

В. Кузнецов

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1977

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1977

СОДЕРЖАНИЕ

Славная годовщина	3
Хаин В. Е. Шестьдесят лет советской геотектоники (основные аспекты и этапы развития)	5
Муратов М. В. Основные тектонические подразделения территории Советского Союза	20
Белоусов В. В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках	44
Перфильев А. С. Формирование континентальной коры и металлогения	56
Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Токмачева С. Г., Шужанов В. И., Щерба И. Г. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана	71
Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей	83
Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялбжеский С. Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей	95

Рецензии

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Проблемы тектонической систематики и терминологии	114
---	-----

Хроника

Цейслер В. М. Проблемы тектоники территории СССР (Юбилейная сессия Междуведомственного тектонического комитета, 31 января — 3 февраля 1977 г.)	120
И. П. Гамкрелидзе. Модели геодинамической эволюции Кавказа	125

G E O T E C T O N I C S

SEPTEMBER — OKTOBER

MOSCOW

№ 5, 1977

CONTENTS

Glorious anniversary	3
Khain V. E. Sixty years of the Soviet geotectonics (the main aspects and stages of development)	5
Mouratov M. V. Major tectonic subdivisions of the Soviet Union territory	20
Belousov V. V. On the order in arrangement of diastrophism zones on the continents	44
Perfiliev A. S. Formation of the continental crust and metallogeny	56
Antonyuk R. M., Lyapichev G. F., Markova N. G., Pavlova T. G., Rozen O. M., Samygin S. G., Tokmacheva S. G., Shuzhanov V. I., Shcherba I. G. Structures and evolution of the Central Kazakhstan Earth's crust	71
Pushcharovsky Yu. M., Melankholina E. N., Raznitsin Yu. N., Shmidt O. A. Comparative tectonics of the Bering Sea, Sea of Okhotsk and Japan Sea	83
Ruzhentsev S. V., Markov M. S., Nekrasov G. E., Byalobzhesky S. G. Marginal seas of old geosynclinal areas	95

Review

Kosygin Yu. A., Soloviev V. A. Problems of tectonic systematics and terminology.	114
---	-----

Chronicles

Tseisler V. M. Tectonic problems of the USSR territory (Unniversary Session of the Interdepartmental Tectonic Committee, January 31 — February 3, 1977)	120
Gamkrelidze I. P. Models of geodynamic evolution of the Caucasus	125



СЛАВНАЯ ГОДОВЩИНА

1977 год — год 60-летия Великой Октябрьской социалистической революции, коренным образом изменившей ход развития всего человечества. В результате ее победы возникло первое социалистическое государство. Тем самым было положено начало новой исторической эры, когда появился свободный, раскрепощенный труд во имя коммунизма. Под руководством Коммунистической партии трудящиеся нашей страны успешно справились с самой главной и самой сложной задачей социалистической революции — строительством нового общества. Пройдя гражданскую и Великую Отечественную войны, советский народ в итоге самоотверженного труда построил общество развитого социализма. Социализм открыл трудящимся широчайший доступ к знаниям, к богатствам духовной культуры и создал неограниченные возможности для развития науки. «Советская наука... вышла на самые передовые рубежи по ряду направлений математики и механики, квантовой электроники и физики твердого тела, ядерной энергетики, химии и биологии, космических исследований и наук о Земле, многих других областей знания», говорится в Постановлении ЦК КПСС о 60-й годовщине Великой Октябрьской социалистической революции.

В общественном сознании господствует научное материалистическое мировоззрение.

Октябрьская революция положила начало глубоким социальным изменениям не только в нашей стране, но и во всем мире. Революционный процесс, начатый Великим Октябрем, достиг качественного рубежа, когда была создана мировая система социализма. Произошел распад колониальной системы империализма, возникли десятки новых независимых государств. Сильны, как никогда ранее, позиции мирового коммунистического движения, являющегося самой прогрессивной и влиятельной политической силой современности.

