивных кремней. В таких пачках меньше радиоляритов, а единичные радиолярии имеют плохую сохранность (перекристаллизованы). В ряде разрезов кремнистые породы содержат тела верхнепалеозойских известняков. Стратиграфический интервал кремнистой ассоциации T—J₁. Истинную мощность определить трудно, так как кремнистые толщи смяты в сложные складки, гофрированы и часто имеют

чешуйчатую структуру. Мощность, по приблизительной оценке, составляет первые сотни метров.

Туфово-кремнистая ассоциация в настоящее время установлена только в Эконайской зоне. Представлена чередованием горизонтов разнообразных кремнистых пород, в том числе радиоляритов, с прослоями и пачками туфов и туфосилицитов. Кремнистые породы различаются по цвету и мощности слоев. Встречаются кремни зеленовато-серые, серые, темно-серые до черных, а также фтанитоиды. Мощность отдельных слоев от 1 см до 1—2 м. В кремнистых горизонтах наряду с пачками раномерноплитчатых кремней (3—8 см) выделяются пачки неравномерноплитчатых (1—50 см) и пласты массивных кремней (до 1 см). Туфогенные породы располагаются в разрезе неравномерно, или в виде отдельных прослоев (от 10 см до 4 м), или в виде слоистых пачек мощностью до 40—50 м. Подобные пачки могут состоять из туфосилицитов, туффитов, туфов. Туфы представлены разностями гравийной, псаммитовой, алевроитовой и пелитовой размерности. Часто они имеют ритмичную и градационную слоистость. Характерны горизонты нестратифицированных массивных равнозернистых псаммитовых туфов мощностью до 1—6 м. В некоторых разрезах встречаются маломощные прослои (20—80 см) лав, часто линзовидной формы. В туфах содержатся тела известняков. Одни из них представляют собой экзотические обломки размером от нескольких сантиметров до нескольких метров и встречаются во всех разрезах рассматриваемой ассоциации. Более локально распространены линзы мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. Слагающие их известняки содержат примесь из обломков вулканического материала и явно расположены *in situ*.

Для рассматриваемой ассоциации характерны также кремнеобломочные породы алевролитовой, псаммитовой и гравийной размерности. Выделяются две разновидности. Первая, монокристаллическая, имеет однородную темно-серую окраску и состоит из обломков кремней и радиоляритов разной степени окатанности. Вторая разновидность имеет более пестрый состав: кроме разнообразных и разноцветных кремней, содержит обломки основных вулканитов и плагиогранитов. Кремнеобломочные породы образуют самостоятельные пачки мощностью в несколько десятков метров или переслаиваются с кремнистыми породами. Отдельные пачки переслаивания характеризуются градационной слоистостью.

Привлекает внимание то, что внутриформационные известняки нигде не наблюдались вместе с кремнеобломочными породами первой разновидности. Вероятно, это объясняется их приуроченностью к отложениям разных фациальных типов (прежде всего разной глубинности). В то же время весьма обычны парагенез экзотических глыб палеозойских известняков и пестрых кремнеобломочных пород, вероятно содержащих обломки палеозойских кремней.

Терригенно-кремнистая ассоциация установлена в верховьях р. Ермаваам [6], где она обнажается в составе субавтохтона и тектонически перекрыта пластинами чирынайской серии и серпентинитового меланжа. Нижняя часть толщи сложена вулканомиктовыми песчаниками с примесью тефрогенного материала в виде плагиоклазовой и пироксеновой кристаллокластики. Песчаники мелко-, средне- и грубозернистые, достаточно хорошо сортированные, неслоистые. Обломочный материал состоит из эффузивов среднего, основного и кислого состава, туфов, зерен плагиоклазов из группы андезина, пироксена и кварца. Грубозернистые песчаники содержат эдафогенные обломки алевропелитов и кремнистых пород. Массивный характер песчаников, отсутствие в них четко проявленной слоистости и первичноглинистого цемента, возможно, свидетельствует об их отложении зерновыми потоками. Наряду с песчаниками встречаются пачки темно-серых алевролитов, алевролитов с тонкими прослоями и линзами серых и зеленовато-серых кремней, а также линзы (мощностью 20—50 см) серых окремненных пород.

Верхняя часть разреза имеет существенно кремнистый состав. Массивные кремни чередуются с пачками плитчатых, слоистых кремней (мощность слоев 2—15 см), с пластами темно-серых и черных фтанитоидных кремней, вулканомиктовых песчаников, алевролитов и алевропелитов. Среди кремнистых пород были найдены обломки (до 1 м в диаметре) известняков верхней перми. Комплекс радиоларий позволяет датировать всю толщу поздним анизием—средним норием, причем основная часть обломочных пород сосредоточена в разрезе среднего триаса. Мощностью оценивается в несколько сот метров.

Экзотическая ассоциация относится к триасовой кремнистой группе формаций Корякского нагорья. Для нее характерно обилие известняков с верхнепалеозойскими фаунистическими остатками, на основании которых определялся возраст вмещающих отложений. После доказательства триасового возраста вмещающих известняки пород эти отложения были описаны под названием "экзотические толщи" [47]. Известняки распространены здесь среди отложений всех рассмотренных выше ассоциаций. Они встречаются и в виде отдельных расчлененных глыб, и в виде горизонтов микститов. Эти своеобразные толщи имеют важное значение для палеогеографических и палеотектонических реконструкций и заслуживают более детального рассмотрения.

Изолированные глыбы известняков встречаются в туфах, кремнисто-глинистых и кремнистых породах. Многие известняки несут следы явно мелководных образований, чуждых как в возрастном, так и в фациальном отношении для вмещающих их более глубоководных отложений. Экзотичность известняков подчеркивается и тем, что они содержат тетический комплекс фаунистических остатков, чем резко отличаются от одновозрастных палеозойских отложений близлежащего континентального обрамления, характеризующихся бореальной фауной. Известняки представлены органогенными, органогенно-обломочными и мраморизованными кристаллическими разновидностями. Набор органических остатков достаточно богатый: брахиоподы, мшанки, остракоды, криноидеи, кораллы и фузулиниды. Последние наиболее характерны и являются видами тетической провинции. Обломки размером от нескольких сантиметров до первых метров имеют округлую форму, тогда как более крупные тела, протяженностью в десятки и сотни метров при мощности в первые метры и десятки метров, имеют вытянутую вдоль напластования линзовидную форму.

Как уже отмечалось, в триасовую экзотическую ассоциацию входят и горизонты микститов хаотического строения мощностью до 100 м. В генетическом отношении намечается два их типа — подводно-оползневой и тектонический. Однако на практике далеко не всегда удается уверенно отнести конкретный микститовый горизонт к тому или иному типу. Отличительная черта всех рассматриваемых микститов — присутствие многочисленных обломков известняков примерно тех же типов, что и в отмеченных выше изолированных глыбах. Размер их различен — от обломков в несколько сантиметров до олистолитов протяженностью 10—30 м и толщиной 1—10 м. Кроме известняков, в микститах присутствуют обломки кремнистых пород и вулканитов. Цемент обвального-оползневых микститов кремнисто-глинистый либо песчано-глинистый. Иногда в цементе видны подводно-оползневые складки.

Тектонические микститы (тектониты) отличаются от микститов обвального-оползневого типа прежде всего вмещающим матриксом, который представляет собой черный милонит, развитый по кремнистым или туфогенным породам. Внешне такой цемент бывает трудно отличить от кремнисто-глинистого цемента осадочных микститов, для этого необходимы микроскопические исследования. В тектонитах наряду с блоками палеозойских известняков иногда встречаются известняки, засоренные вулканогенно-обломочным материалом, аналогичные тем редким линзам известняков *in situ*, которые были отмечены в туфово-кремнистой ассоциации.

Изолированные экзотические тела известняков и микститы присутствуют в ассоциациях кремнистой группы как совместно, так и независимо друг от друга. Они обнаружены в разрезах триасовых отложений в интервале от ладинского до норийского яруса включительно.

Примечательно, что породы обломочной составляющей экзотической ассоциации, и прежде всего известняки, аналогичны входящим в палеозойские комплексы. Последние зажаты в виде самостоятельных пластин среди пластин триаса в сложной покровно-складчатой структуре Эконайской зоны.

Эффузивно-туфово-вулканомиктовая формация. Основными членами, создающими облик формации, являются разнообразные эффузивы и породы субвулканических тел, разнообразные туфы, в том числе грубые, а также перетолженные тефрогенные породы, вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники, кремнистые аргиллиты и туфоаргиллиты. Эти вулканические и осадочные породы образуют несколько естественных ассоциаций, характер соотношения между которыми наблюдается лишь в наиболее крупных блоках, подобных вскрытым в хребте Кэнкэрэн и в бассейне р. Выходной. Более мелкие блоки обычно сложены фрагментами лишь одной ассоциации.

Положение формации в структурах восточной части Корякского нагорья неодинаковое и в ряде случаев не совсем ясное. Так, один из наиболее крупных выходов ее отложений в хребте Кэнкэрэн отделен от окружающих верхнеюрско-нижнемеловых отложений Алькатваамской зоны (верхнего Алькатваамского покрова) крутыми тектоническими контактами. Не исключено, что это фрагменты фундамента этой зоны. Второй относительно крупный их выход вскрыт на водоразделе оз. Пекульнейского и р. Рынатанмельгин, на левом берегу р. Выходной. В основании он имеет зону меланжей, по которой надвинут к югу на вулканогенно-кремнистые комплексы верхнего палеозоя и триаса Эконайской зоны. С севера этот выход ограничен полосой меланжа от верхнеюрско-нижнемеловых отложений Алькатваамской зоны. Кроме того в пределах этой зоны отложения рассматриваемой формации известны в районе горы Ржавой [52]. В виде относительно небольших блоков они установлены в меланжах Майницкой зоны в верховьях р. Емраваам [6] и р. Малый Научирынай [52].

Большое значение для понимания рассматриваемой формации имеет выход ее отложений в бассейне р. Выходной. Здесь в строении формации участвует несколько ассоциаций. В нижней части выделяется толща массивных андезитобазальтов и андезитов с отдельными прослоями зеленых туфов. Мощность этой толщи 100—200 м. Для вышележащей части разреза характерна пестрая ассоциация, состоящая из шаровых лав миндалекаменных базальтов, пластов разнообразных порфиритов, силлов и даек диабазов, кристаллокластических туфов. Вся толща пронизана многочисленными субвулканическими телами кислых пород, в некоторых случаях с взрывной брекчированной текстурой. С лавами этой пестрой ассоциации связаны маломощные горизонты органогенных известняков с отдельными слоями, образованными багряными водорослями и одиночными кораллами, оолитами, ракушняками с многочисленными галобиями, указывающими на норийский возраст [52]. Общая мощность отложений этой части разреза несколько сот метров.

Самостоятельную ассоциацию образуют зеленые грубообломочные туфы и гиалобрекчии миндалекаменных базальтов. В тех и других намечается грубая субпараллельная слоистость, выраженная в вариациях размера обломков и в их ориентации. Мощность этих отложений 150—200 м. Эта ассоциация, по видимому, тесно связана с предыдущей, замещая ее по латерали и вертикали.

Самостоятельную ассоциацию образуют черные тонкослоистые алевропелиты с прослоями кремнистых туфоаргиллитов и зеленых туфов. В кремнистых про-

слоях содержатся остатки позднеюрско-палеогеновых радиолярий. Эта ассоциация, по-видимому, образует несколько самостоятельных пачек (мощностью до нескольких десятков метров) среди лав, хотя контакты с ними обычно сорванные.

В верхах толщи выделяется существенно терригенная пачка мощностью около 100 м, содержащая редкие относительно маломощные потоки лав. Основными отложениями этой пачки являются серые полимиктовые песчаники. Наблюдается чередование грубозернистых массивных или грубокослоистых песчаников с более мелкозернистыми горизонтально-слоистыми. В грубозернистых разностях встречаются рассеяные хорошо окатанные гальки кремней и туфов. Из этих кремней были выделены среднетриасовые радиолярии.

Среди песчаников встречаются отдельные пласты темно-серых глинистых песчаников и алевролитов с обугленными растительными остатками. Для этих пород характерны неслоистая комковатая текстура и присутствие в них мелких окисленных сидеритовых конкреций. Многие растительные остатки представляют собой подземные части стеблей триасовых хвощей. По-видимому, эти пласты являются горизонтами гидроморфных палеопочв, формировавшихся в периоды осушения мелководных участков. Мощность этих пластов составляет несколько десятков сантиметров.

Основная часть магматических пород относится к известково-щелочной дифференцированной серии. Имеются указания на присутствие пород бонинитовой серии.

В хребте Кэнкэрэн к рассматриваемой формации относятся отложения нытымокинской свиты [52]. Они представлены главным образом туфами, тефроидами и вулканомиктовыми алевролитами и песчаниками с редкими горизонтами лав среднего состава и прослоями известняков и кремнистых пород. Среди туфов встречаются разности кислого, среднего и основного состава, по размерности варьирующие от алевроитовых до агломератовых. Для толщи характерны многочисленные находки брахиопод, пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, аммоноидей, наутилоидей, криноидей, мшанок, склерактиний, фораминифер, багряных водорослей, гидроидов. Многие из них представляют собой типичные тетические виды [7]. Возраст толщи поздний карний—норий.

По сравнению с одновозрастной толщей бассейна р. Выходной в хребте Кэнкэрэн доминируют осадочные ассоциации, накопленные на большем удалении от центров извержения.

Фрагмент рассматриваемой формации, встреченный в виде блока в полосе Верхнехатырского меланжа, сложен вулканогенно-обломочной толщей. Главную часть разреза составляют валунно-глыбовые брекчии (глыбы до 1,5 м) и конгломерато-брекчии. Среди обломков преобладают хорошо окатанные мелкопузыристые порфиновые андезиты, кварцевые порфиры, кислые эффузивы типа отложений пемзовых потоков. Реже встречаются обломки габбро-диабазов, кварцевых порфиров, дацитов, полимиктовых песчаников. Цемент конгломерато-брекчий сложен перетертой темно-зеленой хлоритизированной гялокластитовой массой, в которой заключено много мелких обломков андезитов и зерен пироксенов. Горизонты конгломерато-брекчий разделены пачками ритмичного чередования тонкозернистых пород. Мощность ритмов несколько метров. В основании ритмов залегают зеленые грубозернистые вулканомиктовые песчаники, содержащие большое количество хлоритизированных стекол и обломков основной массы андезитов. По составу они близки к цементу конгломерато-брекчий. Грубозернистые песчаники перекрываются мелкозернистыми темно-зелеными песчаниками. Они сложены хлоритизированной гялокластикой, почти утратившей обломочные контуры и превращенной в псевдобазальный цемент. В этой массе заключены совершенно неокатанные зерна моноклинного пироксена, составляющие 50% породы. В значительно меньшем количестве при-

существуют обломки андезитов, и почти полностью отсутствуют зерна плагиоклаза и кварца. Отсутствие минералов легкой фракции и обогащенность пироксенами, вероятно, обусловлены шлихованием обломочного материала. Верхний элемент ритма слагают темно-серые рассланцованные аргиллиты, как массивные, так и тонкослоистые, с окремненными прослоями. Аргиллиты сложены криптозернистой глинистой массой, содержащей большое количество тонкорассеянного органического вещества. Окремненные прослои обогащены остатками радиолярий. Судя по шлифам, преобладают формы, сопоставимые с выделенными из позднекарийских—средненорийских кремней. В аргиллитах содержатся многочисленные отпечатки *Nabobia ex gr. austriaca* Mojs, *N. sp. indet.*, свидетельствующие о ранненорийском возрасте [6].

В толще встречаются параллельные напластованию дайки (возможно, силлы) изверженных пород среднего состава. По нашему мнению, данная ассоциация сформировалась в депрессии на склоне вулканического поднятия.

Таким образом, рассматриваемая формация в целом охарактеризована различными ассоциациями. Однако общим для них всех является обилие разнообразного туфового материала, что указывает на близость их формирования к районам интенсивного вулканизма. Высокий коэффициент эксплозивности, преобладание среди магматических пород производных известково-щелочной серии, указания на присутствие пород бонинитовой серии, присутствие заведомо мелководных и даже субазральных отложений — все это свидетельствует о том, что формирование эффузивно-туфово-вулканомиктовой формации было связано с развитием вулканического поднятия (гряды) с островодужным типом вулканизма. Возможно, это была типичная островная дуга или ряд дуг.

Соотношение формаций и их палеотектоническая интерпретация. Выше было показано, что формации раннемезозойского структурно-стратиграфического комплекса в западной и восточной зонах Корякского нагорья резко отличаются друг от друга. Многие особенности состава пород, входящих в ассоциации, отмеченные в Таловско-Пекульнейской зоне и на Ваежском поднятии (например, аркозы среди песчаников или обломки известняков олонского облика), свидетельствуют о поступлении по крайней мере части обломочного материала со стороны континента.

Как известно, в триасе—юре на обрамлении Сибирской платформы развивался обширный бассейн с внутренними поднятиями различного типа [30]. Этот бассейн находился в пределах единой зоогеографической провинции. Таловско-Пекульнейская зона представляла собой часть этого бассейна, которая располагалась перед протяженной Удско-Мургальской островной дугой [28, 30].

В иных условиях и в пределах другой зоогеографической провинции были сформированы триас-раннеюрские комплексы, вскрытые в восточных зонах Корякского нагорья. Они пространственно и, по-видимому, генетически связаны с офиолитами и верхнепалеозойскими отложениями, входящими в структуру тех же зон нагорья. Многие исследователи подчеркивают тетический характер биоценозов, характеризующих позднепалеозойские и триасовые отложения восточных зон Корякского нагорья [7, 47, 48]. Отмечается сходство корякских отложений с одновозрастными отложениями Японии, Сахалина, Приморья. Таким образом, сопоставление формаций западной и восточной частей Корякского нагорья приводит к заключению, что они образовались на совершенно разных палеоширотах; триасовые отложения (как и верхнепалеозойские) были накоплены в пределах какой-то части южного палеокеана (палео-Тетиса?). Основное перемещение соответствующего ей блока коры в пределы более высокоширотного Корякского бассейна, по-видимому, происходило со второй половины J_1 до второй половины J_2 . Однако начало этих движений и связанных с ними структурных перестроек, вероятно, относится к триасу. Мы предполагаем, что с этими движениями были связаны интенсивное раз-

рушение более ранних палеозойских структур и попадание их фрагментов в виде экзотической ассоциации в триасовые отложения.

Используемые для расшифровки первичного положения основных структурных зон Корякского нагорья традиционные методы палинспастических реконструкций с последовательным разворачиванием тектонических покровов и снятием эффекта более молодых деформаций позволяют вскрыть главным образом первоначальные соотношения позднеюрско-меловых бассейнов. В то же время они мало дают для понимания первичного соотношения между ассоциациями триасовых отложений восточных зон, которое было нарушено до попадания этих отложений в корякские структуры. Только надежные палеомагнитные данные, возможно, смогут внести какую-то ясность. Пока о характере структур на том участке палеобассейна, где происходило формирование триасовых ассоциаций, ныне вскрытых в восточной части Корякского нагорья, можно приближенно судить по результатам формационного анализа отложений.

На основе такого анализа резко обособляется эффузивно-туфово-вулканомиктовая формация. Ее формирование происходило в структурах (или структуре) типа островных дуг. В ней широко развиты разнообразные туфы, тефроиды, вулканомиктовые обломочные породы, локальные потоки различных по составу лав — от основных до кислых. В ассоциации с вулканогенным встречаются известковистые породы и мелководные известняки, содержащие остатки богатой и разнообразной фауны. Некоторые известняки представляли собой биогермы, развивавшиеся на вулканическом основании. Часть отложений накапливалась в более глубоководных условиях у подножия вулканических поднятий. Перемещение материала вниз по склону осуществлялось различными гравитационными автокинетическими потоками, причем сам материал часто проходил предварительную стадию окатывания и шлихования в прибрежных мелководных условиях. В целом контрастные фациальные условия были весьма характерны для накопления рассматриваемой формации.

Как отмечалось выше, иную (свою) группу образуют эффузивно-кремнистые, кремнистые, туфово-кремнистые и терригенно-кремнистые ассоциации. Пространственную связь этой группы с офиолитами можно рассматривать как одно из косвенных доказательств их образования в бассейне с океаническим типом коры. Недифференцированные основные эффузивы первой ассоциации внешне сходны с высокотитанистыми базальтоидами из палеозойских эффузивно-кремнистых комплексов в Эконайской и Майницкой зонах [9]. Если подтвердится и петрохимическое их сходство, то можно рассматривать их как свидетельство формирования этой ассоциации в зонах с повышенной мощностью океанической коры, в частности в зонах рифтогенеза. Обращает на себя внимание тот факт, что именно эффузивно-кремнистая ассоциация пространственно наиболее тесно связана с офиолитами.

Кремнистая ассоциация является самой маломощной в ряду ассоциаций данной группы, и после уточнения мощностей и стратиграфического объема, возможно, в ряде разрезов будет доказан конденсированный тип осадконакопления. По-видимому, кремнистая ассоциация по сравнению с другими характеризует наиболее пелагическую зону в триасовом палеобассейне.

Туфово-кремнистая ассоциация, как было показано выше, представлена отложениями двух фациальных зон разной глубинности, отличающихся друг от друга присутствием сингенетичных седиментационных известняков. Для бескарбонатной, более глубоководной, характерны горизонты монолитических кремнеобломочных пород алевропсаммитовой размерности. Они аналогичны эдафогенным кремнеобломочным породам, встречающимся во многих геосинклинальных кремнистых толщах, и, по-видимому, также возникали при появлении на дне бассейна, при росте и активном тектоническом разрушении внутренних гряд [16]. В целом накопление туфово-кремнистой ассоциации вряд ли происходило

на значительном удалении от вулканических поднятий. Скорее всего, оно происходило на склонах таких поднятий, выше и ниже уровня карбонатной компенсации. По-видимому, это были сложные гетерогенные структуры, в строении которых принимали участие верхнепалеозойские вулканогенно-кремнистые и органично-карбонатные комплексы. Активное разрушение этих поднятий, прежде всего под воздействием тектонических факторов, способствовало попаданию на их склоны крупных карбонатных глыб и отторженцев.

Терригенно-кремнистая ассоциация тесно связана с вулканическим поднятием островодужного типа. Это была более ранняя островная дуга по сравнению с теми, в пределах которых формировалась поздне триасовая эффузивно-туфово-вулканомиктовая формация, так как основная масса туфового и вулканомиктового материала сосредоточена на анизийско-ладинском уровне.

Таким образом, формационная характеристика триасовых комплексов, вскрытых в восточных зонах Корякского нагорья, свидетельствует о том, что они были сформированы в разных структурных зонах: в пределах островных дуг и на некотором удалении от них, в депрессиях с пелагической седиментацией (местами с рифтогенным вулканизмом), а также на склонах сложных внутренних бассейновых поднятий. Для одних структур предполагается типичная океаническая кора, для других — субокеаническая, возникавшая при заложении и развитии на океанической коре островных вулканических дуг. Однако до восстановления первичного положения всех ассоциаций в палеобассейне нельзя окончательно решить, является ли кремнистая ассоциация типичными пелагическими отложениями триасового океана, т.е. мезоокеана, в понимании Ю.М. Пущаровского и С.В. Руженцева [36]. Возможно, ее следует рассматривать как пелагические отложения одного из окраинных морей в сложной зоне перехода океан—континент, напоминающей современную юго-западную часть Тихого океана, включающую систему вулканических дуг и глубоководных впадин Филиппинского моря. Как показали исследования И.В. Хворовой и С.В. Руженцева [51], в современных окраинных морях и частях океана, расположенных в одном климатическом поясе, состав пелагических отложений сходный.

Основные типы формаций средне мезозойского этапа развития

Отложения средне мезозойского структурно-стратиграфического комплекса попадают, как отмечалось выше, в стратиграфический интервал от кимериджа до раннего альба включительно. Указанный комплекс известен во всех рассматриваемых зонах Корякской складчатой системы. Однако далеко не везде он доказан в полном объеме. Хотя степень изученности отложений этого комплекса, и прежде всего полнота сборов фаунистических остатков, не позволяет сделать окончательный вывод, имеющиеся факты указывают скорее на то, что возрастные пределы рассматриваемого комплекса в разных зонах и даже в разных структурных элементах одной зоны могут быть неодинаковыми.

В Таловско-Пекульнейской зоне отложения средне мезозойского структурно-стратиграфического комплекса занимают наиболее низкое структурное положение и выделяются под названиями целого ряда местных свит. Наиболее полные разрезы данного комплекса в Таловско-Пекульнейской зоне вскрыты за пределами границ самого Корякского нагорья [29]. В соседней Алганско-Майницкой зоне позднеюрско-неокомские отложения представлены наиболее широко почти во всех структурных ее элементах, включая покровные пластины, субавтохтонные блоки и некоторые меланжи. В Алыкатваамской зоне средне мезозойский комплекс включает догинтеровские отложения пекульнейской, кэнкэрэнской, кенвудской и нонмыкенвеемской свит. Они вскрыты лишь в составе верхних пластин (чешуй), перекрывающих с севера и юга поздне меловые отложения каутоямского автохтона [25]. В Эконайской зоне развиты

два типа отложений среднемеозойского комплекса. Первый из них — туфово-терригенные отложения пекульнейской и инаськваамской свит — входит в состав Накпыльякского покрова (нижнего структурного элемента Эконайского аллохтона). Другой, вулканогенно-кремнистый тип отложений (яранайский комплекс) обнажается в пределах Яранайского субавтохтона [5, 29, 40]. Осуществленное авторами детальное изучение Яранайской купольной структуры показало, что раннемеловые отложения яранайского комплекса являются самостоятельными структурно-стратиграфическим элементом и не надстраиваются непосредственно позднемеловыми отложениями, также участвующими в строении субавтохтона в Яранайском куполе.

В составе среднемеозойского структурно-стратиграфического комплекса выделяются формации, относящиеся к различным группам: эффузивно-яшмовой, граувакковой и туфово-терригенной. При этом формации первых двух групп встречаются в одних и тех же зонах, где образуют вертикальные ряды со стратиграфическими переходами от отложений одного типа к другому.

Группа эффузивно-яшмовых формаций. Отложения, входящие в эту группу, широко распространены в разных частях Алганско-Майницкой зоны, а также встречаются в субавтохтоне Эконайской зоны. Степень изученности разрезов и состава пород далеко не везде одинакова, и пока мы не можем уверенно относить все эти отложения к одному формационному типу. Поэтому мы ограничились лишь конкретным описанием породных ассоциаций этой группы формаций в наиболее изученных структурах обеих зон.

Эффузивно-яшмовая формация Яранайского субавтохтона. Входящие в нее отложения, известные как яранайский комплекс, прослеживаются в пределах субширотной полосы от правобережья р. Ваамочки на востоке до верховьев рек Укэлаят и Апука на западе. Контакты с другими комплексами повсеместно тектонические. Однако предполагается, что в верховьях рек Укэлаят и Апука, а также в центральной части полосы, в междуречье Опухи и Хатырки, эффузивно-яшмовая формация выше сменяется терригенными отложениями мощностью до нескольких сот метров. На правобережье р. Ваамочки, в Яранайском куполе, также намечается появление перекрывающих терригенных отложений. Вместе с ними рассматриваемая формация надвинута на позднемеловые яшмово-базальтовую и флишоидную формации.

Возрастной диапазон эффузивно-яшмовой формации определяется как поздняя юра (кимеридж)—ранний мел (готерив—баррем). Надо отметить, что наиболее ранние возрастные датировки относятся к западным районам; так, в верховьях р. Апуки из яшмы, перекрывающих базальты, были выделены комплексы радиолярий, которые, по мнению Н.Ю. Брагина, свидетельствуют о позднеюрском возрасте. В Яранайском куполе многочисленными сборами радиолярий пока установлены отложения двух стратиграфических уровней — берриасско-валанжинского и готеривско-барремского; более древние горизонты пока неизвестны. В междуречье Хатырки и Опухи в известняковых конкрециях, найденных среди отложений формации, были обнаружены бухии, также указывающие на неокомский возраст [10].

В характерную для рассматриваемой формации ассоциацию пород входят основные эффузивы (базальты, диабазы, спилиты) и силициты (радиоляриты, яшмы, кремни, яшмокарциты). В подчиненном количестве встречаются гиадокластиты, кремнистые туфоалевролиты, аргиллиты и песчаники. Характер сочетания этих пород и отложений наиболее подробно был изучен нами на правобережье р. Ваамочки. В этом районе основные эффузивы слагают до 90% объема ассоциации. В нижней части формации они представлены диабазами и спилитами. Диабазы слагают массивные субпластовые тела и потоки мощностью в среднем 5—10 м, но нередко до 20 м. В мощных потоках обычно развиты малоизмененные диабазы. Они имеют офитовую структуру, каркас

которой образован слегка сосюртитизированными плагиоклазами (лабрадором или битовнитом), между которыми расположены гипидиоморфнозернистые ортоили клинопироксены, реже встречается оливин. В краевых частях потоков в породах обычны реликты хлоритизированного стекла; это позволяет трактовать их структуру как переходную к толеитовой либо как толеитовую. Спилиты слагают потоки меньшей мощности (в среднем около 5 м), в которых в ряде случаев удается наблюдать подушечную отдельность. Их окраска обычно имеет лиловатый оттенок. Спилиты и диабазы неравномерно чередуются в разрезе, слагают пачки мощностью 150—300 м; доля спилитов увеличивается вверх по разрезу.

В верхней (готеривско-барремской) части формации в ассоциации со спилитами появляются везикулярные базальты. Обычно в них наблюдается толеитовая структура, а также структуры со сноповидными выделениями плагиоклазов. Встречаются как неальбитизированные, так и альбитизированные разности. Везикулы обычно выполнены хлоритом и карбонатом, реже в них встречаются пумпеллит, смектит и цеолиты. Достаточно большое количество везикул свидетельствует не только о насыщенности лавы флюидом, но и о не очень большой глубине излияний. Увеличение количества везикулярных базальтов вверх по разрезу может быть связано с общим обмелением бассейна, но скорее было обусловлено ростом вулканической постройки и локальным уменьшением над ней мощности перекрывающего слоя воды и соответственно уменьшением давления.

На первом этапе изучения петрохимии янранайских базальтоидов были сделаны выводы, что по степени дифференцированности, соотношению серий, среднему содержанию TiO_2 , MgO и некоторым другим показателям они приближаются к базальтоидам срединных хребтов и абиссальных равнин современных океанов [9, 26]. Анализ дополнительного фактического материала позволил уточнить эти выводы.

С базальтами и спилитами тесно связаны яшмокварциты (абиогенные железисто-кремнистые образования). Можно выделить несколько их типов. Весьма характерны сильножелезистые красные яшмокварциты, располагающиеся непосредственно на поверхности базальтовых потоков. Они образуют как пластовые неравномерно выдержанные тела мощностью до 1 м, так и ограниченные тела сложной формы. В ряде мест на поверхности лавовых потоков развиты корки (мощностью до 10—20 см и протяженностью 5—20 м) яшмокварцитов с глобулярной структурой. Последняя указывает на быструю раскристаллизацию железисто-кремнистого геля. Кроме того, встречаются пестроокрашенные яшмокварциты, в которых на преобладающем красном фоне наблюдаются яркие полосы и пятна желтого цвета. Такая окраска обусловлена разным типом пигментирующих окислов и гидроокислов железа. Для этих яшмокварцитов характерны многочисленные жилки, выполненные халцедоном и кварцем. Такие яшмокварциты обычно расположены внутри потоков спилитов или между ними. Они имеют сложную конфигурацию, обусловленную формой поверхности потоков; нередко в плане изометричны; встречаются трубообразные тела. Полное отсутствие остатков радиолярий в совокупности с другими особенностями яшмокварцитов позволяет считать их гидротермальными образованиями.

Наиболее распространены среди кремнистых пород красные радиоляриты, которые в виде тонкоплитчатых (5—10 см) пластов чередуются с красными кремнисто-глинистыми алевролитами. Мощность последних достигает 0,5 см. Общая первичная мощность отдельных пачек кремнистых пород 10—15, редко 20 м. Однако в результате последующей мелкой шевронной складчатости мощность кремнистых пачек возрастает до 40 и даже 100 м. В кремнистых пачках встречаются тонкие прослои красновато-бурых кремнистых пород, состоящих из кремнистого матрикса, обогащенного рудным компонентом, в кото-

ром рассеян тонкозернистый материал из обломков измененного стекла, кристаллов плагиоклазов. Радиолариты часто обладают слоистой структурой, обусловленной неравномерным распределением радиоларитов в каждом единичном пласте. Преобладает параллельная слоистость, вероятно, вследствие действия придонных глубоководных течений. Обычно отложения таких течений (контуриты) известны в терригенных формациях. В кремнистых толщах роль мелкозернистых песчаников играют слои, резко обогащенные радиоларитами, а более тонкозернистым породам соответствуют тонкие прослои красных глинистых кремней, не содержащие радиоларитов или содержащие их в количестве менее 20%.

Нередко в подошвах кремнистых пачек фиксируются текстуры оползания, по которым в ряде случаев можно установить направление палеосклона. Один из таких участков находится в верховьях р. Хайидин, в 1 км ниже впадения в нее р. Песчаной. Для него были реконструированы северо-северо-западные падения палеосклона. Поскольку поверхность потока лав, на которую отлагались кремнистые осадки, обычно была неровной, мощность первого слоя, как правило, резко меняется по простиранию: она увеличивается в 5, а то и в 10 раз и достигает максимума в понижениях рельефа, куда, вероятно, стекал (сползал) кремнистый осадок. В дальнейшем, при литификации, в этих местах происходило большое уплотнение осадков, и они разбивались системой трещин, заполнявшихся жилами кальцита или кварца либо теми и другими вместе. Такие породы часто описывались как яшмокарциты, но от рассмотренных выше они резко отличаются своим генезисом.

По мере удаления от кровли базальтовых прослоев красные кремнистые радиолариты все более и более осветляются и в конце концов переходят в серые кремни. При изучении их под микроскопом, а также при травлении плавиковой кислотой становится ясно, что и они не менее чем на 40% состоят из скелетов радиоларитов и могут быть отнесены к радиоларитам. В общем случае их строение очень сходно со строением красных радиоларитов.

В бассейне правобережья р. Ваамочки намечается смена вверх по разрезу эффузивно-яшмовой формации терригенно-песчаниковой. Этот переход, по нашим наблюдениям, в верховьях р. Яканувеем осуществляется через пачку переслаивания красных кремнистых алевролитов с зелеными туфоалевролитами и алевролитами; вверх по разрезу сначала появляются тонкие прослои (1—5 см) песчаников, которые выше становятся все более мощными и количество которых возрастает. Общая мощность переходной пачки 30 м, вверх она сменяется однотонной толщей грубозернистых полимиктовых песчаников, отдельные слои которых достигают 5 м. Видимая мощность песчаников около 70 м. Эта часть разреза фаунистически не датирована, возраст ее предполагается раннемеловым, поскольку она перекрывает яшмы с готерив-барремским комплексом радиоларитов.

За пределами Янранайской структуры, в хребте Расчлененном (междуречье Опухи и Хатырки), эффузивно-яшмовая формация имеет примерно такое же строение. В ней также доминируют основные эффузивы, хотя намечается некоторое увеличение доли туфогенных пород. Кроме того, среди кремнисто-туфогенных отложений встречаются мелкозернистые известняки с грифьями, ринхонеллидами и валанжинскими бухиями [10].

Эффузивно-яшмовая формация Нижнечирьнайской пластины. Эта структурная единица в Майницкой зоне была выделена авторами в центральной части Корякского нагорья, в бассейне верховьев рек Хатырка, Емраваам, Пикасьваам, Ваеги и Апука [20]. Эффузивно-яшмовая формация составляет нижнюю часть верхнеюрско-нижнемеловых отложений, слагающих указанную пластину. Выше по разрезу они сменяются отложениями грауваковой формации. Полный разрез эффузивно-яшмовой формации в пределах 218

Нижнечирынайского покрова составить невозможно ввиду чрезвычайно сильного катаклаза всей толщи. Протяженные полосы вулканогенно-кремнистых отложений состоят из фрагментов разреза, как правило не превышающих по мощности 200—300 м. Отдельные маркирующие горизонты, такие, как кремни и вулканыты, удастся проследить на расстоянии только в десятки и сотни метров. Все это обусловлено чрезвычайно сложной чешуйчатой и покровно-складчатой структурой и сильно проявленным региональным метаморфизмом пренит-пумпеллитовой фации и наложенным на него последующим регрессивным метаморфизмом цеолитовой фации. Такие фрагментарные образования в американской литературе принято называть нарушенными формациями (broken formation). При составлении общего разреза приходится основываться на биостратиграфических корреляциях пространственно разобщенных участков, главным образом на определениях радиолярий, выделенных из красных яшм. Наиболее древними образованиями, входящими в состав эффузивно-яшмовой формации, являются среднеюрские (?) отложения; кроме того, известны оксфорд-титонские и нижнемеловые отложения. Вероятно, в позднеэокомское время эта формация прекратила свое развитие, сменившись граувакковой.

Среднеюрская часть формации обнажается в верховьях р. Хатырки. Наиболее типичными для развитой здесь ассоциации являются сильно измененные афировые миндалекаменные спилиты, базальтовые порфириды, лавобрекчи (?), а также прослой кремней, красных кремнистых аргиллитов, сургучных яшм. Структура эффузивов обычно спилитовая или толентовая. Все плагиоклазы в большей или меньшей степени альбитизированы или сосюртитизированы; пироксены обычно замещены минералами группы эпидота (эпидотом, пренитом, цоизитом); стекло девитрифицировано и превращено в хлорит. В ряде мест спилиты интенсивно катаклазированы. По кремнистым и глинистым породам развит кливаж, и они очень сильно перекристаллизованы. Оксфорд-титонская часть формации обнажается на правобережье рек Хатырка и Кильвьегейваам. В этом районе она сложена преимущественно хлоритовыми и зелеными сланцами по вулканитам, среди которых встречаются будины и обрывки пачек кремней. Кремнистые породы обычно осветлены и превращены в микрокварциты; они рассечены многочисленными жилками, выполненными кварцем, кальцитом, хлоритом, селадонитом. В апобазальтовых сланцах обычна следующая ассоциация вторичных минералов: пренит, пумпеллит, хлорит, эпидот; кроме того, сланцы рассечены густой сетью более поздних жилок, выполненных альбитом, кварцем, цеолитами и хлоритами, что указывает на регрессивный и неравновесный характер метаморфизма.

Наименее измененная часть формации в Нижнечирынайской пластине обнажается в верховьях правых притоков р. Емраваам, в окрестностях отметки 1441,0. Здесь развит прекрасный разрез, сложенный базальтами и яшмами, который наращивается к северу толщей вулканомиктовых граувакковых песчаников, туфов и отдельных горизонтов красных кремнистых алевролитов и кремней. Базальты нижней части этого разреза слагают мощные потоки и обычно обладают долеритовой (реже толентовой) структурой. Среди них располагаются кремнистые пачки мощностью до 20 м. Для кремнистых пачек характерно следующее строение: непосредственно с базальтами контактируют тонкие (1—2 см) слои красного песчанистого кремнистого алевролита с обломками базальтов и полевых шпатов, далее идут красные яшмы-радиоляриты, которые постепенно, через 1—2 м, сменяются более светлыми радиоляриевыми кремнями, часто зеленого цвета. Из кремней был выделен комплекс раннемеловых радиолярий. Среди кремней попадаются отдельные слои вулканомиктовых песчаников. Последние обогащены кристаллокластикой плагиоклазов. Иногда на поверхностях напластования лав в этом районе наблюдались небольшие линзы гидротермальных кремнистых отложений со сферондальной или глобулярной

текстурой. Видимая мощность рассмотренной части формации в районе отметки 1441,0 не менее 50 м.

В последнее время появились данные по химизму эффузивных пород, входящих в состав формации: базальтов, спилитов и апобазальтовых сланцев. По этим данным, базальтоиды Нижнечирынайской пластины сходны по содержанию петрогенных элементов, а также по их положению на разных диаграммах с базальтоидами Яранайского субавтохтона. Эти особенности и ряд других особенностей позволяют авторам с некоторой долей условности сопоставлять эффузивно-яшмовую формацию Нижнечирынайской пластины с эффузивно-яшмовой формацией, входящей в яранайский комплекс, и считать их аналогами.

Эффузивно-яшмовая формация Майницкого аллохтона. Она входит в состав обоих его покровов и была неоднократно описана на востоке Корякского нагорья, в бассейне верховьев рек Малый Научирынай, Чирынай и Ныгчеквеем близ оз. Майниц [29]. В составе Нижнемайницкого покрова эффузивно-яшмовые образования мощностью около 300 м развиты незначительно. В них собран комплекс радиолярий, который, по мнению Н.Ю. Брагина, следует относить к верхней юре—титону. В разрезе преобладают эффузивы, тогда как яшмы образуют лишь отдельные прослои или пачки. Вверх по разрезу эффузивно-яшмовая формация сменяется граувакковой. Эта смена происходит где-то между ранним и средним берриасом [29]. В составе Верхнемайницкого покрова эффузивно-яшмовая формация слагает низы разреза чирынайской серии. По составу пород, входящих в ассоциацию, она аналогична эффузивно-яшмовой формации Нижнемайницкого покрова, однако имеет большую мощность (до 1000 м). В яшмах содержатся обильные остатки радиолярий, указывающие на позднеюрский—раннемеловой возраст вмещающих пород. Снизу формация ограничена серпентинитовым меланжем. В верховьях р. Ягельной в основании чирынайской серии описаны базальные конгломераты. Цемент их туфогенный или вулканомиктовый; обломочная часть представлена габброидами, гипербазитами, базальтами. Вверх эффузивно-яшмовая формация чирынайской серии сменяется толщей массивных грубослоистых граувакк. Эти граувакки по составу аналогичны распространенным в Нижнемайницком покрове.

Эффузивные породы, как и везде в Корякском нагорье, подвержены зеленокаменным изменениям. Среди вторичных минералов обычно следующая ассоциация: пренит, пумпелинит, цоизит, хлорит, в ряде случаев встречается голубой амфибол типа лавсонита, а также актинолит. По своим петрохимическим характеристикам эффузивные породы Майницкого аллохтона неоднородны. Среди них встречаются представители как известково-щелочной, так и толеитовой серии, в том числе близкие к океаническим базальтам. Кроме того, местами отмечаются щелочные базальтоиды. Положение базальтоидов каждой серии в чрезвычайно сложной структуре покрова пока неясно. Возможно, они сменяют друг друга вверх по разрезу, но можно предположить и латеральную зональность. В этом плане очень интересны анализы базальтов из осевой зоны Ягельного меланжа, которые по своим петрохимическим характеристикам и по содержаниям редкоземельных элементов близки с океаническими толеитами [33]. В то же время почти половина базальтоидов из более северных районов типична для известково-щелочной серии.

Эффузивно-яшмовая формация Верхнечирынайской пластины. Эта структурная единица, как и Нижнечирынайская пластина, была выделена в центральной части Корякского нагорья. Верхнечирынайская пластина сложена чирынайской серией, также имеющей двучленное строение. Эффузивно-яшмовая формация приурочена к ее низам. Она вскрыта в верховьях рек Хатырка, Энмываям, Кильвыгейваям и Пикасьваям. Здесь она датируется на основании находок радиолярий как верхнеюрская (кимеридж-титонская). В нижней части наблю-

даются горизонты спилитов мощностью до нескольких десятков метров, в некоторых случаях в спилитах видна подушечная отдельность. Структура спилитов обычно вариолитовая. На многих участках спилиты катаклазированы до обломков песчаной размерности, которые погружены в хлорит-карбонатный матрикс с эпидотом. В обнажении также катаклазированные спилиты имеют вид темно-зеленых сланцев, утративших текстурный облик первичных пород. Со спилитами ассоциируют прослои красных яшм, мощность которых редко превышает 5 м, а иногда — линзовидные тела серых и розовых крупнокристаллических карбонатных пород. В некоторых разновидностях кристаллы кальцита окружены гематитовыми каемками. По нашим наблюдениям, такие гематит-карбонатные тела являются гидротермальными образованиями. Яшмы часто сильно раздроблены; трещины выполнены эпидотом, карбонатами и цеолитами. Обычно в таких яшмах железистый пигмент перемещен к трещинам, а внутренняя часть обломков обесцвечена. В ряде мест можно наблюдать смену яшм по разрезу туфогенными пачками, содержащими туфосилициты. Среди эффузивных пород, кроме спилитов, встречаются базальты и изредка кислые разновидности типа дацитов, т.е. в строении формации участвует контрастно-дифференцированный вулканический комплекс.