Перед учеными социалистических стран стоит задача поднять на новый и более высокий уровень сотрудничество в различных областях науки. Прошедшее в феврале 1977 г. совещание президентов академий наук социалистических стран отметило, что сотрудничество ученых многократно увеличивает научные возможности социалистических стран, служит надежной основой координации усилий в решении наиболее сложных актуальных проблем. В своем выступлении перед участниками этого совещания Генеральный секретарь ЦК КПСС Л. И. Брежнев сказал, что необходимо «всемерно поощрять развитие фундаментальной науки, заботиться об органическом соединении с нею прикладных исследований, ускорять внедрение научных открытий в народное

хозяйство. Это — важнейшая задача»¹. Несомненно, что сейчас должна быть проведена серьезная работа по концентрации научных исследований на наиболее актуальных проблемах.

Вся страна охвачена в настоящее время мощным трудовым подъемом, направленным на выполнение исторических решений XXV съезда КПСС, заданий 10-й пятилетки. Так же как и ученые других областей, геологи призваны усилить работу по решению задач научно-технического прогресса, действительного превращения науки в непосредственную производительную силу. Главным для геологов в 10-й пятилетке является расширение изучения земной коры и верхней мантии Земли в целях исследования процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Геологи обязаны также принимать участие в комплексном исследовании Мирового океана. Первый год пятилетки показал, что за это время геологами Академии наук СССР достигнуты определенные успехи. Они были отмечены на годичном общем собрании академии, состоявшемся в марте 1977 г. Это относится и к геотектонике как одной из основных отраслей современной геологии. Проведенная Междуведомственным тектоническим комитетом научная сессия, посвященная проблемам тектоники СССР в связи с образованием и размещением полезных ископаемых (февраль, 1977 г.), показала, что разработано немало совершенно новых и перспективных подходов к пониманию строения и структурной эволюции как платформенных, так и складчатых областей СССР, в том числе и относящихся к нашим важнейшим базам минерального сырья. Проводятся и геологические исследования дна морей и океанов, давшие новые принципиально важные материалы по строению океанической земной коры. Расширяются горизонты отечественной, теоретической тектоники. Эти успехи должны быть закреплены и развиты в последующие годы текущей пятилетки.

Отмечая 60-ю годовщину Великого Октября, советские люди подводят итоги пройденного трудного и неизведанного пути. Успехи в борьбе за построение коммунистического общества поистине грандиозны, и советскому народу есть чем гордиться. Эти успехи являются прямым продолжением дела Октября, воплощением в жизнь идей великого Ленина.

¹ «Правда» от 18 февраля 1977 г.

УДК 551.24+55(091) (47+57)

В. Е. ХАИИ

ШЕСТЬДЕСЯТ ЛЕТ СОВЕТСКОЙ ГЕОТЕКТОНИКИ (основные аспекты и этапы развития)

В статье рассматривается развитие советской геотектоники за 60 лет существования Советского государства. Рассмотрение ведется в четырех аспектах: региональные исследования, теоретические исследования, значение для поисков и разведки полезных ископаемых и решения инженерно-геологических задач, роль в международном плане, а в пределах каждого аспекта по четырем основным этапам: этап восстановления народного хозяйства, этап первых (довоенных) пятилеток, этап первых послевоенных пятилеток и современный этап. В заключении отмечаются важнейшие задачи ближайшего будущего.

В отличие от раньше сложившихся направлений геологической науки, развивавшихся в советское время во многом на основе старых традиций, отечественная геотектоника является по существу ровесницей Октября. Поводом для такого заключения служит тот факт, что в дореволюционной России специальных тектонических исследований практически не велось, а публикации, затрагивавшие вопросы тектоники, насчитывались единицами. Это не значит, однако, что русские геологи до Октября совершенно не интересовались тектоникой и не внесли никакого вклада в ее развитие. Достаточно упомянуть замечательные работы А. П. Карпинского и А. П. Павлова, фактически положившие начало учению о платформах. Вместе с тем вышедшая в свет в 1919 г. выдающаяся работа А. П. Карпинского «К тектонике Европейской России» как бы передает эстафету от дореволюционных тектонических «опытов» русских геологов к работам советского времени и открывает ту историю отечественной геотектоники, по отношению к которой дореволюционное время было лишь предысторией.