Общая мощность вулканогенно-кремнистой части разреза — в пределах первых сотен метров. Снизу повсеместно эти отложения подстилаются серпентинитовым меланжем, который, как показали наши исследования 1983—1984 гг., образует крупную синформу, ядро которой выполнено чирынайской серией рассматриваемой пластины. Вверх эффузивно-яшмовая формация сменяется вулканомиктовыми граувакками, среди которых Ю.А. Колясниковым собраны берриасские бухии.

Из приведенных кратких описаний видно, что во всей рассмотренной группе эффузивно-яшмовых формаций набор пород и количественные соотношения между ними сходны. Везде резко преобладают основные эффузивы, а среди них спилиты. Среди кремнистых пород доминируют красные яшмы, радиоляриты и кремнистые аргиллиты. Весьма характерны для ассоциации разнообразие кремне-железистые и карбонатно-железистые гидротермальные отложения, хотя в процентном отношении ко всей мощности разреза их объемы незначительны. Петрохимические особенности базальтоидов этих формаций пока слабо изучены, но по предварительным результатам опробования намечаются определенные отличия, касающиеся характера дифференцированности вулканических комплексов, относительной роли в них базальтоидов различных вулканических серий. По-видимому, более разнообразны в этом отношении базальтоиды Майницкого аллохтона и Верхнечирынайской пластины (т.е. базальтоиды, связанные с низами наиболее типичных разрезов чирынайской серии). Ранее они были выделены под названием "майницкая эффузивно-яшмовая формация" [29]. Более однородны базальтоиды Яранайского субавтохтона и Нижнечирынайской пластины, среди которых доминируют представители толентовой серии (яранайская эффузивно-яшмовая формация). Исследования авторов (1985 г.) показали, что терригенные отложения, которые ранее включались в яранайскую формацию как составная часть специфического парагенеза, на самом деле в него не входят, а являются фрагментом самостоятельной поздне меловой формации.

Из приведенного материала также следует, что время образования формаций, вероятно, было различным в Майницком аллохтоне и Яранайском субавтохтоне и в параллелизуемых с ними Верхнечирынайской и Нижнечирынайской пластинах соответственно. Майницкая формация накапливалась в течение главным образом поздней юры (местами и средней), и, по-видимому, в берриассе этот процесс завершился. Яранайская формация образовалась главным обра-

зом в неоконе, а кремненакопление на тех же участках периодически происходило до альба включительно.

Граувакковая формация. Эта формация выделяется в пределах Алганско-Майницкой структурно-формационной зоны, где она входит в состав соответственно чирынайской и пекульнейсеской свит. Наиболее характерны для нее грубо-среднезернистые, плохо сортированные, однообразные по составу полимиктовые песчаники с линзами и горизонтами конгломератов. Породы имеют массивную или грубослоистую текстуру, иногда отмечается градационная слоистость. Мощность прослоев песчаников варьирует в широких пределах — от 5 см до первых метров. Часто в них проявлена нарушенная стратификация; пласты тянутся на небольшое расстояние, прерываются. Отчасти это связано с интенсивным последующим катаклизмом, но частично было вызвано оползанием и переотложением осадков, что приводило к образованию микститовых отложений, отмечаемых в этих зонах рядом автором [1, 29]. В песчаниках большой объем занимает глинистый матрикс, в ряде случаев явно новообразованный, возникший за счет обломков основных эффузивов и литокластики. Почти всегда песчаники содержат примесь кристаллокластики плагиоклазов. Часто с песчаниками ассоциируют горизонты туфов мощностью до первых метров. В ряде районов можно выделить туфово-граувакковую ассоциацию. Такой ассоциацией представлены отложения чирынайской серии, развитые к северу от Ягельного меланжа. В частности, туфово-граувакковая ассоциация занимает более высокой стратиграфический уровень, сменяя вверх по разрезу собственно граувакковую. Особенно это характерно для Нижнемайницкого покрова [29].

В резко подчиненном количестве в рассматриваемой формации присутствуют мало мощные прослои красных кремнистых алевролитов, содержащие остатки радиолярий. Породы данной формации, как и эффузивно-яшмовых, подверглись интенсивному катаклизму и метаморфизму. Среди вторичных минералов наиболее развиты пренит, пумпеллит, цоизит, клиноцоизит, эпидот и актинолит; в ряде случаев встречается лавсонит. Все породы развиты многочисленными тонкими жилками, выполненными карбонатом, кварцем и цеолитами.

Туфово-терригенная формация. Эта формация наиболее полно представлена почти во всех покровах и автохтоне Алькатваамской зоны, где в нее входят отложения пекульнейской, кэнкэрэнской и кенвудской свит. Фрагменты всего разреза этой формации были также встречены среди Верхнехатырского серпентинитового меланжа [20]. В ее строении участвует несколько типов породных ассоциаций, отличающихся друг от друга соотношением терригенного и вулканогенного материала, а также составом последнего и типом отложений. Выделяется следующий ряд породных ассоциаций, из которых каждая последующая соответствует участкам бассейна, более удаленным от вулканических центров: вулканомиктовая, туфово-турбидитная, туфово-терригенная.

Вулканомиктово-туфовая ассоциация выделяется на севере Алькатваамской зоны, в хребте Кэнкэрэн. Оба района на тектонической схеме А.Д. Казиминова [25] входят в Алькатваамский аллохтон. Стратиграфический объем слагающих ассоциацию отложений — волга—неоком. Отложения апта в составе ассоциации неизвестны. Нижняя ее часть обычно ограничена разрывами, и в ряде мест по достаточно крутому надвигу, падающему на север, отложения вулканомиктово-туфовой ассоциации надвинуты на отложения верхнего мела Каутоямского автохтона [25]. Ассоциация представлена неритмичным чередованием пачек грубозернистых туфов, алевролитов, туфоалевролитов, а также конгломератов и микститов. Местами встречаются потоки порфировых базальтов и андезито-базальтов. Эффузивы слагают как одиночные потоки, так и серии потоков обычно небольшой мощности, переслаивающиеся с вулканомиктовыми песчаниками или туфами. Петрохимическая характеристика вул-

канических пород, выделенных в кэнкэрэнскую формацию, освещена в ряде работ [9, 25, 29]. По ряду показателей они близки к островодужным сериям. На это указывают непрерывно дифференцированный состав вулканитов, преобладание андезит-базальтов среди эффузивов, низкие значения содержания TiO_2 и отношения FeO^*/MgO . Среди эффузивов преобладают базальтоиды известково-щелочной серии. Среди туфов доминируют лапиллиевые, а иногда и бомбовые туфы среднего состава. Преобладают лито- и витрокластические разности. В более тонких кристалловитрокластических туфах встречаются оплавленные резорбированные фрагменты кристаллов кварца. Имеются постепенные переходы от туфов к тефроидным песчаникам, обычно содержащим большое количество обломков пемзы и шлаков; такие обломки иногда достигают гравийной размерности. Наибольшей распространенностью среди пород этой ассоциации пользуются вулканомиктовые песчаники, сложенные на 80% обломками базальтов и андезито-базальтов; в них присутствуют также зерна кварца, полевых шпатов, примесь кристалло- и витрокластики, кремней, габброидов. Обычен цемент растворения под давлением, что позволяет относить такие песчаники к вулканомиктовым ареникам. Они слагают пласты от 0,5 до 2—3 м мощностью, чередуясь с туфами и туфоалевролитами. Последние обычно зеленовато-серого цвета, содержат в себе значительную примесь кристаллокластики плагиоклазов и разложившейся витрокластики.

Характерной чертой рассматриваемой ассоциации является наличие в ней мощных (до 20—30 м, изредка до 60 м) горизонтов крупноглыбовых конгломератов и микститов, содержащих большое количество галек плагиогранитов, спилитов, габброидов, пироксенитов, а также кремней и базальтов. Наиболее крупные глыбы в микститах представлены породами офиолитовой ассоциации, в том числе плагиогранитами; размер их достигает 3×8 м. Обычно такие пачки конгломератов чередуются с песчаниками и туфами. В распределении вулканомиктового обломочного материала наблюдается иногда цикличность [25]. В основании циклов, мощность которых первые десятки метров, лежат валунные конгломераты и конглобрекции, а заканчиваются они мелкозернистыми песчаниками, алевропелитами и туфоалевролитами. Такая цикличность сближает ее со следующей ассоциацией.

Рассмотренная ассоциация в наиболее типичном виде, с лавами и туфами, характерна для позднего валанжина—готерива. Эта ассоциация рассматривалась как градация, возникшая в верхней части склона вулканической гряды [29].

Туфово-турбидитная ассоциация лучше всего представлена в разрезах Велькельвеемского покрова, в бассейне рек Кайтырмайваам и Мечегутывеема. Эта ассоциация, во многом сходная с предыдущей, в отличие от нее не содержит лав, бомбовых и лапиллиевых туфов, а в основном состоит из вулканомиктовых и тефрогенных обломочных пород, от грубозернистых до тонких. Характерно цикличное строение с включением пачек, в которых более или менее отчетливо проявлена градационная стратификация. При этом по мере перехода от верхневаланжинских частей разреза к аптским и раннеальбским роль грубых пород в ассоциации уменьшается. В тефрогенных, породах доминирует туфовый материал среднего состава. Эта ассоциация, по-видимому, представлена присклонными островодужными накоплениями — проксимальными турбидитами и отложениями зерновых потоков.

Туфово-терригенная ассоциация наиболее широко распространена в рассматриваемой формации и отличается преобладанием терригенных отложений — песчаников с вулканомиктовой и тефрогенной кластикой, алевропелитов и аргиллитов. Туфы в этой ассоциации появляются главным образом в интервале готерив—баррем. Наиболее тонкозернистой в составе ассоциации является берриаская часть. Она сложена черными алевропелитами, в которых встречаются мало-мощные (1—2, редко до 5 см) прослои светлых песчаников. Для них ха-

рактены тонкая кося слоистость и хорошая сортировка. Валанжинская часть грубее и представлена туфогенными полимиктовыми песчаниками, чередующимися с алевропелитами. Готерив-барремская часть разреза сложена зеленовато-серыми алевропелитами и туфоалевропелитами, которые содержат линзы и прослои мелкозернистых туфогенных песчаников и туфов основного и среднего состава. Туфы обычно витрокластические. В песчаниках и туфоалевролитах имеется примесь кристаллокластики плагиоклазов. В состав некоторых песчаников, помимо обломков основных и средних эффузивов, алевролитов, кремней и туфов, входит иногда обильная примесь раковинного детрита (обломки раковин иноцерамов, спикулы губок). Рассмотренная ассоциация была характерна для отложений депрессионной части Алькатваамского прогиба.

Общая мощность туфово-терригенной формации Алькатваамской зоны варьирует от 500 до 2000 м. Наибольшие значения характерны для первых двух ассоциаций.

Терригенная (песчано-глинисто-микститовая) формация. Как самостоятельная формация среди юрско-неокомовых отложений Корякского нагорья она была выделена в пределах Накыпыйлякского покрова Эконайской зоны [29]. В нее включены отложения пекульнейской и инаськваамской свит. Возраст отложений от кимериджа до готерива—баррема включительно. В разрезе этой формации прослеживается закономерная смена породных ассоциаций. Для кимеридж-волжской части разреза характерна наиболее монотонная алевропелитовая ассоциация. В нее входят зеленовато-серые и черные аргиллиты, алевролиты и алевропелиты.

Берриас-валанжинская часть сложена наиболее пестрой (по составу пород и их генетической принадлежности) ассоциацией. В отличие от предыдущей наряду с тонкозернистыми породами в нее входят полимиктовые песчаники, образующие отдельные пласты (до нескольких метров) или входящие в состав небольших флишеидных пачек и слагающие нижние элементы турбидитных ритмов. Состав песчаников полимиктовый — из обломков эффузивов, силицитов, известняков, с большим количеством зерен плагиоклазов. Очень характерно присутствие в этом интервале отдельных мощных линзовидных тел разнообразных микститов. Иногда это пудинговые конгломераты, но чаще валунно-глыбовые обвальное-оползневые брекчии, сходные с типичными олисто-стромами. Они содержат крупные фрагменты пород палеозоя и триаса, а также меланократового основания слагающих Эконайскую систему покровов. Во многих работах эти микститы описаны как олистостромы, хотя прямой связи с формированием Эконайских покровов, возникших много позднее, они не имеют.

Довольно часто в берриас-валанжинской части разреза встречаются линзы грубодетритных известняковых песчаников, которые напоминают отложения зерновых потоков.

Таким образом, в ассоциации пород, слагающих берриас-валанжинскую часть разреза, большую роль играют различные типы гравитационных отложений и автокинетических потоков.

Готеривская часть формации представлена пеплотерригенной ассоциацией, главное отличие которой от туфово-терригенных ассоциаций Алькатваамской зоны — присутствие в разрезе лишь отдельных прослоев и пачек кислых окремненных туфов и туффитов, продуктов пеплопадов, по-видимому весьма удаленных от центра вулканизма.

Соотношение формаций и их палеотектоническая интерпретация. Изучение формаций среднемезозойского этапа показывает, что их накопление происходило в различных бассейнах (характеризующихся каждый своим типом развития). В то же время по мере уточнения стратиграфии юрско-меловых отложений выявляется все более высокая степень синхронности событий в их истории.

Первичное расположение этих бассейнов друг относительно друга было реконструировано методами палинспастических реконструкций, ранее обоснованными как для востока Корякского нагорья [29, 38], так и для его центральной части [20]. В обоих случаях были получены сходные результаты, что указывает на значительную протяженность палеобассейнов. На основании палинспастических реконструкций рассмотренные формации выстраиваются с северо-запада на юго-восток (вкрест простирания зон) в следующий ряд: граувакковая формация, подстилаемая майницкой эффузивно-яшмовой формацией и с туфово-граувакковой ассоциацией в верхней части — туфово-терригенная формация с последовательной сменой в ней грубообломочной вулканомиктово-туфовой ассоциации туфово-турбидитной и туфово-терригенной — песчано-глинисто-микститовая формация — янранайская эффузивно-яшмовая формация.

Наиболее северные из этого ряда формации Майницких аллохтонов — эффузивно-яшмовая и граувакковая. Их формирование происходило в условиях окраинного Майницкого моря, причем первая отвечала этапу спрединга задугового бассейна. Активность этого спрединга затухает к концу берриаса, и с этого времени эффузивно-яшмовая формация сменяется граувакковой, что отвечает новому этапу развития — засыпанию бассейна терригенными и туфово-терригенными осадками. Материал для заполнения прогиба поставляли выведенные к тому времени на уровень эрозии офиолиты и вулканические постройки располагавшейся к югу островной дуги. Близостью этой дуги объясняется появление в нижнем аллохтоне туфово-граувакковой ассоциации.

Туфово-терригенная формация Алькатваамской зоны согласно этим реконструкциям располагалась к югу от вулканической дуги, на ее южном склоне, и в пределах преддугового прогиба. На это указывает латеральная смена одной ассоциации другой с убыванием в них роли туфов.

Таким образом, изучение майницких и алькатваамских формаций и палинспастическая их развертка однозначно указывают на существование между Майницким и Алькатваамским бассейнами вулканической (Кэнкэрэнской) островной дуги, хотя в современной структуре эта дуга почти не сохранилась.

Песчано-глинистая микститовая (терригенная) формация характеризовала южный склон невулканической Хатырской гряды, сложенной скученными пластинами палеозоя и триаса. Обрушение пород, вскрытых на склоне гряды в виде активно живущих тектонических уступов, и последующее сползание обломочного материала обусловили обилие в этой формации обвальнo-оползневых комплексов. Скучивание коры в пределах Хатырской гряды по времени совпадает с раскрытием Майницкого прогиба. Формирование янранайской эффузивно-яшмовой формации происходило в периферической части раннемелового океана, в относительно более глубоководных условиях по сравнению с другими формациями.

Основные типы формаций позднемезозойского этапа развития

Верхнемеловые отложения наиболее широко распространены на рассматриваемой территории. Они известны во всех перечисленных зонах Анадырско-Корякской складчатой системы. Наиболее полно они представлены в обеих ветвях Алькатваамской зоны, особенно в южной из них. Хотя в каждой структурной единице южной ветви (например, в субавтохтоне, параавтохтоне, аллохтонных пластинах по А.Д. Казимирову) вскрыта лишь часть верхнемелового разреза, в целом для этой части Алькатваамской зоны составляет полный разрез верхнемеловых отложений с постепенными переходами от аптско-го яруса до датского. Верхнемеловой разрез в пределах этой зоны после работ Г.П. Тереховой [48] и О.П. Дундо [22] принято членить на ряд свит, надстраивающих друг друга: нэйкинвеемскую (нижний—средний альб),

гинтеровскую (поздний альб—турон), барыковскую (коньяк—сантон), корякскую (кампан—нижний маастрихт), гангутскую (поздний маастрихт), каканаутскую (дат—палеоцен). По-видимому, близкий объем верхнемеловые отложения имеют и в северной ветви, где они подразделены на тамватнейскую, великореченскую, белореченскую и рарыткинскую свиты.

Достаточно полные разрезы верхнемеловых отложений развиты в Таловско-Пекулейской зоне и в некоторых районах Алганско-Майницкой (например, в бассейне р. Емраваам), но пока их расчленение обосновано палеонтологически гораздо беднее, чем в Алякватваамской зоне.

Весьма фрагментарно верхнемеловые отложения представлены в Эконайской зоне, и только в составе отдельных слагающих ее структурных элементов (Янранайского субавтохтона, Накыпыйлякского покрова). Лишь маастрихтские отложения, являющиеся неавтохтоном Эконайской зоны, имеют большую мощность и широкое распространение.

В Камчатской геосинклиальной складчатой системе верхнемеловые комплексы (главным образом позднесенонские) практически являются наиболее древними отложениями ее чехла. Это отложения лесновской серии, хазгонской свиты и ирунейской серии в пределах Западной Камчатки и ее Срединного хребта. В хребтах Восточной Камчатки (Тумрок, Кумроч, Валагинский) они известны как валагинская и кумрочская серии, а также как стратиграфические аналоги последней — станицлавская и ветловская свиты. На севере, в Укэлятской зоне, это отложения корякской или ильпийской серии, а в соседней Олюторской зоне — отложения сложной по составу ватынской серии и ачайваамской свиты.

Среди верхнемеловых отложений выделяется несколько весьма характерных формаций, первичные латеральные соотношения между которыми в современной структуре всех зон сильно нарушены тектоническими движениями. Выделяются две группы формаций — вулканогенно-осадочные и терригенные.

Группа вулканогенно-осадочных формаций. В ней несколько формаций, отличающихся друг от друга ассоциацией входящих отложений и вулканических пород, а также петрохимическими особенностями последних.

Яшмово-базальтовая формация в своем типичном виде представлена нижними комплексами ирунейской и ватынской серий в Камчатской складчатой системе. Исследования авторов в пределах Янранайской купольной структуры, расположенной в Эконайской зоне, показали, что в янранайском субавтохтонном комплексе, помимо янранайской эффузивно-яшмовой формации, датируемой неокотом и образующей самостоятельную пластину, присутствуют фрагменты разных типов позднемеловых формаций. Одна из них, яшмово-базальтовая, сходна по типу отложений с ватынской и ирунейской сериями (главным образом с их нижними комплексами). Полученные по ней предварительные фактические материалы учтены в данном разделе. Стратиграфический объем входящих в рассматриваемую формацию отложений, возможно, не везде одинаков, хотя для окончательного решения необходимы дополнительные исследования. Так, в пределах Лесновского поднятия (Камчатский перешеек) более или менее твердо пока установлена позднесантон-кампанская часть разреза [53]. Для ватынской серии нижняя граница формации опускается, несомненно, ниже коньяка, до альба включительно [12]. На территории Янранайского купола ее нижний предел определен как альб-сеноманской по комплексу радиолярий, выделенных В.С. Вишневской из образца в коллекции С.Г. Бялбжеского. Предварительные результаты проведенного нами вместе с Н.Ю. Брагиным опробования яшм показали, что среди них выделяются по радиоляриям последовательно почти все ярусы верхнего мела, начиная с альба до кампана включительно. Таким образом, постепенно накапливается все больше фактического материала, подтверждающего, что образование этой формации охватывало весь

предмаастрихтский период позднего мела, хотя ее верхний возрастной предел не везде ясен из-за нечеткости границы с перекрывающей формацией.

Для рассматриваемой формации характерна следующая породная ассоциация. Ее постоянными и наиболее типичными членами являются потоки (в несколько десятков метров мощностью) афировых базальтов с подушечной отдельностью, иногда массивных. В некоторых регионах широко распространены пласты базальтовых лавобрекчий, иногда переходящих в грубые гналокластитовые туфы. Из осадочных пород в ассоциации наиболее характерны красноцветные яшмы и кремнистые аргиллиты. Яшмы, в том числе и радиоляриты, встречаются как в виде небольших линз и прослоев среди базальтов и отдельных их подушек, так и в виде пластов и пачек мощностью до нескольких десятков метров. Некоторые пачки, как показали наши наблюдения на левом берегу р. Якенымвеем (Янранайский купол), представляют собой фацию конденсированных осадков (сеноман-кампанская часть разреза имеет мощность не более 30 м).

В верхах формации часто отмечается появление пластов мелко- и среднезернистых туфов основного—среднего состава. Их можно рассматривать как члены соседней диабазово-туфово-кремнистой формации, с которой яшмово-базальтовая формация во многих местах связана постепенными переходами.

Характерны для кампанской части яшмово-базальтовой формации относительно маломощные тела разнообразных карбонатных пород, чаще смешанного карбонатно-кремнистого, карбонатно-туфово-кремнистого состава. Присутствие этих пород в ассоциации является одним из отличий позднемеловой базальтово-яшмовой формации от раннемеловых эффузивно-кремнистых. В числе карбонатных пород встречаются красноватые пелитоморфные известняки с остатками планктонных фораминифер [12]. Местами наблюдается полосчатое чередование этих известняков с яшмами. Кроме того, встречаются пластовые и линзовидные тела красных, серых и белых детритусовых известняков, чаще грубообломочных ракушников, сложенных фрагментами главным образом раковин иноцерамов. Такие известняки встречаются и среди потоков базальтов, и непосредственно на их поверхности в виде линз и пропластков мощностью 0,1—0,3 м. Обломки раковин обогащают отдельные маломощные прослои кремнистых аргиллитов и яшм. В Янранайском куполе встречаются отдельные пласты таких ракушников мощностью до 2 м, а также более крупные линзовидные тела мощностью до 30 м.

Входящие в формацию базальтоиды петрохимически и геохимически охарактеризованы пока только в структурах Камчатской складчатой системы. Этот материал детально рассмотрен в работе П.И. Федорова [50]. В ней показано большое сходство базальтов с Камчатского перешейка и из Вывенского района Олюторской зоны и в то же время их четкое обособление от базальтоидов, входящих в состав других позднемеловых формаций Камчатской складчатой системы (рис. 2—5). В соответствии с областью, занимаемой фигуративными точками на диаграмме Готтини $TiO_2-(Al_2O_3-Na_2O)/TiO_2$, а также на диаграммах TiO_2-FeO^*/MgO и $FeO-FeO^*/MgO$, все базальтоиды рассматриваемой формации попадают в группу океанических толеитов.

Общая мощность отложений базальтово-яшмовой формации сильно изменчива, но во всех рассматриваемых регионах не превышает первых сотен метров.

Диабазово-туфово-кремнистая формация включает отложения среднего комплекса ирунейской и верхнего комплекса ватынской серий [50]. Границы этой формации с предыдущей и описываемой ниже эффузивно-туфовой формацией весьма условные, так как в обоих случаях наблюдаются постепенные переходы и взаимопроникновение типичных членов одной ассоциации в качестве второстепенных членов в другую. Поэтому и стратиграфический объем этой формации можно оценивать лишь приблизительно. Ее нижняя граница определяется возрастом отложений подстилающей базальтово-яшмовой форма-

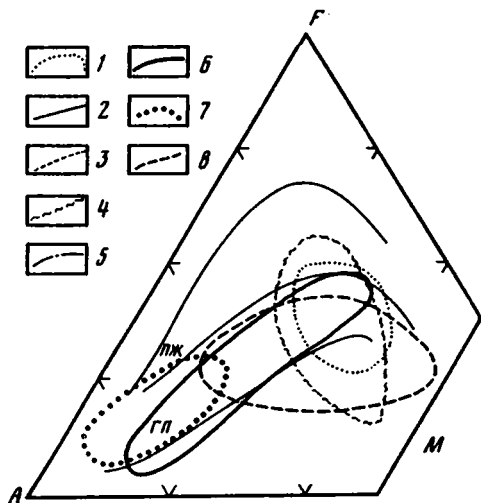


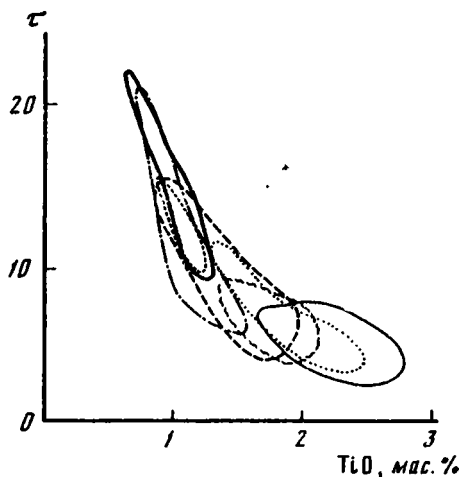
Рис. 2. Диаграмма *AFM*

1—3 — яшмово-базальтовая формация (1 — нижний комплекс ирунейской серии, 2 — нижний комплекс ватынской серии, 3 — кремнисто-базальтовая пачка из терригенных отложений хазгонской свиты и верхов лесновской серии); 4, 5 — диабазово-туфово-кремнистая формация (4 — средний комплекс ирунейской серии, 5 — верхний комплекс ватынской серии); 6, 7 — эффузивно-туфовая формация (верхний комплекс ирунейской серии); 6 — базальты, 7 — андезиты и риолиты; 8 — гналокластово-базальтовая формация (казакутская свита); ГП — гистерстеновая серия; ПЖ — пажонитовая серия

Использованные материалы: 1—7 — [21, 50]; 8 — [17]

Рис. 3. Диаграмма В. Готтини ($\tau = (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O})/\text{TiO}_2$)

Условные обозначения см. на рис. 2



ции, с которой она связана непрерывным переходом. Верхняя граница формации, по-видимому, не выходит за пределы кампана. Об этом свидетельствует, в частности, анализ распределения радиолярий в разрезе туфово-кремнистой толщи, вскрытой в междуречье Ватына и Апуки [12].

Набор пород, входящих в эту формацию, сохраняется практически на всей территории ее развития, однако относительная их роль в отдельных районах и по разрезу сильно меняется. К основным членам данной формации относятся зеленовато-серые туфы и тефроиды основного—среднего состава, разных оттенков серые кремни, кремнистые аргиллиты и туфоаргиллиты. Весьма характерны для рассматриваемой формации тела диабазов, большая часть которых являются рвушицами толщ силлами, по возрасту близкими к вмещающим отложениям. Наиболее многочисленны диабазовые силлы в составе формации на западном склоне Срединного хребта Камчатки, в бассейне р. Лево́й Лесной. Эффузивные базальтоиды в составе этой формации встречаются редко. Так же редко встречаются красные яшмы и красные кремнистые аргиллиты, которые образуют лишь местами (например, в верховьях р. Вай-Геченаны, в бассейне р. Лево́й Лесной) маломощные пласты. Это типичный пример проникновения членов соседней формации. В качестве второстепенных членов в разрезе диабазово-туфово-кремнистой формации иногда встречаются туфопесчаники, туффиты, вулканотерригенные песчаники, кислые туфы и некоторые другие породы [15].

Эта формация наиболее изучена в пределах Камчатского перешейка, где она вскрыта как на западном, так и на восточном склоне Срединного хребта. На западном склоне, в бассейне р. Право́й Лесной, часть верхнемелового разреза, относимая нами к рассматриваемой формации, представлена двумя толщами [15]. Нижняя толща состоит в основном из чередования различных туфов, другие породы ассоциации развиты весьма ограниченно. Среди туфов преобладают разности псаммитовой и алевритовой размерности, хотя встречаются и более тонкозернистые

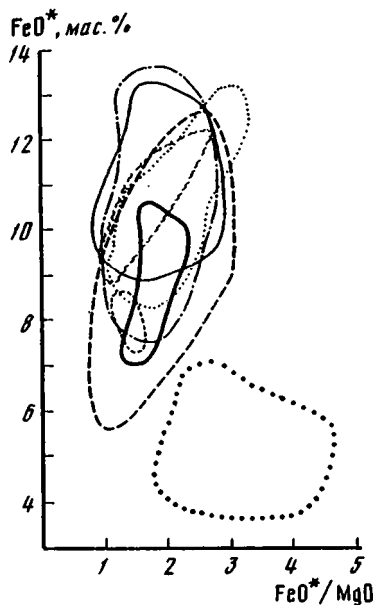


Рис. 4. Диаграмма FeO^* — FeO^*/MgO
Условные обозначения см. на рис. 2

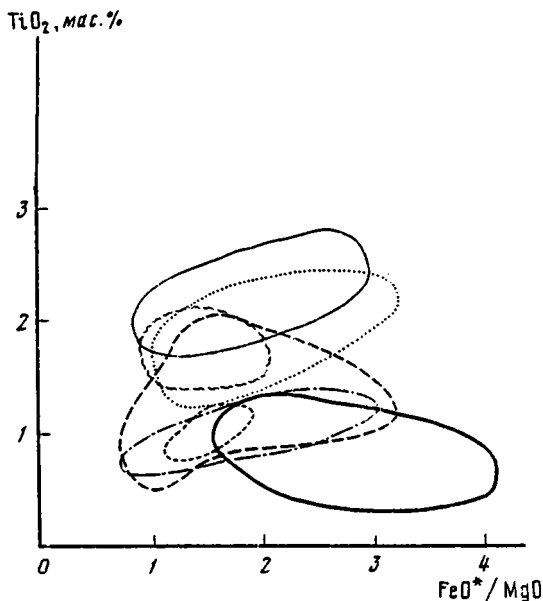


Рис. 5. Диаграмма TiO_2 — FeO^*/MgO
Условные обозначения см. на рис. 2

и более грубозернистые, содержащие окатанный гравийно-галечный тефрогенный материал. В составе большинства туфов преобладает литокластика; в меньшем количестве содержится кристаллокластика, еще реже — витрокластика. Кристалло- и витрокластика наиболее характерны для тонкозернистых туфов. Как отмечает В.И. Гречин [15], слоистость в туфах, как правило, выражена плохо; граница между пластинами и пачками (до 30 м), отличающимися зернистостью, обычно нечеткая. Лишь иногда в отдельных пачках намечаются элементы флюидной стратификации с величиной отдельных элементов ритма в пределах 0,2 м, реже до 1 м. Минералогический состав туфов и содержание в них отдельных элементов сильно нарушены вторичными изменениями. Однако содержание SiO_2 , по-видимому, сохраняется близким к первичному. Оно варьирует в опробованных туфах от 48 до 58%, т.е. большинство туфов попадает в группу основных и средних.

Над толщей туфов в бассейне р. Правой Лесной выделяется толща, в которой резко преобладают тонкослоистые кремнистые породы (кремнистые аргиллиты и туфоаргиллиты), окрашенные в разные оттенки серого цвета. Они неравномерно чередуются с тонкозернистыми туфами, аналогичными по составу встречающимся в нижней толще. Кремнистые породы, как правило, содержат примесь глинистого либо тонкого пирокластического материала, иногда сконцентрированного в отдельных микрослойках (до нескольких миллиметров мощностью). Как отмечает В.И. Гречин, кремнезем представлен микрозернистым агрегатом кварца, но местами сохраняются остатки диатомовых, спикул губок и (значительно реже) радиолярий. Малое содержание радиолярий является ярким отличием кремнистых пород этой формации от яшм. Содержание SiO_2 в подобных кремнистых породах варьирует в пределах 72—90%.

На восточных склонах Срединного хребта соотношение входящих в ассоциацию пород и отложений также меняется по разрезу формации [21, 50]. Ее низы сложены сравнительно хорошо (лучше, чем на западном склоне) стратифици-

рованной толщей зеленовато-серых основных и средних туфов, кремней и диабазов. Выше, помимо отмеченных пород, появляется много грубых (псаммитовых и гравийных) кислых туфов. В туфах и кремнях этой толщи часто присутствуют обломки раковин иноцерамов.

Верхняя часть разреза формации на восточном склоне, как и на западном, характеризуется резко возрастающей ролью тонкозернистых, главным образом кремнистых, пород. Так, местами в верхах отмеченной пестрой по составу и относительно грубообломочной толщи выделяется пачка, в которой доминируют различно окрашенные слоистые кремни. Выше они переходят в 400-метровую толщу черных кремнистых аргиллитов, содержащих отдельные прослои иноцерамовых ракушечников.

Общая мощность отложений, включаемых в диабазово-туфово-кремнистую формацию, в разных районах Камчатского перешейка варьирует, но в целом она значительно больше, чем мощность отложений базальтово-яшмовой формации. В среднем она, по-видимому, чаще всего близка к 1000 м.

В Олюторской зоне, в бассейне р. Вывенки, к этой формации относится сложно построенная кремнисто-туфовая толща [50]. Количество и мощность пластов и пачек туфов меняются по разрезу. В основном это туфы среднего состава, зернистость которых варьирует. При преобладании тонкозернистых разностей иногда встречаются псаммитовые и гравийные туфы. Верхняя часть комплекса, включаемого в рассматриваемую формацию в бассейне р. Вывенки, сложена толщей темно-серых и черных массивных и плитчатых кремней. Вулканические образования в этом районе распределены по разрезу комплекса очень неравномерно в виде маломощных прослоев базальтов и субвулканических тел диабазов. Общая мощность толщи около 250 м.

Из приведенных описаний видно, что в составе рассматриваемой формации намечаются две градации, сменяющие друг друга в разрезе: нижняя, сложенная преимущественно туфовой ассоциацией, относительно грубообломочной, и верхняя — преимущественно кремнистая, тонкозернистая.

Петрохимические параметры вулканитов данной формации (главным образом диабазов) позволяют отделить их от вулканитов базальтово-яшмовой формации и базальтоидов рассматриваемой ниже эффузивно-туфовой формации. Как правило, на всех диаграммах они занимают промежуточное положение между океаническими толентами и базальтоидами островодужных известково-щелочных серий (см. рис. 2—5).

Эффузивно-туфовая формация в рассматриваемой группе является наиболее распространенной в пределах Камчатской складчатой системы. В нее входит значительная часть верхнемеловых отложений Восточной Камчатки и юго-востока Олюторской зоны. На восточном склоне Срединного хребта это верхний комплекс ирунейской серии (в районе перешейка) и кирганикской свиты (на Центральной Камчатке). В восточных хребтах Камчатки (Валагинском, Кумроч, Тумрок и др.) типичным представителем формации является хапицкая свита, слагающая нижнюю часть кумрочской серии. В Олюторской зоне это отложения ачайваямской свиты и ее аналогов. В большинстве перечисленных районов возраст этих отложений более или менее обоснованно определяют в пределах маастрихта, датского яруса, а в некоторых случаях причленяют и ранний палеоцен. Несмотря на ряд общих черт (прежде всего обилие в разрезах эффузивного материала, в том числе грубого; сравнительно низкая титанистость наиболее распространенных магматических пород; известково-щелочной тип дифференциации и др.), в целом для формации характерна большая пестрота. По сравнению с общей площадью, занятой формацией, распространение конкретных вулканических комплексов имеет гораздо более локальный характер. Разные типы ассоциаций выделяются как отдельные свиты.

Весьма детально эта формация изучена на восточном склоне Срединного

хребта (верхний комплекс ирунейской свиты). В этом районе она сложена телами разнообразных эффузивов, — от основных до кислых. Среди них доминируют лейкократовые порфириновые разности. В преобладающем количестве в эту формацию входят туфы и тефрогенные породы главным образом основного и среднего состава. Наиболее грубообломочной является нижняя часть формации, тонкообломочной — верхняя. В ней наблюдается чередование пластов туфов псаммитовой и алевроитовой размерности, кремнистых аргиллитов и туфоаргиллитов.

По характеру вулканизма это типичная непрерывно дифференцированная магматическая формация с модами в области базальтов и риолитов. По соотношению TiO_2 , FeO^* , MgO и щелочей (см. рис. 2—5) она относится к известково-щелочной серии [21, 46, 50]. Аналогичный характер рассматриваемая формация имеет на Центральной Камчатке, где она также сложена вулканитами непрерывно дифференцированной известково-щелочной серии (кирганикская свита).

По сравнению с восточным склоном Срединного хребта в других районах вулканиты рассматриваемой формации отличаются от ирунейских гораздо меньшей дифференцированностью по кремнекислотности (ачайваямская свита Олюторской зоны, кумрочская серия восточных хребтов Камчатки). Так, в кумрочской серии (в ее низах или хапицкой свите) основную часть эффузивной составляющей слагают разнообразные базальты: афировые, плагиофировые, порфириновые оливин-пироксеновые, пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, с преобладанием пород щелочной оливиновой серии по диаграмме Макдональда и Кацуры [46]. Наиболее мощные разрезы хапицкой свиты характерны для северной части хребта Кумроч [32]. Здесь в разных чешуях она представлена несколько отличающимися друг от друга комплексами. В осевой части хребта преобладают базальты и грубые туфы, тогда как в более западных и восточных чешуях наблюдается чередование псаммитовых туфов, переотложенных тефроидов, туффицитов с линзами базальтоидов и прослоями кремней. В составе верхней части кумрочского комплекса отмечается появление трахибазальтов [45].

Примерно такой же комплекс вулканогенно-осадочных, взрывных и эффузивных пород, который слагает хапицкую свиту, характерен и для ачайваямской свиты Олюторской зоны. Для нее также характерны слабо дифференцированные по кремнекислотности (до андезитов) базальтоиды [29, 50].

Следует отметить, что среди позднемиоценовых отложений рассматриваемой эффузивно-туфовой формации (и в полосе восточных хребтов Камчатки, и в Олюторской зоне) отмечается появление комплексов ультраосновных лав и туфов. Это алашкская свита, локально развитая в северной части Валагинского хребта на Камчатке. В верхах ачайваямской свиты подобные породы обнаружены впервые при полевых исследованиях (1985 г.) А.Д. Казимировым и П.И. Федоровым.

Развитие рассматриваемой формации отражало появление в маастрихте протяженного сложно построенного вулканического поднятия с характерным для "зрелых" островодужных систем разнообразным вулканизмом, главным образом центрального типа, с высокой взрывностью. Разная степень дифференцированности вулканитов, их различная щелочность и другие петрохимические и геохимические отличия — все это свидетельствует в пользу большей изменчивости строения коры в пределах этого вулканического поднятия. Существование представления о заложении меловой геосинклинали Камчатки на гетерогенной коре, что во многом определило последующий магматизм [45, 46].

Гиалокластово-базальтовая формация выделялась нами ранее как каканаутская вулканомиктово-базальтовая [29]. В наиболее характерном виде эта формация представлена в бассейне рек Каутоям и Каканаут, где входящие в нее отложения были выделены как каканаутская свита. Из этого района они прослеживаются в пределах Алякватваамской зоны сравнительно узкой полосой в восток-северо-восточном направлении до верховьев р. Велькельвеем. К юго-за-

паду эта формация выделяется на левобережье р. Хатырки [17] в составе высокореченской свиты и далее в верхах кулькайской свиты (нижнее течение р. Опухи). Точные возрастные границы отложений, включенных в данную формацию, пока не определены. В бассейне р. Опухи она, по-видимому, захватывает верхи маастрихта. Более определенно доказан маастрихтский возраст высокореченской свиты. В бассейне р. Каканаут в отложениях нижней пачки каканаутской свиты содержатся фораминиферы, двустворки и гастроподы датско-палеоценового возраста. Примерно такой же возраст этой свиты определяется на востоке полосы распространения по соотношению с отложениями гангутской (поздний маастрихт) и чукотской (средний эоцен) свит. Таким образом, с юго-запада на северо-восток, по-видимому, происходит частичное смещение границ в сторону омоложения комплекса отложений, входящих в рассматриваемую формацию [17].

Основными членами данной формации являются потоки базальтовых лав, туфы основного состава, гиалокластиты, а также вулканомиктовые песчаники и более грубые обломочные породы. Местами с ней тесно связаны многочисленные субвулканические тела базальтоидов. Строение формации характеризуется большой фациальной изменчивостью, выраженной в изменении относительной роли отдельных перечисленных типов пород в разрезе, в изменении общей мощности. Во многом фациальная изменчивость обусловлена близостью или удаленностью от вулканических центров. Так, в районе побережья залива Каканаут (оз. Пекульнейское) практически весь входящий в формацию комплекс пород связан с субвулканическими телами базальтового состава. В непосредственной близости от этого центра, к северу от него, в разрезе формации много грубых лито- и кристаллокластических туфов и мощных потоков базальтов. В еще более удаленных к северу разрезах доминирующей в составе формации постепенно становится ассоциация гиалокластитовых турбидитов с редкими и маломощными потоками миндалекаменных базальтовых лав и лавобрекчий. Гиалокластика имеет везикулярную структуру. В основании градационных турбидитных ритмов среди частиц перетолуженной гиалокластики часто присутствует детрит из обломков устриц, мшанок и иглокожих.

Вулканомиктовый песчано-гравийный материал хотя и встречается в некоторых разрезах (например, в бассейне р. Ваамочки) в переслаивании с туфами и лавами, но во многих местах, как и в опорном разрезе каканаутской свиты, тяготеет к низам формации. Для этого разреза характерно трехчленное ее строение. В низах выделяется терригенная пачка, сложенная мелководными грубоволокнисто-слонстыми вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами. В составе песчаников всегда много обломков базальтоидов. Часто они содержат обломки организмов, характерных для мелководных биоценозов (устриц, мшанок, известковых водорослей), а также обугленный растительный детрит. Мощность этой пачки обычно в пределах нескольких десятков метров. Выше выделяется существенно туфовая пачка, в которой, как правило, доминируют гиалокластиты. Венчают разрез формации покровы базальтовых лав (верхняя пачка). Мощности туфовой и эффузивной пачек меняются от первых десятков до первых сотен метров. При этом на отдельных профилях, направленных вкrest простираения формации, наблюдаются противоположные тенденции изменения мощностей гиалокластитовой и эффузивной пачек.

Среди базальтоидов, слагающих потоки, преобладают миндалекаменные везикулярные афировые и мелкопорфировые разности, в разной степени подвергшиеся вторичным изменениям (хлоритизация стекла, деанортизация плагиоклазов, замещение оливинов (?) хлорит-серпентиновыми минералами). Базальтоиды, слагающие субвулканические тела, а также некоторые потоки, как правило, имеют крупнопорфировую структуру.

Изучение петрохимии эффузивных и субвулканических пород рассматриваемой формации показало, что она включает слабо дифференцированный комплекс,

сложенный на 60% базальтами и на 30% андезито-базальтами. Кислые породы слагают единичные дайки. Распределение фигуративных точек на диаграмме *AFM* в пределах гиперстенового поля указывает на их близость к базальтоидам известково-щелочных серий. На диаграмме Готтини, а также на диаграммах TiO_2-FeO^*/MgO и FeO^*-FeO^*/MgO точки занимают промежуточное положение между полями островодужных серий и абиссальных толентов.

Как отмечалось нами ранее [17], накопление формации происходило в условиях мелководья. Полоса трещинных излияний лав представляла собой подводную вулканическую гряду; над уровнем моря возвышались отдельные острова, где осуществлялась и эруптивная деятельность. С них поступал и растительный детрит. Большую роль в переносе гиалокластики к подножию гряды играли суспензионные потоки. Рассматриваемая формация развивалась на краю поздне-мелового палеошельфа Берингова моря и обрамлявшего его относительно глубоководного прогиба.

Группа терригенных формаций. Эта группа формаций включает в себя основную часть верхнемеловых отложений Корякского нагорья. Во всех зонах Анадырско-Корякской складчатой системы для верхнемеловых отложений характерна их фациальная пестрота, с переходами от прибрежно-морских и даже наземных комплексов к относительно глубоководным депрессионным морским комплексам. Условно эти отложения выделены ниже как пестрофациальная терригенная формация. По-видимому, при более детальном изучении типов отложений и реконструкции фациальных условий их образования эта формация будет разбита на несколько самостоятельных формаций. Гораздо более выдержанными фациально являются терригенные отложения Камчатской складчатой системы, в которой они целиком слагают Укэляйтскую зону. Ниже они описаны как субаркозовая флишоидная формация.

Субаркозовая флишоидная формация включает в себя отложения лесновской серии Западной Камчатки и корякской серии Укэляйтского прогиба. К ней же, возможно, следует относить терригенные отложения якенмывеевской свиты, участвующие в строении Яранайского субавтохтона Эконайской зоны. Ранее они ошибочно включались в единую яранайскую эффузивно-кремнистую формацию вместе с раннемеловыми спилитами и яшмами [29]. Как отмечалось выше, полоса распространения лесновской и корякской серии представляет собой единую Укэляйтскую структурно-формационную зону, которая выполнена рассматриваемой формацией. Возраст формации в пределах зоны, если учитывать находки органических остатков, сделанных в разных районах, можно принять в пределах от сантона (коньяка?) до палеоцена. Однако, по-видимому, ее возрастные границы на разных участках несколько разные. Так, наиболее верхние горизонты, вероятно, присутствуют в приморской части Укэляйтского прогиба, тогда как на западном склоне Срединного хребта Камчатки верхняя граница не поднимается выше маастрихта. По-видимому, скользящей является и нижняя граница. Мощность отложений, включаемых в формацию в разных местах Укэляйтской зоны, оценивается по-разному — от 1,5—2,5 до 5—7 км [15, 23].

Типичная для формации ассоциация пород состоит из ритмичного чередования темно-серых, главным образом мелкозернистых, песчаников, алевропелитов и черных аргиллитов. Все породы, как правило, сильно кливажированы и иногда по кливажу превращены в филлитоподобные сланцы. Часто породы, особенно более грубозернистые песчаники, обогащены обугленным растительным детритом. Количество последнего возрастает в более западных и северных разрезах (т.е. в направлении к палеоконтиненту, и в частности к Хатырскому поднятию).

В рассматриваемой формации на уровне кампана характерно появление во многих местах кремнистых пород, а иногда и базальтов, по петрохимическим характеристикам близких к базальтам базальтово-яшмовой формации. По-

**Химический состав пород
субаркозовой флишондной формации, мас.%**

Компонент	Лесновская серия			Корякская серия
	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Песчаники
	<i>n</i> = 7	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 6
SiO ₂	70,45 <u>3,09</u>	64,67 <u>1,97</u>	59,01 <u>2,33</u>	66,49 <u>3,53</u>
TiO ₂	0,52 <u>0,07</u>	0,63 <u>0,03</u>	0,98 <u>0,16</u>	0,60 <u>0,28</u>
Al ₂ O ₃	13,38 <u>2,06</u>	16,14 <u>1,21</u>	19,56 <u>1,66</u>	14,98 <u>1,45</u>
Fe ₂ O ₃	1,52 <u>0,48</u>	1,36 <u>0,47</u>	1,52 <u>0,19</u>	1,45 <u>0,36</u>
FeO	2,16 <u>0,60</u>	2,76 <u>1,26</u>	4,19 <u>0,52</u>	3,79 <u>0,95</u>
MgO	1,62 <u>0,39</u>	1,84 <u>0,63</u>	2,56 <u>0,46</u>	2,09 <u>0,62</u>
CaO	2,21 <u>0,59</u>	1,67 <u>0,13</u>	1,29 <u>0,26</u>	1,72 <u>1,38</u>
Na ₂ O	3,09 <u>0,41</u>	2,55 <u>0,50</u>	2,64 <u>0,29</u>	2,75 <u>0,57</u>
K ₂ O	1,66 <u>0,42</u>	2,93 <u>0,61</u>	3,78 <u>0,99</u>	1,70 <u>0,36</u>

Примечание. В числителе — среднее содержание окисла, в знаменателе — дисперсия. *n* — количество анализов. Анализы выполнены в аналитической лаборатории ПГО "Укрчерметгеология".

видимому, в формации широко распространены обвально-оползневые образования, связанные с переотложением на склоне своего же собственного материка [27].

Лесновские песчаники состоят из кварца, кислых плагиоклазов, реже калиевых полевых шпатов. Обломки пород (до 20%) представлены метаморфическими и кремнистыми разностями. Характерно низкое содержание темноцветов. В целом сходный состав песчаников сохраняется и в корякской серии. Среди них встречаются разности, отложенные как природными течениями, так и суспензионными потоками. Первые — это хорошо отмытые арениты, иногда тонкослоистые, образующие слои от 5 до 30 см. В их подошве часто наблюдаются знаки течений. Песчаники второго типа характеризуются градационной слоистостью и присутствием матрикса (это типичные вакки).

Для всех пород лесновской и корякской серий характерно присутствие новообразованного серицита, в том числе в трещинах кливажа.

Химический состав пород формации показан в таблице. Из нее видно, что в песчаниках корякской серии по сравнению с лесновской снижается содержание SiO₂ и возрастает содержание FeO и MgO, что связано с увеличением в них количества темноцветных минералов литической составляющей, а также первичного глинистого матрикса.

Субаркозовая флишондная формация накопилась в относительно глубоководном бассейне, в пределах весьма протяженного участка (не менее 1000 км) континентального склона и его подножия. Ширина бассейна была не меньше первых сотен километров. В строении формации участвуют отложения разных

частей долинно-верных систем, и в первую очередь дистальные турбидиты. Широко распространены отложения вдольсклоновых течений, которые обусловили усреднение вещественного состава пород на огромном расстоянии.

Пестрофациальная терригенная формация включает терригенные поздне меловые отложения Анадырско-Корякской складчатой системы. Разные фациальные типы отложений, входящие в рассматриваемую формацию, представлены характерными для них ассоциациями пород. В пределах большинства анадырско-корякских зон отмечаются как разные типы мелководных (и даже наземных) отложений, так и относительно глубоководные комплексы. Переходы между мелководными и более глубоководными комплексами прослеживаются и по латерали и в разрезе. Местами намечаются элементы цикличности, подобные установленной для опорного разреза сенона в Аляктаваамской зоне. [22]. Ниже кратко описаны наиболее типичные породные ассоциации, встречающиеся среди поздне меловых отложений отдельных зон.

В Таловско-Пекульнейской зоне поздне меловые отложения наиболее подробно изучены в районах, выходящих за пределы Корякского нагорья, и прежде всего в юго-западной части зоны — в Пенжинском кряже. Однако, как подчеркивает А.Д. Чехов, основные закономерности строения поздне меловых отложений в Пенжинском кряже намечаются и в остальных частях зоны [29].

Позднеальб-туронские отложения прослеживаются по всей Таловско-Пекульнейской зоне. Состав и строение этих отложений сохраняются на значительных расстояниях вдоль зоны и заметно меняются вкрест простирания, в направлении к Охотско-Чукотскому вулканоплутоническому поясу. В обрамлении последнего они обычно выделяются как валиженская свита, которая сложена чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов и пластов углей с обильными остатками флоры. Морские органические остатки в этой свите не встречены, и, таким образом, вблизи пояса, по-видимому, накапливалась типичная континентальная угленосная моласса, представляющая собой самостоятельную формацию. Залегает она несогласно на более древних комплексах. С удалением от пояса континентальные отложения сменяются морскими альбско-туронскими толщами, выделенными в Пенжинском кряже как маметчинская свита. Ее отложения также залегают трансгрессивно (в ряде мест — с размывом и резкими угловыми несогласиями, иногда — с параллельными несогласиями) на более древних комплексах. Но во многих местах наблюдаются постепенные переходы от подстилающих аптско-альбских флишоидных толщ. В зонах резких несогласий в основании маметчинской свиты иногда развиты горизонты грубообломочных пород. Местами среди обломков отмечаются породы подстилающих толщ неокома. Основная часть разрезов этой свиты и ее аналогов сложена песчаниками либо флишоидным чередованием песчаников и алевролитов. Эти разрезы, как правило, охарактеризованы обильными остатками либо иноцерамид, либо аммонитов, либо и тех и других. Такое распределение остатков, как показывают наши наблюдения в других районах, указывает на разнофациальный, и прежде всего разноглубинный, характер сеноманско-туронских терригенных отложений. В составе обломочного материала песчаников преобладают продукты размыва пород Охотско-Чукотского пояса (гранитов и разного типа вулканитов). Мощность морских верхнеальбско-туронских отложений в Таловско-Пекульнейской зоне варьирует в пределах 1000—3000 м.

Сенонские отложения этой зоны также сложены главным образом песчаниками, грубо чередующимися с алевролитами, иногда пластами гравелитов и конгломератов. Для ассоциации пород, слагающих сенонские отложения, характерны и туфы. Количество прослоев последних увеличивается в направлении к Охотско-Чукотскому поясу. Встречаемые остатки фауны характеризуют, как правило, мелководные биоценозы, так как, помимо иноцерамид, включают мшанки,

губки, ругозы. По-видимому, в сенонском Таловско-Пекульнейском бассейне преобладали мелководные фации. В сторону Охотско-Чукотского пояса, как и в сеноман-туроне, намечается смена мелководно-морских отложений континентальной угленосной молассой. Внутри разрезов сенонских отложений отмечаются локальные стратиграфические несогласия. В частности, такое несогласие предполагается в основании маастрихтских отложений в бассейне р. Майн. Мощность сенонских отложений почти во всех районах Таловско-Пекульнейской зоны 3—4 км.

В Алганско-Майницкой зоне нижняя часть верхнемеловых отложений (альбско-туронская) известна под названиями "перекатинская свита" в Алганском прогибе и "куйбисеевская серия" в Емраваамском прогибе [24]. Эти отложения охарактеризованы очень редкими находками фаунистических остатков, при этом большая часть их представлена остатками аммонитов. Везде в составе отложений доминируют терригенные породы: разнообразные песчаники, гравелиты, алевролиты и аргиллиты. В резко подчиненных количествах отмечаются кремнистые породы, туфы и лавы основного состава. По нашим наблюдениям в верховьях р. Емраваам и в бассейне р. Малый Научирынай, кремнистые аргиллиты, яшмы (иногда с основными лавами) встречаются в виде маломощных пачек в альбской части разреза. При этом в смятых структурах контакты яшм с песчаниками, как правило, сорваны. В этих районах наиболее характерны для описываемой части разреза мощные пачки плитчатых темно-серых полимиктовых песчаников. Слоистость в них обычно незаметна либо проявлена в виде субпараллельной напластованию полосчатости. Иногда среди однородных песчаников встречаются пачки ритмичного их чередования с алевролитами и аргиллитами. В песчаниках этих пачек бывает проявлена градационная сортировка, а в нижней части слоев присутствуют многочисленные эдафогенные обломки темно-серых алевропелитов. Общая мощность указанных свит условно оценивается в несколько километров.

Нижнесенонская часть разреза представлена флишондной толщей ламутской свиты в Алганском прогибе и гравелито-песчаной вилюнейской свитой в Емраваамском прогибе. Их мощность оценивается в 2—3 км, и залегают они со стратиграфическим и угловым несогласием в основании. Верхнесенонские отложения фаунистически хорошо доказаны только в Емраваамском прогибе, где они также представлены достаточно мощной толщей чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда с четкой градационной стратификацией. Довольно часто в составе позднесенонских отложений присутствуют горизонты внутриформационных конгломератов. В бассейне верховьев р. Емраваам среди верхнемаастрихтской части разреза встречаются типичные отложения прибрежных фаций с многочисленными остатками гастропод, морских ежей и других организмов.

Таким образом, в пределах Алганско-Майницкой зоны на позднемезозойском этапе развития существовал Алганско-Емраваамский прогиб, который интенсивно заполнялся терригенным материалом. Этот прогиб унаследовал развитие раннемелового Майницкого окраинного морского бассейна, хотя средне-меловые и последующие деформации, по-видимому, сильно сократили площадь этого бассейна. Скучивание приводило к появлению в областях сноса новых источников обломочного материала и к изменению состава песчаников. Так, в верховьях р. Емраваам переход от неоконских песчаников верхов чырынайской свиты к альб-сеноманским четко фиксируется появлением в последних чешуек биотита и обломков углистых алевропелитов.

В Алькатваамской зоне поздне-меловые терригенные отложения изучались нами в ее южной ветви, где они выделены как отложения гинтеровской, гангутской, барыковской, корякской и чукотской свит. Наиболее подробно нами изучены отложения гинтеровской свиты [19]. Было показано, что в пределах Алькатваамского бассейна, который развивался на месте раннемелового между-

гового прогиба в позднеальбско-раннетуронское время, фациальные условия в разных участках и на разных этапах развития менялись. На разных стратиграфических уровнях в гинтеровских отложениях можно проследить латеральные переходы от мелководных лагунных и даже наземных до относительно глубоководных отложений депрессионных ванн, не содержащих донных органических остатков. Сходные условия сохранялись и при накоплении сенонских толщ, однако роль мелководных отложений, часто богатых растительным детритом, возрастала. Заполнение позднемелового Алькатваамского прогиба терригенными отложениями, по-видимому, шло главным образом за счет разрушения Кэнкэрэнского поднятия, а частично и более мелких внутренних отmelей, которые временами поднимались над уровнем моря. Вещественный состав песчаников в разных зонах Алькатваамского бассейна был разным, что отразилось на их валовом химическом составе, и прежде всего на содержании SiO_2 .

В Эконайской зоне широко распространены отложения верхнего сенона, достигающие значительной мощности. Они в виде неоавтохтона перекрывают более древние отложения, входящие в покровно-складчатые структуры Эконайской системы. Допозднесенонские верхнемеловые отложения в этой зоне встречаются фрагментарно. Вероятно, частично это можно объяснить тем, что осадконакопление здесь было повсеместным и маломощным. Это было вызвано тектоническими деформациями и скупиванием, которые происходили в позднемеловое время в пределах Хатырского поднятия. Свидетельством этих деформаций является сенонский олистостром, вскрытый в бассейне р. Островной [29]. Фрагменты верхнемеловых отложений обычно представлены мелководными типами. В частности, среди отложений Накыпыйлякского покрова на разных уровнях встречаются ракушечниковые биогермы. Среди позднесенонских отложений много грубообломочных пород, связанных с разрушением Хатырского поднятия. Особенно много грубообломочных отложений накопилось на южном склоне этого поднятия. Они изучались нами в разрезе кулайской свиты в междуречье рек Хатырки и Опухи [11], а также в верховье р. Апуки.

Соотношение формаций и их палеотектоническая интерпретация. Хотя премастрихтские и раннепалеогеновые деформации сильно нарушили структуру отложений, входящих в формации позднемезозойского этапа, и многие контакты между формациями и разными фациальными этапами отложений проходят по разломам, первоначальные соотношения между ними восстанавливаются увереннее, чем для более древних отложений. Это объясняется тем, что во многих сложных покровно-складчатых структурах позднемеловые отложения, особенно их верхняя часть, занимают неоавтохтонное положение и тектонические деформации не изменили первичного порядка в относительном расположении фаций и формаций. Кроме того, позднемеловые отложения в целом гораздо лучше фаунистически охарактеризованы, чем многие нижнемеловые комплексы. То и другое позволяет лучше использовать результаты фациального анализа для характеристики формаций позднемелового этапа. В настоящее время латеральные и вертикальные соотношения вышеописанных формаций установлены достаточно твердо.

На севере (в Анадырско-Корякской системе) доминирует пестрофациальная терригенная формация. Фациальные типы отложений указывают на то, что ее формирование протекало в пределах обширного шельфового бассейна развитого на краю континента. В пределах суши с ним граничил активно развивавшийся Охотско-Чукотский вулканический пояс, в котором в наземных водоемах в условиях гумидного климата накапливались вулканогенные угленосные моласовые комплексы.

Заполнение бассейна осадками происходило как за счет обломочного материала, поступавшего с континентальной суши (и прежде всего вулканического пояса), так и за счет разрушения внутренних островных поднятий (прежде всего

Кэнкэрэнского и Хатырского), сохранившихся как положительные структуры от предыдущего этапа. Этим объясняется весьма разнообразный состав песчаников. На склонах этих внутрибассейновых поднятий формировались наиболее грубообломочные позднемеловые отложения. Очень широко распространены мелководные грубообломочные отложения на южном склоне Хатырского поднятия.

Второй формацией северного ряда является гиадокластово-базальтовая, которая сменяет пестрофациальную терригенную по вертикали. Однако эта формация по сравнению с предыдущей имела чрезвычайно локальное распространение. Она является реликтом небольшой существенно подводной вулканической гряды, возникшей в самом конце мела на краю континентального шельфа.

На юге (в Камчатской системе) доминируют формации вулканогенно-осадочной группы. Нижнее положение в формационном ряду здесь занимают яшмово-базальтовая и тесно с ней связанная диабазово-туфово-кремнистая формации. На основании петрохимической характеристики базальтоидов можно полагать, что их образование происходило как в пределах рифтовой зоны окраинного моря [50, 55], так и в пределах окраин океанической плиты [29]. Представляется, что, если будет доказана одновозрастность яшмово-базальтовых отложений смагинской (африканской) свиты с ватынской серией, более правомочной станет вторая точка зрения. В процессе образования яшмово-базальтовой формации доминировали подводные трещинные излияния и межпластовые интрузии. Глубина накопления яшмово-базальтовой формации была выше уровня карбонатной компенсации. Этим объясняется специфическое для этой формации присутствие в ее верхней части разнообразного карбонатного материала.

По вертикали яшмово-базальтовая формация сменяется эффузивно-туфовой (порфировой). Эта формация, обладавшая типичным для современных островных дуг вулканизмом, образовалась в пределах сложного поднятия (возможно, дуги), где доминировали наземные извержения центрального типа с высоким коэффициентом эксплозивности.

В латеральном ряду между маастрихтской порфировой и маастрихтской грубообломочной терригенной шельфовой формациями располагается одновозрастная субаркозовая флишоидная формация. Ее соотношение с шельфовой всюду осложнено молодыми разломами. Контакт между ней и эффузивно-туфовой формацией практически нигде не наблюдается, так как почти везде по крутому Лесновско-Ватынскому надвигу с ней соприкасаются отложения яшмово-базальтовой формации. Вероятно, под этим надвигом погребены отложения переходного типа между туфогенными и субаркозовыми. Накопление субаркозовой формации происходило в относительно глубоководном, широком и весьма протяженном участке позднемелового бассейна, который существовал между краем шельфа и вулканическим поднятием.

ОБЩАЯ СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Изучение мезозойских формаций дает возможность восстановить тектоническую эволюцию Корякского нагорья. Устанавливаются три этапа его развития — ранне-, средне- и позднемезозойский, длительность которых определяется в 65, 30 и 35 млн лет. Каждому этапу соответствовал свой структурный план и свой режим осадконакопления. Их разделяли более короткие периоды деформаций (среднеюрский — 20—30 млн лет и среднемеловой — 10 млн лет), приводившие к смене тектонических режимов и к структурным перестройкам.

Раннемезозойские комплексы принадлежат к двум различным зоогеографическим провинциям — бореальной (Таловско-Пекульнейская зона) и тети-ческой. В западной части рассматриваемого региона располагалась система островных дуг или единая крупная Удско-Мургальская островная дуга [28, 30].

Эта структура отделяла мезозойды Верхояно-Чукотской складчатой системы от палеоокеанического бассейна. Значительная часть этой структуры развивалась на меланократовом фундаменте палеозойского возраста, фрагменты которого обнажаются в Таловско-Пекульнейской зоне. Триас-юрские отложения корякской части Таловско-Пекульнейской зоны накапливались вблизи этого поднятия с внешней (океанической) стороны. Метаморфические образования Ваежского блока с глаукофановыми сланцами, вероятно, соответствуют субдуктивным образованиям этого времени.

Триасовые ассоциации Алганско-Майницкой (за исключением Ваежского поднятия), Аькатваамской и Эконайской зон отвечают структурам океанического бассейна: островным дугам, океаническим (энсиматическим) прогибам и поднятиям. Сходство этих образований с разновозрастными толщами Северной Америки, Приморья, Сахалина, Японии указывает на формирование их в едином крупном весьма сложно построенном бассейне, каковым являлся триасовый океан [34]. Тетическая фауна [7, 47, 52, 56] и палеомагнитные данные [57] указывают на их накопление в южных широтах. В дальнейшем они должны были испытать перемещение к северу и в ходе дрейфа оказались приближенными к Азиатскому континенту. Время приращения их к континенту определить трудно, и, скорее всего, в разных сегментах оно происходило в разное время. Максимальное сближение в пространстве разнородных комплексов, отвечающих разным зоогеографическим провинциям, произошло в Корякском сегменте в средней юре. Единственным репером, свидетельствующим об этом, может служить прекращение кремненакопления.

Перемещение океанических комплексов верхнего палеозоя—триаса—нижней юры в северном направлении сопровождалось внутренними деформациями, приводившими к фрагментации палеоструктур, соединению их в тектонические блоки.

Многое в характере и механизме приращения тетических комплексов остается неясным. Отсутствие структур, в строении которых участвовали бы как азиатские, так и тетические комплексы, а также отсутствие синхронных олистостромов, которые могли бы указывать на шарьирование одного из этих комплексов на другой, заставляют говорить не о жестком взаимодействии этих литопластин, а лишь о приращении тетической литопластины. В процессе приращения происходили внутренние деформации, возникали чешуйчатые структуры. В результате сближения со структурами мезозойд (средняя юра) произошло резкое горизонтальное сокращение и утолщение коры, внедрение плагногранитов и, как следствие, общее изостатическое поднятие масс, о чем свидетельствуют находки мелководных среднеюрских отложений в Эконайской зоне.

В переходной зоне между мезозойдами и корякскими палеоокеаническими комплексами во время северного перемещения последних образовалась Удско-Мургальская островная дуга, ориентированная вдоль палеоокеана и перпендикулярно структурам мезозойд. Состав вулканитов позволяет восстановить внутреннюю и внешнюю зоны палеодуги, обращенной выпуклостью к океану [30].

Началу среднемезозойского этапа предшествовала деструкция. С нею связано разрушение располагавшегося к востоку от Удско-Мургальской дуги Корякского палеоокеанического блока со зрелой, утолщенной океанической или переходной корой среднеюрского возраста. Деструкция сопровождалась разрывами сплошности коры и ее раздвигом. Отдельные структуры растяжения проникли и в область мезозойд, где в результате раздвига древней архейской континентальной коры возникли своеобразные рифтогенные офиолиты [29]. К подобным рифтогенным структурам, вероятно, относятся Южно-Анюйская зона и эвгеосинклинальные комплексы залива Креста.

Реализация раздвига осуществлялась на нескольких структурных (коровых и мантийных) уровнях [39, 41]. Основные массы коровых блоков, существен-

ную роль в которых играли породы офиолитовой ассоциации и тетические комплексы, сместились к югу. Эта модель развития подробно обоснована в более ранних работах [29, 41, 43]. Раскрытие сопровождалось подводными излияниями лав эффузивно-яшмовой формации. Вполне вероятно, что дифференцированное смещение коровых блоков обусловило создание в их тылу не единого прогиба [40], а системы более мелких отрицательных структур, созданных рассеянным спрединггом. Ранее нами уже отмечалось [20], что такая модель нескольких седиментационных прогибов в пределах крупной отрицательной структуры типа краевого моря лучше объясняет фаціальную пестроту чирьнайской серии.

Одновременно с раскрытием новообразованного краевого Майницкого моря, перемещением коровых масс в сторону океана и их скупиванием возникает сложная островодужная система, в фундамент которой вошли и указанные массы. Островодужная система была представлена внутренней вулканической (Кэнкэрэнской) грядой и внешней невулканической, в которой первоначально, возможно, обособлялись два самостоятельных поднятия — Емраваамское и Хатырское. Между вулканической и невулканической грядами заложился Аькатваамский междуговой прогиб. В заполнявших его осадках, по мере удаления от вулканической Кэнкэрэнской гряды (разрезы в хребтах Кэнкэрэн, Изнури-тельный) в депрессионную зону роль грубого туфогенного и вулканомиктового материала сокращалась. Кэнкэрэнское поднятие разделяло Аькатваамский прогиб и Майницкое задуговое море. Большая часть невулканической гряды, по-видимому, представляла собой флексуру, местами слабо выраженную в рельефе и почти на всем своем протяжении не выступавшую над уровнем моря. Рост этой структуры продолжался в течение среднемезозойского этапа, и к его концу, возможно, она уже представляла собой единое поднятие. Хатырская часть поднятия являлась наиболее сложно построенной. Она была сложена пакетами аллохтонных масс из расслоенных палеозойских и триасовых пластин и пород меланократового основания. Эти комплексы в современной структуре обнажаются в Эконайской зоне. На приокеаническом склоне Хатырской невулканической гряды, соответствующем пространству дуга—желоб, шло накопление существенно терригенных отложений, содержащих лишь отдельные прослои тонкозернистых туфогенных пород, но богатых карбонатными конкрециями, прослоями детритных известняков, бухиевыми ракушечниками, а также телами подводно-оползневых микститов из обломков пород, слагающих гряду. В современной структуре эти отложения в виде пекульнейской и инаськваамской свит вскрыты в составе Накыпыйлякского покрова Эконайской зоны. Предполагается, что зоной субдукции область накопления отложений накыпыйлякского типа отделялась от области накопления эффузивно-яшмовой формации яранайского типа. Последняя представляла собой осадки части океана, которая, по-видимому, до конца среднемезозойского этапа субдуцировала под островодужную систему. Вероятно, наибольшая скорость субдукции была в готериве, когда максимальной интенсивности достиг вулканизм в пределах Кэнкэрэнской вулканической гряды.

Таким образом, на среднемезозойском этапе Корякское нагорье представляло собой зону перехода океан—континент. В пределах этой зоны существовала система новообразованных краевых и междуговых бассейнов, разделенных вулканическими и невулканическими поднятиями. Динамическая модель таких структур во многом определялась системой тыловой раздвиг—фронтальный надвиг [41]. Состав выполняющих отложений и структурная позиция этих бассейнов и поднятий позволяют сопоставлять их с красивыми морями и островными дугами современной западной периферии Тихого океана. Наиболее перспективной для сравнения представляется модель развития Филиппинского моря.

Среднемеловой этап деформаций (апт—альб) завершил развитие этой поздне-

юрско-раннемеловой динамической системы. Отсутствие островодужных комплексов среднемелового возраста в Корякском нагорье позволяет предположить, что ранее существовавшие здесь структуры краевых морей—островных дуг перестали развиваться. Среднемеловой этап деформаций проявился во всех зонах Анадырско-Корякской складчатой системы. Деформации этого этапа усиливаются при переходе от океанических структур к приконтинентальным. Наиболее интенсивно они проявились в структурах Таловско-Пекульнейской зоны и Ваежского поднятия, где альб-сеноманские отложения запечатывают сложную структуру, являясь неавтохтоном. В более западных районах, расположенных между корякскими структурами и Охотско-Чукотским вулканическим поясом, в это время начался этап накопления морских и континентальных моласс. Внедрение габбро-плагногранитов и диорит-гранодиоритов указывает на завершение здесь формирования гранитно-метаморфического слоя.

В Алганско-Майницкой зоне породы верхнемезозойского комплекса несогласно залегают на смятых в складки, счешуенных, двосенных, тектонизированных и метаморфизованных в пренит-пумпеллитовой фации отложениях чирынайской серии. В результате этих деформаций произошло резкое горизонтальное сокращение и увеличение мощности коры. Внедрение плагногранитов, рвущих породы чирынайской серии, свидетельствует о формировании среднемелового гранитно-метаморфического слоя.

В пределах Кэнкэрэнской дуги и Алякватваамского прогиба деформации были менее интенсивными. В положительных структурах намечается несогласное залегание альбско-сеноманских отложений, а в отрицательных — согласное. С этим этапом были связаны рост Хатырского поднятия и начало разрушения Кэнкэрэнской островной дуги, о чем свидетельствует состав обломков прибрежно-морских отложений гинтеровской свиты Алякватваамского покрова [19, 25]. Часть океанической плиты с яранайской эффузивно-яшмовой формацией причленилась к Хатырскому поднятию. В конечном результате вся среднемезозойская система сложно развивавшихся прогибов и поднятий превратилась в единую (но гетерогенно построенную) Корякскую литопластину. Субдукция этой литопластины под новообразованный край Восточно-Азиатского континента обусловила возникновение в его пределах Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, наложившегося на различные более ранние структурные зоны, в том числе и на структуры Удско-Мургальской дуги. В отличие от активных окраин андийского типа в Охотско-Чукотском поясе под континент пододвигалась не океаническая плита, а литопластина, прошедшая сложное развитие, с гетерогенной корой переходного типа. Взаимодействие и сочленение Корякской литопластины с континентом имело жесткий характер, о чем свидетельствует сложная покровная структура Таловско-Пекульнейской зоны.

Среднемеловой этап деформаций привел к созданию нового структурного плана и предопределил позднемеозойское развитие Корякской литопластины. Большая часть ее территории представляла собой область приконтинентального шельфа с отдельными внутренними поднятиями и прогибами. Верхнемеловое осадконакопление в Таловско-Пекульнейской зоне характеризовалось прибрежно-морскими и континентальными фациями с пластами и линзами углей. Кэнкэрэнское вулканическое поднятие с этого периода развивалось как островная структура, подвергавшаяся интенсивной эрозии и поставлявшая обильный вулканический материал в Алякватваамский прогиб. Проявления вулканизма в его пределах если и были, то имели очень локальный характер. Крупной положительной структурой с мелководным и повсеместным осадконакоплением стало Хатырское поднятие.

К юго-востоку от Корякской литопластины шло накопление яшмово-базальтовой формации. По-видимому, в докампанское время это был участок океа-

нического бассейна, хотя некоторые факты, как отмечалось, можно интерпретировать как свидетельства в пользу существования здесь новообразованного рифтогенного бассейна с океанической корой.

В позднем сеноне произошли тектонические движения, хотя и не приведшие к коренной перестройке структуры, но хорошо отразившиеся в характере толщ и их соотношении с другими толщами. В Таловско-Пекульнейской зоне морские мелководные отложения полностью сменились континентальными. В северной части Хатырского поднятия была сформирована Эконайская покровная система лежащих складок, которые запечатаны позднемаастрихтскими отложениями как неавтохтоном.

В позднем сеноне наиболее крупные структурные преобразования произошли в пределах Камчатской складчатой системы. Здесь на коре океанического типа, на отложениях яшмово-базальтовой формации начала развиваться сложно построенная вулканическая гряда островодужного типа, которая стала одной из главных структур в меловой Камчатской геосинклинали. Ее развитие обусловило формирование эффузивно-туфовой (порфировой) формации.

Причина возникновения в Камчатской складчатой системе позднемеловой островодужной гряды остается невыясненной. Предположение о субдукции плиты со стороны океана в соответствии с теорией тектоники плит пока остается недоказанным и даже оспаривается на материале изучения чешуйчатонадвиговой структуры северной части Восточно-Камчатского антиклинория [54]. Между корякским шельфом и островной дугой располагалась область накопления мощных терригенных толщ Укэлятской зоны, которые можно рассматривать как отложения континентального подножия. Присутствие в кампанской части разреза терригенных толщ местами яшм и базальтоидов, которые по своим петрохимическим характеристикам аналогичны встреченным в яшмово-базальтовой формации, может свидетельствовать в пользу существования в основании прогиба коры океанического типа. Как отмечалось, могут рассматриваться две модели происхождения бассейна накопления отложений ватынской и корякской серий — отчленение части океана островной дугой и формирование новообразованной рифтогенной энсиматической впадины. Авторы принимают первую модель. В маастрихте началось надвигание отложений ватынской серии на структуры Укэлятского прогиба. Это были первые этапы заложения регионального Лесновско-Ватынского покрова, которые местами сопровождалось развитием олистострма вблизи его фронтальной части [3, 27]. Окончательное формирование покрова и обдукция океанических и островодужных комплексов (ирунейской, ватынской и ачайваемской серий) на терригенные серии Укэлятского прогиба произошли в палеоцене. Покровом были перекрыты отложения приостроводужного борта прогиба. Этим можно объяснить отсутствие туфогенных отложений в оставшейся части прогиба.

Соотношение корякских и камчатских структур в пределах северного борта Укэлятского прогиба имеет трансформный характер, осложненный молодыми разломами. По-видимому, значительная часть напряжений здесь гасилась в пределах самой Камчатской системы по Лесновско-Ватынскому разлому. Иной характер соотношения корякских и камчатских структур наблюдается в пределах Яранайского купола в Эконайской зоне. Здесь терригенные комплексы, сопоставимые по возрасту с отложениями Укэлятского прогиба, а также надвинутые на них отложения позднемеловой яшмово-базальтовой формации (аналоги ватынской серии) в посткампанское (а точнее, в маастрихтское или даже постмаастрихтское) время были субдуцированы под Эконайскую структуру. Представление о постмаастрихтской субдукции Яранайского субавтохтона высказывалось и на первом этапе изучения Эконайской зоны [29, 39, 41]. Проведенное детальное изучение строения субавтохтона проливает свет и на проблему сочленения Корякской и Камчатской систем. Из полученного материала

следует, что на продолжении Укэляйтского прогиба к востоку это сочленение приобретало более жесткий характер в результате пододвигания Камчатской литопластины под Коряжскую. Вероятно, отражением этой субдукции было формирование вдоль края Коряжской литопластины в позднем маастрихте—палеоцене гналокластово-базальтовой формации. Возникшая здесь вулканическая структура заложилась на гетерогенном основании, состоящем из комплексов Хатырского поднятия и толщ Алякватваамского прогиба. При этом наблюдается некоторое омоложение вулканических комплексов вдоль этой структуры с юго-запада на северо-восток [17]. Одновременно с отмеченной субдукцией в конце мелового периода окончательно сформировалась Коряжская система покровов, выраженная прежде всего в перекрытии Майницким аллохтоном алякватваамских структур. Это вызвало резкое сокращение площади, занятой Коряжской литопластинкой, и увеличение мощности ее коры.

Проведенный пространственный и временной анализ распределения формаций и намеченные этапы тектонического развития позволяют говорить о длительном формировании континентальной коры в Коряжском нагорье. Этот регион находится в начале континентальной стадии развития и становления континентальной коры, хотя и обладает достаточно зрелым гранитно-метаморфическим слоем. Формирование последнего происходило многоактно и нарушалось деструктивными явлениями. Наряду с эндогенными (магматизм, метаморфизм) существенную роль в его становлении играли тектонические процессы: скучивание, приращение разнородных комплексов, включение блоков с более древней океанической и переходной корой. Комплексами-показателями разновозрастных гранитно-метаморфических слоев могут служить плагиогранитные ассоциации, изучение которых позволит более подробно охарактеризовать как особенности самих процессов, так и их металлогению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Коряжском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
2. Александров А.А., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г. и др. Новые данные по тектонике Коряжского нагорья // Геотектоника. 1975. N 5. С. 60—72.
3. Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Коряжского нагорья // Там же. 1979. N 1. С. 85—95.
4. Аристов В.А., Брагин Н.Ю., Бялобжеский С.Г. и др. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Коряжского нагорья // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, N 6. С. 1432—1434.
5. Аристов В.А., Брагин Н.Ю., Бялобжеский С.Г. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Коряжского хребта // Там же. 1982. Т. 265, N 1. С. 140—143.
6. Брагин Н.Ю., Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Новые находки средне- и верхнетриасовых отложений в Коряжском нагорье // Там же. 1986. Т. 290, N 3. С. 681—683.
7. Бычков Ю.М., Чехов А.Д. О своеобразии позднетриасовой фауны хребта Кэнкэрэн: (Коряжское нагорье) // Колыма. 1982. N 56. С. 55—56.
8. Бялобжеский С.Г. Тектоника Коряжского хребта: (Северо-Восток СССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 23 с.
9. Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д. и др. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Коряжского хребта в связи с тектоническим развитием района // Геотектоника. 1981. N 3. С. 94—104.
10. Бялобжеский С.Г., Похулайнен В.П. Новые месторождения отложений позднего неокома на востоке Коряжского нагорья // Тихоокеан. геология. 1983. N 2. С. 101—104.
11. Бялобжеский С.Г., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Верхнемеловые отложения хребта Расчлененного (Коряжское нагорье) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, N 1. С. 199—201.
12. Вишнева В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст ватынской серни: (Олюторская зона Коряжского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 12. С. 71—78.
13. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Кн. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 548 с.
14. Гладенков Ю.Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Коряжское нагорье) // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 89. С. 120—129.
15. Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 130—149. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).

16. Григорьев В.Н. Седиментация эдафогенного материала // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм: (Сравнит. характеристика). М.: Наука, 1984. С. 24—37. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
17. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Соколов С.Д. Структурное положение и петрохимическое датско-палеоценовых базальтоидов Алякатваамской зоны Корякского хребта // Геотектоника. 1984. N 3. С. 88—99.
18. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Геологическое строение Росомашинской зоны меланжа (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, N 3. С. 666—669.
19. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Похилайнен В.П. Верхнеальбско-туронские отложения восточной части Корякского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 1. С. 47—57.
20. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения Корякского нагорья // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 58—80.
21. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканы перешейки Камчатки // Тихоокеан. геология. 1986. N 4. С. 58—65.
22. Дундо О.П., Короткевич В.Д., Василенко Л.В. Опорный разрез сенона. Л.: НИИГА, 1974. 97 с.
23. Ермаков Б.В. Узлаятско-Шумагинский флишевый прогиб Корьякии и Южной Аляски // Геология и геофизика. 1975. N 6. С. 42—46.
24. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 110 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 349).
25. Казимиров А.Д. Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. М.: Наука, 1985. 112 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 391).
26. Колясников Ю.А. Кремнисто-вулканогенные образования офиолитовых ассоциаций Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1984. 24 с.
27. Крылов К.А., Казимиров А.Д., Федоров П.И., Астраханцев О.В. Тектоническая структура фронтальной части Ватынского покрова (Корякское нагорье) // Проблемы эволюции литосферы. М.: Наука, 1985. С. 20—21.
28. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 158 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
29. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 219 с.
30. Парфенов Л.М. Континентальная окраина и островные дуги мезозонд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
31. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 393).
32. Петрина Н.М., Шапиро М.Н., Боларинова М.Г. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения Восточных хребтов Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 3. С. 47—62.
33. Попеко В.А., Михалева Ю.А. Химический состав и стронциевая изотопия базитов из офиолитов Ягельной зоны // Тихоокеан. геология. 1984. N 1. С. 47—52.
34. Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института. М.: Наука, 1980. С. 123—175.
35. Пуцаровский Ю.М., Зинкевич В.Н., Мазарович А.О. и др. Тектонические покровы и надвиги в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геология Мирового океана. 27-й МКГ.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 1. С. 95—99.
36. Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Геологические особенности современных и древних океанов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, N 2. С. 404—406.
37. Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Особенности тектонического развития покровной структуры Эжонайской зоны Корьякии // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, N 6. С. 1172—1175.
38. Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 63—80.
39. Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, N 5. С. 1186—1189.
40. Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялбжеский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей // Геотектоника. 1977. N 5. С. 95—113.
41. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Система фронтального надвига—тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (Корякский хребет) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 15—22. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
42. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Тектонические покровы и движение литосферных плит // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 35—41.
43. Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М. Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента (Корякское нагорье) // Минеральные преобразования пород океанического субстрата: Эпигенез и начальный метаморфизм. М.: Наука, 1981. С. 160—172.
44. Рукавов И.М., Егизаров Б.Х. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений восточной части Корякского хребта // Тр. НИИГА. 1958. Т. 85. С. 3—19.
45. Селиверстов В.А. Раннегеосинклинальный магматизм Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1981. 20 с.

46. Селиверстов В.А., Гречин В.И. Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 182—204. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
47. Соколов С.Д. Экзотические толщи раннего мезозоя севера Тихоокеанского пояса // Докл. АН СССР. 1985, Т. 283, N 3. С. 690—693.
48. Терехова Г.П., Эпштейн О.Г. Новые данные по стратиграфии и литологии кремнисто-вулканогенного палеозоя восточной части Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 3. С. 132—135.
49. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР // Геотектоника. 1975. N 6. С. 15—29.
50. Федоров П.И. Сравнение петрохимических особенностей позднемиловых вулканитов Северной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 124—136.
51. Хаорова И.В., Руженцев С.В. Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов: Сообщение 1. Отложения краевых морей и смежных участков океана // Литология и полез. ископаемые. 1985. N 5. С. 1—15.
52. Чехов А.Д., Бычков Ю.М., Левашов С.В., Петров А.Н. Верхний триас в северо-восточной части Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1984. N 2. С. 62—66.
53. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. N 4. С. 66—75.
54. Шапиро М.Н., Сляднев Б.И., Ландер А.В. Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника. 1984. N 6. С. 84—93.
55. Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Среднего хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. N 5. С. 22—26.
56. Irving E. Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terranes // Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16, N 3. P. 669—694.
57. Monger J.W.H., Ross C.A. Distribution of Fusulinaceus in the Western Canadian Cordillera // Ibid. 1971. Vol. 8, N 2. P. 259—278.

УДК 551.46:551.24

Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ, С.В. РУЖЕНЦЕВ

ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРЫ СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ И РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Прогресс знаний о геологии океанов вызвал к жизни весьма крупное направление в геологических исследованиях — изучение строения и особенностей эволюции палеоокеанических бассейнов. Всего два десятилетия назад в науке об этом не было и речи и геологи концентрировали все свое внимание на развитии геосинклинальной теории, практически не выходя за ее классические рамки. Учение о геосинклиналях предполагает как нечто совершенно элементарное обособление мио- и эвгеосинклиналей и выделение в геосинклинальном развитии начальной (ранней), зрелой и поздней стадий. Зарождение эвгеосинклинальных прогибов связывается с зонами проницаемости в земной коре, вдоль которых в начальные этапы происходит проникновение базальтовой магмы из мантии, а также внедрение основных и ультраосновных интрузивов. Морфологически раннегеосинклинальные прогибы понимаются как узкие и очень глубокие депрессии, залитые морем. В них отлагались различные осадки: терригенные, туфогенные, кремнистые. По ходу развития начальная стадия постепенно сменяется зрелой, характеризующейся преобладанием более кислого магматизма и существенным усложнением общей структуры. Последнее выражается в появлении кордильер, на основе которых позднее развиваются антиклинории. Эту стадию часто обозначают как флишевую. Что касается поздней, или заключительной, стадии, то ее главную особенность составляют орогенические процессы, сопровождающиеся гранитоидным магматизмом и формированием моласс.

В этой стройной схеме всегда было одно уязвимое звено — трактовка ранней стадии. Истинная природа геосинклиналей, основание, на котором

они заложились, происхождение раннегеосинклинальных формаций оставались нераскрытыми, непознанными. Этим обстоятельством, собственно, и было вызвано то, что в основу составления тектонических карт крупных регионов был положен принцип тектонического районирования земной коры по возрасту главной (завершающей) складчатости, получивший столь широкое распространение в мировой практике.

Но положение стало круто меняться, когда возникло учение об офиолитах, появилось представление о нормальном геологическом разрезе земной коры в океанических областях, нашла широкое признание огромная роль горизонтальных движений в формировании мобильных поясов Земли. Все это, вместе взятое, послужило основой для переинтерпретации раннегеосинклинальных формаций и структур и выявления палеоокеанических бассейнов, что коренным образом сказалось на модернизации представлений о тектонике подвижных поясов. На повестку дня встала сложнейшая проблема соотношения развития геосинклиналей на раннем этапе, палеоокеанических бассейнов и современных океанов.

Ниже излагаются основные итоги исследований в этой области, полученные в Геологическом институте АН СССР в последние годы.

СОВРЕМЕННЫЕ ОКЕАНЫ

При реконструкции древних океанических бассейнов обычно их сопоставляют с современными океанами. В связи с этим необходимо коснуться основных геологических особенностей последних, без чего параллели будут носить весьма абстрактный характер.

В результате анализа структурного плана Земли и имеющихся данных о геологическом развитии современных океанических бассейнов был сделан вывод, что последние разделяются на четыре основные группы: супер-, мега-, мезо- и малые океанические бассейны.

Суперокеаническим бассейном является Тихий океан. Он занимает колоссальную площадь, обладает разнообразным структурным планом в разных своих частях, отличается особым типом окраин и положением срединного хребта, а также спецификой осадочных и магматических формаций. Это древнейший океан Земли. На периферии Тихого океана имеются признаки его существования в весьма древние геологические эпохи. Однако изучение фрагментов палеоокеанических структур, встречающихся внутри континентов, признаков суперокеанов не выявляет. Тем не менее у тех геологов, которые поддерживают представление о Пангее, Гондване или Лавразии, существование древних суперокеанов не вызывает сомнений.

Типичный пример мегаокеанического бассейна — Атлантический океан. Его размеры вдвое меньше Тихого. Структурный план Атлантики характеризуется некоторой симметрией, поскольку этот термин приложим к крупным сложным геологическим объектам. Симметрию придает медианное положение срединного хребта, а также двустороннее (по отношению к хребту) расположение глубоководных котловин, очерчиваемых по изобате 5000 м, и, наконец, сходный по обе стороны хребта характер континентальных окраин. Существует множество доказательств вторичного образования Атлантического океана, причем разных его частей в несколько разное время, однако не выходящее за рамки мезозоя (имеется в виду пространство от Исландии до Антарктики). По всем этим, а также и по некоторым другим признакам Атлантика не сходна с Тихим океаном. Отсюда и отличия в магматизме, осадконакоплении и формационном составе.

Примеры мезоокеанического бассейна представляют Норвежско-Гренландский бассейн в Атлантике и евразийская область Северного Ледовитого океана.

По размерам мезоокеаны значительно (в несколько раз) меньше мегаокеанов. Структура их может быть более или менее сложной за счет локальных впадин, разделенных остатками континентальных масс, но в их средней части, как и в мегаокеанах, проходит срединно-океанический хребет. Это также вторичные океанические бассейны, возникшие в результате раскола и раздвига материковых массивов. Их формационный состав имеет специфические черты, особенно в отношении терригенной составляющей.

Наконец, к малым океаническим бассейнам относится Красное море. Оно глубоководное, в нем имеется спрединговая ось, и оно характеризуется четко-видным расположением небольших обособленных впадин. Во впадинах проявляются гидротермы и накапливаются металлоносные отложения. Этот океанический бассейн очень молодой, ему всего несколько миллионов лет, и образовался он в результате раскола Африканского континента и раздвига материковых блоков. Его размеры 2000 км по простиранию и 180—360 км по ширине.

Трем последним категориям океанических бассейнов находят гомологи в геологическом прошлом.

Осадочные формации океанических бассейнов подразделяются на два крупнейших класса — ортоокеанический и параокеанический. Формации ортоокеанического класса свойственны открытым частям супер- и мегаокеанических бассейнов. Параокеанические формации характерны для окраинных частей тех и других, а также для малых бассейнов и значительных пространств мезобассейнов.

Ортоокеанические формации отличаются огромным площадным распространением и малыми мощностями — сотни метров, редко больше. Они слагают 1-й слой океанической коры. Имеется несколько их типов. Для относительно поднятых частей океанского ложа характерны карбонатные формации; для глубоководных структур — формация "красных глубоководных глин". Кремнистые формации могут распространяться, не считаясь с тектоническим строением. Их очень важная особенность — в основном биогенное происхождение.

Для параокеанических формаций характерны существенно меньшее распространение по площади и большие мощности. В структурах мезоокеанов и в краевых морях мощности достигают нескольких километров, а в периферических прогибах общая мощность отложений может достигать 15—18 км. Профилирующей группой здесь являются турбидитные формации. Широко распространены также формации вулканогенно-осадочной группы. В молодых структурных формах мощности формаций невелики (Красное море, глубоководные желоба). Оба класса формаций включают черносланцевые формации, но в случае суперокеанического бассейна — обычно карбонатные, а во всех других случаях — глинистые. Также обоим классам свойственны металлоносные илы, входящие в некоторые парагенетические ассоциации.

Имеется довольно полная классификация формаций для разных категорий океанических бассейнов (см. статью Ю.М. Пушаровского и Т.Н. Херасковой в настоящем сборнике).

Формационные комплексы, составляющие 1-й слой океанической коры, вниз по разрезу обычно сменяются базальтами 2-го слоя. Известны, однако, случаи, когда осадки залегают на ультрабазитах. Один из них описан в Бразильской котловине [2]. Вероятно, здесь ультрабазиты слагают тектоническую пластину.

Смена отложений осадочного слоя базальтами, как правило, происходит быстро. Но среди базальтов можно встретить чаще всего тонкие осадочные слои, так же как среди осадочных отложений бурением выявлены силлы базальтов. Если такие силлы находятся в самых низах разреза 1-го слоя, то они означают финальный "всплеск" магматизма, приведшего к формированию 2-го слоя. Таким образом, видна теснейшая временная связь в образовании

обоих слоев. Если силлы занимают в разрезе более высокое положение, то каждый раз это требует своего объяснения, и задача эта очень сложная.

Залегание тонких слоев осадочных отложений среди мощных базальтов, т.е. обратный случай, известно в Атлантическом и Тихом океанах (рейсы 37 и 61 "Гломара Челленджера"). Так, во впадине Науру в толще базальтов мощностью 506 м вскрыто несколько тонких слоев осадочных пород. Эти базальты американские геологи рассматривают как силлы, в частности, по той причине, что магнитные аномалии здесь имеют существенно более древний возраст. Имеются и некоторые петрографические особенности, не противоречащие такой точке зрения. Но ни то, ни другое не является достаточным, чтобы исключить эти породы из состава 2-го слоя. Поэтому надо считать, что строение этого слоя может быть сложным. Однако большинство глубоководных скважин свидетельствует не о чередовании мощных базальтовых и осадочных серий, а о вполне ясной последовательности: базальты внизу, осадочные серии сверху. Разумеется, это не мешает частой встречаемости прослоев одних пород среди других. Как глубоко осадочные породы проникают в недра твердой коры, говорить пока преждевременно, нет данных. Образуют ли осадочные породы парагенезис с базальтами или являются лишь спутниками базальтоидных формаций — этот вопрос каждый раз нужно решать отдельно.

Среди базальтов по петрохимическим признакам выделяется несколько формаций: толентовых океанических базальтов, толентовых океанических базальтов с повышенной щелочностью, щелочных оливиновых базальтов, ферробазальтов и некоторые другие. В основном эти формации коррелируют с морфологическими элементами.

Но результаты исследований по национальной программе "Литос" и данные, содержащиеся в зарубежной литературе, все нагляднее показывают, что наряду с петрохимическими отличиями существуют весьма существенные различия базальтов океанических бассейнов по геохимическим признакам (содержание редких и рассеянных элементов, изотопные отношения). По этим признакам можно выделять различного порядка магматические провинции, вплоть до очень крупных, что заставляет считать основной причиной подобных провинциальных особенностей латеральную гетерогенность мантии. В связи с этим правомерно поставить вопрос: не следует ли выделять среди базальтов океанических бассейнов также геохимические формации? Ответ на этот вопрос дадут лишь будущие исследования, но направление работ представляется очень перспективным.

Мощность пород 2-го слоя коррелируется с основными типами структур океанского дна. Это ярко видно на примерах срединных хребтов и абиссальных плит. Наибольших значений мощность достигает в локальных поднятиях океанского дна, сформировавшихся, по-видимому, за счет сучивания тектонических пластин субстрата океанов. Наряду с этим установлено, что в отдельных районах базальты 2-го слоя по химизму родственны габброидам верхней части 3-го слоя, являющимся их глубинными аналогами. Это означает, что меланократовый фундамент располагается где-то ниже. Отметим далее, что существуют области, где поверхности срыва в глубинных горизонтах не затрагивают пород 2-го и, естественно, 1-го слоя океанической коры. Это могут быть относительно поздние деформации, обусловленные движением твердопластических масс глубинных пород.

Все, о чем здесь упомянуто, — новые данные о геологии 2-го слоя, и они весьма существенны, однако нужно сказать, что тектоника 2-го слоя расшифрована еще недостаточно. Для этого нужны специальные исследования, основу для которых в значительной мере создаст океаническое бурение новой фазы.

Все же согласно имеющимся данным не следует дальше представлять абиссальные плиты как некие льдиноподобные куски земной коры. Это текто-

нические формы, обладающие специфическими особенностями геологической истории.

Другой важный вывод из имеющихся данных — следующий: океаническим областям свойственны горизонтальные перемещения внутрилитосферных пластин, так что глубинные, и в том числе мантийные, породы по пологим надвигам могут быть выведены в верхние горизонты земной коры.

Проникая в особенности тектоники океанов, мы тем самым создаем предпосылки для углубленных сопоставлений современных структур со структурами геологического прошлого.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ ВОСТОКА СССР

С точки зрения изучения ранних стадий развития подвижных поясов исключительный интерес представляют западные континентальные окраины Тихого океана. Здесь имеется возможность установить, каким образом происходило и происходит формирование Азиатского континента. Как известно, строение западнотихоокеанских окраин резко специфично, но соответствующая область простирается на столь огромное расстояние (25 тыс. км), что выявляемые здесь закономерности имеют общетектоническое значение. В литературе до сих пор дискутируется важный вопрос: что же происходит на западе Тихого океана — разрастание континента или наступление океана на континент, сопровождающееся океанизацией, как полагают некоторые геологи Дальнего Востока.

В новую фазу изучение тектонической эволюции западнотихоокеанских окраин вошло с изучением офиолитов и кремнистых формаций, а также метаморфических пород, меланжей и олистостром. В результате появилась возможность реконструировать палеотектонические обстановки на окраинах современного континента и выяснить направленность структурного развития. Оказалось, что во всех случаях можно говорить об общей тенденции в развитии, заключающейся в преобразовании симатической коры в сиалическую, т.е. о направленном процессе роста континента.

Исследования Геологического института АН СССР проводились на северо-западе Тихоокеанского тектонического пояса и охватывали Корьякское нагорье, Берингово море, Камчатку, Сахалин и Сихотэ-Алинь, т.е. зону, простирающуюся на 3000 км. По каждому региону были получены новые и очень существенные геологические данные, позволяющие в новом свете увидеть процесс структурной эволюции. Основные из них состоят в следующем.

В расшифровке геологической истории континентальных окраин Востока СССР особое место занимает изучение метаморфических комплексов. В этом смысле основной интерес представляют два района — Сахалин и Камчатка. В истекшем пятилетии исследования проводились на Сахалине; что касается Камчатки, то здесь в соответствии с программой выполнены рекогносцировочные маршруты. Углубленное стратиграфическое и тектоническое изучение метаморфических комплексов Сахалина позволило дать новое представление о возрасте пород, подверженных метаморфизму, строении метаморфических комплексов, а также о времени, характере и природе метаморфизма [11]. Если прежде считалось, что метаморфиты Сахалина — это протерозойские или палеозойские образования, слагающие древнее ядро острова, то теперь выяснено, что это в основном мезозойские метаморфические комплексы. Основную их часть составляют динамосланцы, образовавшиеся за счет разнообразных и разновозрастных пород, включая позднемеловые. В центральных и южных районах острова выделяются две зоны динамометаморфизма, простирающиеся на несколько сот километров; ширина их 10—25 км. Зоны образовались в конце позднего мела—эоцене и маркируют выходы глубинных надвигов к поверхности.

Что касается древнейших пород на Сахалине, то их представляют метаофиолитовый комплекс и палеозойские известняки, найденные, однако, лишь в обломках и бескорневых глыбах. Из полученных данных следуют совершенно иные, чем прежде, выводы о строении и геологической истории острова.

Другой важнейшей стороной палеотектонического анализа восточных окраин СССР является выяснение характера и природы кремнистых и вулканогенно-кремнистых толщ. Этому было уделено значительное внимание. Основные новые данные сводятся к следующему.

На юге Сахалина выявлен разрез кремнистых отложений мезозойского океанического бассейна. Он охватывает интервал времени от раннего триаса до альба. Общая мощность разреза 335 м, причем мощность пород, отвечающих некоторым стратиграфическим ярусам, составляет лишь 10 м. Вулканогенная составляющая увеличивает мощность разрезов. Так, в центральной части острова (Таулан-Армуданская гряда) вулканогенно-яшмовой комплекс, отвечающий возрастному интервалу нижняя юра—альб—сеноман, имеет мощность от 500 до 1000 м. Он также интерпретируется как океанический. В Сусунайском хребте метаморфизованные в зеленосланцевой фации образования, возраст которых нижний триас—нижний мел, имеют мощность 800 м. Вулканогенные породы принадлежат к типу океанических вулканических ассоциаций и относятся к недифференцированным или слабо дифференцированным базальтам с преобладанием оливиновых толеитов. По сделанным оценкам, средняя скорость осадконакопления в яшмовых толщах составляет 3—3,5 мм за 1000 лет, что сопоставимо со скоростью отложения осадков в районах современных абиссальных равнин [11].

Помимо Сахалина, мезозойские кремнистые и кремнисто-вулканогенные толщи, как выяснилось, широко распространены в Сихотэ-Алине. Во многих районах прежде они относились к палеозою. Однако эти толщи отличны от сахалинских [3]. Наряду с кремнистыми породами в разрезах широко представлены крупные подводно-оползневые массы, а также очень мощные толщи основных эффузивов. Учитывая особенности разрезов (формационных рядов), а также структурную позицию палеобассейна, этот последний следует классифицировать как бассейн типа краевого моря.

Что же касается собственно океана, то, если судить по характеру кремнистых, кремнисто-вулканогенных и карбонатных формаций, в пределах Сихотэ-Алиня он находился в карбоне и перми. Покровные пластины, сложенные гипербазитами, габброидами и амфиболитами, закартированные в Южном Приморье, представляют фрагменты этого бассейна (см. статью А.О. Мазаровича и А.В. Рихтера в настоящем сборнике).

Для интервала времени T—J₂ в области, охватывающей Южное Приморье, Корею, Японские острова и Сахалин, устанавливается единый латеральный ряд структурно-формационных зон [4]. С запада на восток последовательность этих зон такова: край континента, шельф, крутой склон, окраинный бассейн, линейная зона подводных поднятий, океаническая область.

Вулканогенно-кремнистые и кремнистые формации широко распространены в пределах Корякского нагорья и Камчатки. В Корякском нагорье [1, 7] обширный океанический бассейн хорошо документируется для позднего палеозоя, когда формировались кремнистые и кремнисто-вулканогенные комплексы, характерные для открытого океана. С северо-запада его ограничивало поднятие типа островной дуги. В триасе структура стала более дифференцированной, но черты глубоководности сохранились. В вулканизме наметился сдвиг в сторону развития известково-щелочных серий. Местами непосредственно на базальтовом основании формировались рифогенные известняки.

Очень мощный комплекс кремнисто-вулканогенных образований, перекрывающих новообразованный меланократовый фундамент, формировался в Ко-

ряжском нагорье в верхнеюрско-раннемеловое время (см. статью В.Н. Григорьева и др. в настоящем сборнике).

От океанской области этот бассейн был отделен тектоническим поднятием, сложенным породами океанского фундамента. Таким образом, в данном случае обнаруживается сходство с некоторыми современными глубоководными впадинами окраинных морей (например, Командорской).

На Камчатке кремнистые и кремнисто-вулканогенные формации имеют более молодой (позднемеловой и палеогеновый) возраст. Они распространены в восточной части полуострова, резко отличной по геологическому строению и развитию от западной части. Исследования в хребтах Кумроч и Валагинском, а также в зонах полуостровов восточного побережья показывают, что в основании этих формаций, как и в других упомянутых выше регионах, находится меланократовый фундамент, хотя кремнистые и вулканогенно-кремнистые толщи находятся с ним во всех изученных местах в тектонических соотношениях. Чрезвычайно широко здесь распространен серпентинитовый меланж.

В пределах всей приокеанической зоны Востока СССР установлено очень широкое распространение тектонических покровов, чешуйчатых и надвиговых структур [9]. Этот факт позволил весьма обоснованно сделать вывод об ином, чем считалось ранее, строении всех горных сооружений, простирающихся от Корякского нагорья на севере до Сихотэ-Алиня на юге, а именно о покровно-складчатом их строении. Тектонически чрезвычайно сложными оказались все районы развития офиолитовых серий, а также кремнистых и кремнисто-вулканогенных формаций. Структуры, связанные с горизонтальными движениями масс горных пород, в большинстве районов сыграли определяющую роль в формировании тектонических ансамблей, что ранее при геологическом картировании не учитывалось.

Тот факт, что офиолиты и кремнистые толщи практически всюду находятся в тектонических соотношениях, говорит о том, что горизонтальные срывы происходили на самых ранних этапах развития подвижного пояса. Но и внутри офиолитовых серий имеются аналогичные срывы. Есть все основания сопоставлять их со срывами в современной океанической коре. Наряду с этим многочисленные тектонические срывы с образованием сложнейших чешуйчатых структур присутствуют в кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщах. Они в большой степени также относятся к нарушениям ранней стадии формирования Тихоокеанского пояса.

Показательно строение хребта Ширшова в Беринговом море, разделяющего Алеутскую и Командорскую котловины [6]. Он представляет собой зону тектонического скупивания океанической коры с залеганием в верхней части пластины кремнистых пород триасового возраста.

Таким образом, показано, что явления тектонического скупивания, приводящие наряду с магматическими процессами к аккреции коры, отмечаются не только на поздних стадиях развития приокеанического подвижного пояса, но и на ранних, т.е. процесс оказывается длительным. Но наряду с этим в ходе структурного развития большую роль играли деструктивные явления, которые разрушали сложившиеся соотношения слоев земной коры и вызывали регенерирующую тектонического режима предшествующих стадий развития. Так возникали, в частности, новообразованные бассейны с океанической корой.

Общие итоги исследований вкратце сводятся к следующему.

Северо-запад Тихого океана представляет собой яркий пример формирования земной коры континентального типа за счет прерывисто-поступательного преобразования коры океанического типа. По полученным данным, такой процесс имел здесь место в течение всего фанерозоя, что поддерживает представление о глубокой древности Тихоокеанского бассейна. На ранних стадиях развития подвижного пояса широчайшее распространение имели крем-

нистые и кремнисто-вулканогенные формации, характерные для глубоких впадин окраинных морей и океанского дна, перекрывающие меланократовый фундамент. По типам формаций удалось установить латеральную палеозональность на обширных площадях раннемезозойских структурно-формационных комплексов с последовательной их сменяемостью с запада на восток от шельфа к краевому морю и далее к открытому океану.

В целом, имея в виду исходный материал для формирования континентальной земной коры на востоке СССР, можно говорить об автохтонном ее происхождении. Однако создававшиеся структурные формы на всех этапах развития подвижного пояса, в том числе и на самых ранних, своим происхождением в большой мере обязаны явлениям тектонического скупивания внутрикоровых и, можно сказать шире, внутрилитосферных пластин.

С изложенной точки зрения представления о создании структуры северо-западного обрамления Тихого океана путем трансформации континентальной коры кажутся неправомерными.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Изучение ранних стадий развития подвижных поясов включает как важный составной элемент сравнительную характеристику геосинклинальных и океанских (включая переходные зоны) формаций. Такая постановка вопроса предполагает изучение латеральных и вертикальных их рядов, отличающихся по возрасту, длительности развития, структуре и тектонической позиции складчатых сооружений. В книге рассмотрены различные типы последних. Система аккреционных сооружений Тихоокеанского кольца представлена Тасманским поясом, развивавшимся по единой схеме начиная с кембрия (Западная Тасмания) до карбона включительно (Новая Англия в Австралии). Процесс последовательного автохтонного наращивания континентальной коры за счет океанической проявился здесь четко, что нашло отражение в последовательном омоложении складчатых поясов с запада на восток. В этом плане раннепалеозойская история Тихоокеанского сегмента мало чем отличается от таковой в позднем палеозое, мезозое и кайнозое.

Внутриконтинентальные складчатые сооружения палеозоя рассмотрены на примере Казахстана и Алтае-Саянской области, каледонид Британии, ранних варисцид Южного Урала, Тянь-Шаня и Монголии, поздних варисцид Гиссарского хребта и Северного Памира. В основном это коллизионные пояса. Характерно для них мощное проявление тектонического скупивания, нашедшего отражение в проявлении покровно-надвиговых дислокаций. По крайней мере в некоторых структурах этого типа (Урал, Южная Монголия, Памиро-Гиссар) происходит вторичное структурное совмещение древних сиалических блоков с пластинами океанической коры, что предполагает большое значение процессов аллохтонного формирования континентальной коры.

Сравнительное изучение строения различных складчатых поясов, проведенное на палинспастической основе, позволяет считать, что все они включают формации разнородных структурных элементов, в целом соответствующих таковым в современных океанах. Это и офиолитовые зоны (аллохтонные массы, сутуры), интерпретируемые как реликты океанической коры прошлого, комплексы краевых морей и островных дуг, склоновые и шельфовые образования, микроконтиненты. Их сравнительно-тектоническая интерпретация возможна только на формационной основе. Анализ вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов показал, что как аккреционные, так и коллизионные пояса характеризуются относительно однообразным набором формаций, группирующихся большей частью в стандартные ряды. Обычно выделяются следующие типы формаций: терригенный (олигомиктовый), вулканогенно-кремнистый и

кремнистый, карбонатный, терригенный (граувакковый), эффузивно-тефрогенный. Каждый из них имеет довольно четкую позицию в латеральном ряду; последний определяется палеогеографической и палеотектонической обстановкой в пределах той или иной структуры. Вертикальные ряды отражают стадийность ее тектонического развития.

Так, олигомиктовые, относительно грубые песчано-алевролитовые серии характерны для краевых приконтинентальных частей прогибов, соответствуя в палеогеографическом смысле шельфу и континентальному склону. Подножию континентального склона и периферическим частям глубоководных котловин присущи более тонкие алевроглинистые отложения. Площади разноса олигомиктового материала во многом зависят от присутствия внутри бассейна микроконтинентов, дающих значительные объемы сиалической кластики. Вулканогенно-кремнистые и кремнистые отложения, часто ассоциирующие с алевроглинистыми осадками, характерны для пелагических, наиболее депрессионных частей бассейна. Карбонатные формации соответствуют шельфам или внутрибассейновым поднятиям. С ними иногда связаны значительные массы карбонатных турбидитов. Эффузивно-тефрогенные и граувакковые комплексы чаще развиты в пределах вулканических (островодужных) поднятий и их склонов, а также в прилегающих депрессионных зонах.

В целом для большинства рассматриваемых поясов довольно уверенно устанавливается генетически ясный формационный ряд, соответствующий системе шельф—континентальный склон—глубоководная котловина—вулканическое (островодужное) поднятие, представляющее собой сложный комплекс структур: собственно поднятие, внутренние прогибы, террасированные склоны тыловых и фронтальных зон. Картина может усложняться. Так, шельфовая и склоновая части структуры могут включать систему грабенообразных прогибов с корой океанического типа (Гоби-Алтайская зона Монголии, Аджилгинская и Дарваз-Сарыкольская зоны Северного Памира). В пределах глубоководной котловины иногда сохраняются континентальные блоки (например, Курговатская зона Памира). Однако в целом указанная система структур и отражающий ее формационный ряд характерны. Этот ряд достаточно уверенно устанавливается в пределах Джидинской зоны Северной Монголии, Урала, Аппалачско-Каледонского и Тасманского поясов.

Сложнее обстоит дело с выделением собственно океанских структур. Традиционно считается, что подавляющая часть океанской литосферы поглощается в зонах субдукции, сохраняясь лишь в редуцированном виде вдоль офиолитовых сутур. В большинстве линейных складчатых поясов (Урал, Аппалачско-Каледонский пояс, Тянь-Шань, варисциды Южной Монголии) последние представляют собой систему раздавленных приразломных клиньев, в пределах которых слагающие их толщи интенсивно тектонизированы и метаморфизованы. Имеющиеся здесь разрезы дают мало информации для сравнительной характеристики формаций современных и палеоокеанов. По сути дела, выделение океанов (точнее, некоторого пространства между краевыми геосинклинальными поясами) проводится на основе палеомагнитных и палеобиогеографических данных. В этом плане большой интерес представляют мозаичные складчатые области (в первую очередь Алтае-Саянская). Приводимые материалы (см. статью Ю.М. Пушаровского и Т.Н. Херасковой в настоящем сборнике) позволяют выделить здесь периферические и внутренние зоны. Первые характеризуются преимущественным развитием батинальных гемипелагических сероцветных отложений, вторые — глинисто-кремнистых красноцветных (окисленных), сопоставляемых с осадками абиссальных котловин океанов. Подобный подход применен и к некоторым другим регионам, и на его основе сделана попытка примерно определить размеры палеобассейнов.

Несколько иная оценка дается в ряде публикаций [12, 14—17]. Показано,

что отложения палеозойских бассейнов с корой океанического типа отличаются от осадков 1-го слоя океанов и краевых морей. Для первых характерны яшмы, высокоуглеродистые кремнистые и сланцевые серии, для вторых — окисленные пелагические и мнопелагические глины с цеолитами и железомарганцевыми конкрециями, металлоносные осадки, пелагические карбонатные отложения, зеленоцветные и сероцветные диатомовые илы. Черносланцевые высокоуглеродистые осадки, хотя и распространены широко, в пелагиали приурочены лишь к определенным стратиграфическим уровням. Отмеченные различия, по-видимому, связаны с общей эволюцией седиментации, а также с иными морфометрическими характеристиками изучавшихся палеобассейнов (меньшая батиметрия, более сложная внутренняя структура, наличие системы микроконтинентов и т.д.).

Имеются и другие отличия [10, 12]. В частности, соотношение вулканических и осадочных серий, значительные временные интервалы формирования недифференцированных базальтоидов предполагают отсутствие в палеозое структур типа современных океанических рифтов и в общем амагматичных плит. По нашему мнению, спрединг здесь не был столь концентрированным, а распределялся в виде многочисленных зон по всей площади структуры. Вот почему для палеоокеанов мы чаще наблюдаем отсутствие четкого раздела базальт—осадок, что в конечном счете и предопределяет появление здесь вулканогенно-осадочных формаций, не характерных для современных океанов.

Как уже отмечалось, вертикальные ряды формаций отражают стадийность тектонического развития подвижных поясов. Достаточно полно вопрос рассмотрен в работе "Тектоника Северной Евразии" [13]. Геосинклинальный процесс определен здесь как формирование коры континентального типа за счет океанической. Выделяются три стадии этого процесса — океаническая, переходная и континентальная, каждая из которых характеризуется преобладанием той или иной геодинамической обстановки. Ранней, океанической, присущ режим растяжения, переходной — более сложный режим сосуществования растяжения и сжатия. К концу переходной стадии сжатие начинает преобладать; в результате формируются отмеченные выше аккреционные и коллизионные системы с более или менее развитым гранитно-метаморфическим слоем.

Указанная схема обоснована для многих палеозойских складчатых областей Евразии и в целом не вызывает особых возражений. Основные разногласия связаны с интерпретацией ранних стадий развития, особенно периодов становления прогибов с океанической корой. Имеются две точки зрения на эту проблему. Некоторые исследователи предполагают существование древних, развивающихся по крайней мере с позднего докембрия, океанических структур. Это, например, наряду с палео-Пацификой Центрально-Азиатский палеоокеан (Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия). Не исключено, что они представляют собой первичные, сохранившиеся с докембрия, очень крупные структуры [5, 8], попадающие в группу супер- и мегабассейнов.

Более пестрыми в структурном и формационном отношении являются новообразованные (рифтогенные) прогибы. Их выделение обычно основано на присутствии грубых, существенно аркозовых толщ, а также щелочных, кислых и основных вулканитов в основании батинальных серий. Подобные толщи ("грабенные фации" по терминологии Дж. Берда) установлены для Аппалачско-Каледонского пояса, Урала, варисцид Средней Азии и Монголии. Принципиальная схема развития новообразованных палеоокеанов представляется в следующем виде: возникновение рифтогенных прогибов в пределах континентальных масс, их раскрытие вплоть до появления более или менее значительных площадей с океанической корой. Далее развитие мало чем отличается от рассмотренного выше: в переходную стадию формируется система островодуж-

ных поднятий, междуговых и окраинных бассейнов. В конце переходной стадии образуются коллизонные покровно-складчатые сооружения.

Вместе с тем именно для новообразованных структур характерны отклонения от стандартной схемы. В первую очередь они связаны с тем, что раскрытие прогибов иногда происходит не только на мантийном, но и на коровом уровне. В результате появляется специфический набор формаций. Специально этот вопрос рассмотрен на примере Южной Монголии, где на огромных пространствах осадочные серии (олигомиктовые песчаники и яшмы) трансгрессивно залегают непосредственно на ультрабазитах (см. статью С.В. Руженцева и др. в настоящем сборнике). Предполагается, что такие соотношения возникли при послыйном срыве и удалении коровых масс вдоль древней поверхности М. Появление значительных объемов слабо дифференцированных базальтоидов связано здесь с возникновением более поздних магматических камер в зонах вторичного растяжения уже на мантийном уровне.

Важным элементом новообразованных океанов является присутствие в них более или менее многочисленных сиалических блоков (микроконтинентов). Особенно характерны они для палеозойских областей тетического ряда. По сути дела, палео-Тетис в пределах Центральной Азии представлял собой комбинацию сравнительно узких (максимум первые сотни километров) прогибов с корой океанического типа и соизмеримых сиалических блоков. Наиболее отчетливо такая структура обоснована для позднепалеозойского бассейна (см. статью И.И. Поспелова в настоящем сборнике). Наряду с палео-Тетисом важная роль сиалических блоков предполагается для Аппалачско-Каледонского и Западно-Европейского варисского поясов.

Наличие системы микроконтинентов, расчленяющих новообразованные палео-океаны на серию обособленных прогибов, предопределяет весьма сложную геодинамическую обстановку в их пределах, выражающуюся в появлении многочисленных разновозрастных зон сжатия и вторичного растяжения. Разнородные формации дают очень сложные сочетания, вследствие чего далеко не всегда удается уверенно разделить образования океанической и переходной стадий.

Приведенные в работе примеры показывают, что многие новообразованные структуры с корой океанического типа могут быть отнесены к категории малых и мезоокеанов. По-видимому, это большинство бассейнов палео-Тетиса, возможно, Урала и Западно-Европейского палеоокеана. Океан Япетус скорее представлял собой мегабассейн хотя относительно его поперечных размеров, внутренней структуры, роли микроконтинентов у исследователей нет единой точки зрения. Сказанное позволяет различать два типа структур — древние (остаточные) и новообразованные (рифтогенные). Первые скорее относятся к супер- и мегабассейнам, вторые меньше по размеру, менее долговечны, но более многочисленны.

Заканчивая характеристику палеозойских структур с корой океанического типа, необходимо отметить следующие положения.

1. По типу коры, в известной степени по особенностям вулканизма, строению краевых (переходных) зон, по тенденции развития палеоокеаны сходны с современными океанами.

2. Вместе с тем между ними намечаются существенные различия. В первую очередь это различия в седиментации, внутренней структуре, особенностях реализации растяжения (расслоенность литосферы, развитие диффузного спрединга). Все это определило более пестрый набор формаций, их более сложные соотношения в палеоструктурах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные и публикуемые в данной книге результаты фиксируют существенный этап в изучении формационного состава и тектонических структур геологических комплексов, возникших на океанической (симатической) коре. Сама постановка этой проблемы нова для геологических исследований, поскольку лишь недавно определилось, что земная кора в своем развитии, по крайней мере в неогее, проходит три стадии: океаническую, переходную и континентальную.

Анализ формационных и структурных признаков современных океанических бассейнов и палеобассейнов с океанической корой приводит к заключению, что и в том и в другом случае можно выделить несколько особых типов. Между некоторыми современными и древними (в основном палеозойскими) типами бассейнов удастся провести параллели. Однако, как показывает углубленное изучение формаций и структур, развивающихся на океанической коре, древние бассейны обладали рядом специфических черт. Существенной их особенностью было значительно более широкое, чем в современных океанических структурах, проявление рассеянного спрединга, что явилось важной причиной, обусловившей иные геологические соотношения базальтовых и осадочных серий. Что касается распространения различных типов бассейнов, то, насколько можно судить, в прошлые (домезозойские) эпохи малые и средние бассейны были распространены значительно шире, чем в мезозое и кайнозое. И наоборот, океанические мегаформы характерны для мезозойско-кайнозойского этапа структурного развития Земли.

Изучение истории тектонических движений в современных океанах и в палеоокеанических бассейнах, реконструируемых на континентах, позволило выявить проявление глубинных горизонтальных движений тектонических пластин в океаническую стадию развития земной коры. Соответственно явление тектонической расслоенности присуще всем стадиям развития коры. Процессы покровообразования способствуют возникновению различных глубинных неоднородностей, в том числе локализованного концентрирования глубинных масс, что в сочетании с магматическими процессами формирует кору более сложного строения, чем океаническая кора в ее типичном виде. Об этом можно судить как по примерам современных океанических структур, так и по примерам структур ранних этапов развития подвижных поясов. Анализ геологической истории областей палеоокеанических бассейнов на более поздних этапах свидетельствует о важнейшей роли в формировании земной коры континентального типа процессов мощного бокового сжатия глубинных и поверхностных геологических комплексов.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в расшифровке механизмов формирования слоев земной коры остается еще много вопросов и нужны новые исследования, чтобы разработать теорию их образования более фундаментально.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зинкевич В.П., Мазарович А.О., Рихтер А.В., Соколов С.Д.* Тектоническая эволюция приокеанической зоны Востока СССР // Закономерности формирования структуры земной коры в фанерозое. М.: Наука, 1986. С. 143—155.
2. *Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р.* и др. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // Геотектоника. 1986. N 2. с. 46—55.
3. *Мазарович А.О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 392).
4. *Мазарович А.О., Рихтер А.В.* Палеогеография и палеотектоника юга Дальнего Востока в триасе // Геотектоника. 1985. N 6. С. 74—85.
5. *Моссаковский А.А., Дергунов А.Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии: (Тектоническая структура, история развития и палеотек-

- тоническая обстановка) // Там же. 1983. N 2. С. 16—33.
6. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р.* и др. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) // Там же. 1985. N 3. С. 21—37.
 7. *Пейве А.А.* Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 393).
 8. *Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123—175.
 9. *Пуцаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О.* и др. Покровные и чешуйчатонадвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1983. N 6. С. 30—45.
 10. *Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Спрединг в развитии океанических структур // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, N 1. С. 182—185.
 11. *Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.
 12. *Руженцев С.В.* Океаны и палеоокеаны // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши: (По данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 13—24.
 13. Тектоника Северной Евразии: (Объясн. зап. к Тектон. карте Сев. Евразии масштаба 1:5000000). М.: Наука, 1980. 222 с.
 14. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В.* Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 5. С. 3—23.
 15. *Хворова И.В.* Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах // Геология Мирового океана. МГК. 27-я сес.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 3—8.
 16. *Хворова И.В., Руженцев С.В.* Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, краевых морей и океанов. Сообщение 1. Отложения краевых морей и смежных участков океана // Литология и полез. ископаемые. 1985. N 5. С. 3—15.
 17. *Хворова И.В., Руженцев С.В.* Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, краевых морей и океанов. Сообщение 2. Отложения палеозойских геосинклиналей // Литология и полез. ископаемые. 1986. N 2. С. 25—36.

СОДЕРЖАНИЕ

От редакторов	3
<i>Ю.М. Пуцаровский, Т.Н. Хераскова.</i> Типы и формации океанических и палеоокеанических бассейнов	4
<i>С.В. Руженцев, И.В. Хворова.</i> Формации палеозойских геосинклиналей и тектонические условия их образования	34
<i>Т.Н. Хераскова, М.Н. Ильинская, Б. Лувсанданзан, З. Дашдаваа.</i> Венд-нижнепалеозойские формации каледонид Северной Монголии	67
<i>С.В. Руженцев, Г. Бадарч, Т.А. Вознесенская, Т.Т. Шаркова.</i> Формации и структуры варисцид Южной Монголии	101
<i>С.А. Куренков, А.С. Перфильев.</i> Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеоокеанических структур	137
<i>И.И. Поспелов.</i> Формации и тектоническое развитие поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира	149
<i>А.О. Мазарович, А.В. Рихтер.</i> Палеозойская и мезозойская история развития Дальнего Востока	178
<i>В.Н. Григорьев, К.А. Крылов, С.Д. Соколов.</i> Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение	198
<i>Ю.М. Пуцаровский, С.В. Руженцев.</i> Формации и структуры современных океанов и ранних этапов развития подвижных поясов	245

CONTENTS

From Editors	3
<i>Yu.M. Pushcharovsky, T.N. Kheraskova.</i> Types and formations of oceanic and paleoceanic basins	4
<i>S.V. Ruzhentsev, I.V. Khvorova.</i> Formations of paleozoic geosynclines and their tectonic setting	34
<i>T.N. Kheraskova, M.N. Iljinskaya, B. Luvsandanzan, Z. Dazhdavaa.</i> Vendian-early paleozoic formations of kaledonides in Northern Mongolia	67
<i>S.V. Ruzhentsev, G. Badarch, T.A. Voznesenskaya, T.T. Sharkova.</i> Formations and structures of variscides in Southern Mongolia	101
<i>S.A. Kurenkov, A.S. Perfiliev.</i> The early stages of development of Turkistan-Alai paleoceanic structures	137
<i>I.I. Pospelov.</i> Formations and tectonic evolution of late variscides of Southern Tien-Shan and Northern Pamir	149
<i>A.O. Mazarovitch, A.V. Rikhter.</i> History of paleozoic and mesozoic development of the Far East	178
<i>V.N. Grigoriev, K.A. Krylov, S.D. Sokolov.</i> Basic formational types of the Koriak highlands mesozoic deposits and their tectonic implication	198
<i>Yu.M. Pushcharovsky, S.V. Ruzhentsev.</i> Formations and structures of recent oceans and of early stages of mobile belts evolution	245

Пушаровский Ю.М., Хераскова Т.Н. Типы и формации океанических и палеоокеанических бассейнов // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 4—34. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

Разработана классификация океанических бассейнов с выделением супер-, мега-, мезо- и малых бассейнов. Приведена формационная характеристика выделенных типов. Предпринята попытка установить вещественные критерии различия современных океанических бассейнов и перенести эти критерии на палеоокеанические бассейны в целях оценки их размера. Проанализированы с такой точки зрения Казахстано-Монгольский, Туркестанский и Байконурский палеозойские палеоокеанические бассейны. Проведенный анализ показал разнообразие структур с корой океанического типа, а также большие возможности сравнительного формационного анализа для их классификации.

Ил. 6, табл. 1, библиогр. 77 назв.

УДК 551.242.3(517.3)

Руженцев С.В., Хворова И.В. Формации палеозойских геосинклиналей и тектонические условия их образования // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 34—67. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

Дана характеристика основных типов формаций палеозойских геосинклинальных поясов. На примере Южного Урала, Британских каледонид и Тасманского складчатого пояса описаны вертикальные и латеральные ряды формаций. Показано, что латеральные формационные ряды как коллизионных, так и аккреционных сооружений в палеогеографическом плане соответствуют ряду шельф—континентальный склон и его подножие—глубоководная котловина—островодужная система. Между современными океанами и палеоокеанами намечаются определенные различия, что связано с иной палеогеографической обстановкой и внутренней геодинамикой.

Ил. 8, табл. 3, библиогр. 76 назв.

УДК 551.26(517)

Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н., Лувсанданзан Б., Дашдаваа З. Венд-нижнепалеозойские формации каледонид Северной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 67—100. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

Дана характеристика состава и условий образования формаций Тувино-Монгольского массива и смежной Джидинской зоны, а также терригенных формаций, содержащих олистостромы и накопившихся при тектоническом скупивании и покровообразовании в период каллизии Тувино-Монгольского палеоконтинентального массива и Джидинской палеоокеанической области, включающей окраинный бассейн, островную дугу и палеоокеанический бассейн. Приведена краткая характеристика палеографии и истории развития региона в венде—раннем палеозое.

Ил. 12, табл. 3, библиогр. 32 назв.

УДК 551.242.3(517.3)

Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Шаркова Т.Т. Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101—137. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

Рассмотрены тектоническая зональность, латеральные и вертикальные формационные ряды варисцид Южной Монголии, дана характеристика типовых формаций. В ордовике в пределах Северо-Азиатского континента закладывается система прогибов с корой океанического типа, разделенных микроконтинентами. Процесс раскрытия прогибов реализовался на мантийном и коровом уровнях. В последнем случае появляются нестандартные соотношения различных элементов офиолитовой ассоциации. Становление аккреционной системы ранних варисцид Южной Монголии происходило в сложной геодинамической обстановке. Этап развития скомпенсированных структур сжатия и растяжения сменил этап преобладающего сжатия.

Ил. 9, табл. 1, библиогр. 32 назв.

УДК 551.21(575.22)

Куренков С.А., Перфильев А.С. Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеоокеанических структур // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 137—149. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

Относительно слабо нарушенные офиолитовые комплексы Туркестано-Алая, слагающие Киргизатинский, Саргалинский и Ходжагаирский аллохтоны, характеризуются специфическим строением разреза, что выражается в появлении последовательно сменяющих друг друга во времени формаций: кремнисто-фтанитовой — гналокластит-осадочной — пикрит-базальтовой. На них залегают мощные толщи базальтов типично океанического облика. Строение дайковых серий, а также появление комплекса дифференцированных силлов среди кремнисто-фтанитовой (нижней) части описываемого разреза указывает на то, что формирование нестандартной для офиолитов формационной последовательности происходило в условиях повторного спрединга рассеянного типа.

Ил. 3, библиогр. 13 назв.

УДК 551.24(235.211)

Поспелов И.И. **Формации и тектоническое развитие поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира // Раннегеосинклинальные формации и структуры.** М.: Наука, 1987. С. 149—178. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

Дана характеристика разрезов тектонических зон Гиссарского хребта и Северного Памира. Раскрытие серии прогибов с корой океанического типа происходит в турнейское и визейское время, когда в пределах северной части Гондваны формируются грабены, заполняемые щелочными, кислыми и основными вулканитами. В конце визе и раннем намюре палео-Тетис представлял собой систему относительно узких протяженных впадин, разделенных микроконтинентами. В конце намюра происходит общее сжатие структур и довольно быстрое их перерождение в покровно-складчатые сооружения с преимущественно аллохтонной континентальной корой.

Ил. 8, библиогр. 33 назв.

УДК 551.240(571.66)

Мазарович А.О., Рихтер А.В. **Палеозойская и мезозойская история развития Дальнего Востока // Раннегеосинклинальные формации и структуры.** М.: Наука, 1987. С. 178—197. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

Рассмотрены геологическое строение и история развития Японских островов, Приморья, Сахалина и Корейского полуострова с силура по ранний мел включительно. Данные формационного анализа показывают, что в это время существовала переходная зона континент—океан и вне зависимости от места пересечения дальневосточного отрезка Тихоокеанского пояса с запада на восток отмечается смена синхронных формаций от континентальных через прибрежно-морские к морским (окраинно-морским), а затем к океаническим. Выделены автохтонная и аллохтонная тектонические провинции, каждая из которых имеет сложную покровно-складчатую и чешуйчатонадвиговую структуру.

Табл. 1, библиогр. 26 назв.

УДК 551.234.4(571.661)

Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. **Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение // Раннегеосинклинальные формации и структуры.** М.: Наука, 1987. С. 198—245. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

Рассматриваются типы мезозойских формаций Корякского нагорья. Выделяются три этапа развития. Для раннемезозойского этапа устанавливаются комплексы двух зоогеографических провинций — боральной и тетической. Среднемезозойский этап характеризовался существованием сложной системы островных дуг, краевых морей, развивавшихся в зоне перехода океан—континент. На позднемезозойском этапе формируется обширный континентальный шельф и обрамлявший его пернокеанический бассейн.

Ил. 5, табл. 1, библиогр. 57 назв.

УДК 551.46:551.24

Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. **Формации и структуры современных океанов и ранних этапов развития подвижных поясов // Раннегеосинклинальные формации и структуры.** М.: Наука, 1987. С. 245—257. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 417).

Рассмотрены тектонические аспекты ранних этапов развития подвижных поясов в сопоставлении со структурной эволюцией современных океанических областей, а также вопросы геологии палеоокеанических бассейнов. Делаются выводы об особенностях структурных форм с симатической корой в палеозое.

Библиогр. 17 назв.

**РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ
И СТРУКТУРЫ**

Труды, вып. 417

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор И.С. Сидоров
Редактор издательства Н.А. Рагозина
Художественный редактор В.Ю. Кученков
Технический редактор И.И. Джиоева
Корректор Л.А. Агеева

**Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе**

ИБ N 35445

Подписано к печати 23.04.87. Т — 07748
Формат 70×100¹/₁₆ Бумага офсетная N1
Гарнитура Таймс . Печать офсетная
Усл.печ.л. 21,5, Усл.кр.-отт. 21,8, Уч.-изд.л. 25,4
Тираж 700 экз. Тип.зак. 1377
Цена 3р.90к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д.90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука" 199034
Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. 20 л.

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

Для геологов, петрологов, геофизиков, океанологов.

Плейстоцен Предуралья. 10 л.

В книге приведены основные опорные разрезы плейстоцена Предуралья в пределах Башкирии и Пермской области. По всем разрезам даны результаты биостратиграфических и физических исследований. По спорово-пыльцевому анализу восстановлена история развития растительности в плейстоцене. Охарактеризована фауна млекопитающих нижнего, среднего и верхнего плейстоцена. Проведенные исследования позволили восстановить смену палеогеографических обстановок и климата в плейстоцене.

Для геологов-стратиграфов, географов, палеоботаников, зоологов.

Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. 20 л.

В сборник включены статьи, в которых рассмотрены проблемы голоценовой и современной тектоники, современные проявления глубинного тектогенеза, соотношение изостазии и современных движений литосферы, связь современных движений с сейсмичностью, геодинамические критерии сейсмической опасности. Анализ перечисленных проблем делается на новейших материалах по континентам и океанам.

Для геологов, изучающих новейшие и современные движения, геофизиков, занимающихся сейсмичностью Земли, в частности сейсмо-тектоническим районированием.

3 p. 90 к.