Анализ истории должен начинаться с периодизации; в развитии советской геотектоники естественно выделяются четыре периода (этапа). Первый период, охватывающий 1917—1929 гг., — период гражданской войны и восстановления народного хозяйства, начальный период в истории отечественной тектоники, период ее юности. Второй период — время ее возмужания и зрелости, совпадающее с довоенными пятилетками (1930—1941 гг.). Третий период начался еще в годы Отечественной войны, но в основном охватывает послевоенные 40-е и 50-е годы; он отмечен дальнейшим интенсивным развитием тектонических исследований в нашей стране как региональных, так и теоретических, становлением советской тектонической школы и выходом советской геотектоники на международную арену. Четвертый период — 60-е и 70-е годы совпадает с эпохой современной научно-технической революции, принесшей существенные сдвиги и в теоретических основах геотектоники и стимулировавшей новые направления исследований.

Представляется, однако, более целесообразным построить изложение данной статьи не по этим этапам, а по основным аспектам иссле-

дований: 1) регионально-тектоническому; 2) теоретическому; 3) практическому; 4) международному, и уже в пределах каждого аспекта провести подразделение на этапы.

РЕГИОНАЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Региональные геологические исследования, почти полностью остановленные гражданской войной и связанной с ней разрухой, практически возобновились лишь к 1923 г. и велись вплоть до начала индустриализации в относительно небольшом объеме. Тем не менее уже в этот период на основе обобщения дореволюционных материалов и полученных новых данных появился ряд ценных оригинальных сводок по отдельным крупным регионам, послуживших основой для дальнейших более детальных исследований следующего периода. К числу таких работ относится прежде всего «Введение в геологию Европейской России» А. Д. Архангельского (1923) — первый росток будущего крупнейшего труда этого выдающегося ученого — «Геологическое строение и геологическая история СССР», вышедшего посмертно уже в 1941 г. К той же категории принадлежат сводки по геологии Сибири А. А. Борисяка (Геологический очерк Сибири, 1923) и В. А. Обручева (Геологический обзор Сибири, 1927), в которых по-разному толкуется природа южного обрамления Иркутского амфитеатра («древнее темя» Обручева, каледониды Борисяка) и соответственно Средней Сибири в целом, положив начало длительной дискуссии на эту тему. Выдающееся значение имел и «Очерк геологии Туркестана» Д. В. Наливкина (1926), в котором впервые было намечено деление Тянь-Шаня на складчатые дуги разного возраста. В том же 1926 г. вышла в свет первая работа В. П. Ренгартена по тектоническому районированию Кавказа, а несколько позже — работа А. П. Герасимова (1928) об основных фазах складчатости этой области. Методически в этих работах, за исключением статьи В. П. Ренгартена, дело ограничивалось трассированием определенных линий тектонических дислокаций, с их разделением по возрасту; настоящих тектонических карт или хотя бы схем в этих работах мы еще не находим.

Начало индустриализации нашей страны, первые пятилетки сопровождалось огромным скачком в развитии регионально-геологических исследований, прежде всего геологического картирования, причем удельный вес тектонических наблюдений в них резко возрос. Период 1929—1941 гг., оборванный нападением гитлеровской Германии, явился поистине героическим периодом развития отечественной геологии, периодом ликвидации белых пятен на геологической карте нашей Родины. Именно в этот период были получены первые данные о геологии и, в частности, тектонике арктических районов СССР (Новая Земля, Северная Земля, Таймыр, Новосибирские о-ва и др. — Н. Н. Урванцев и др.), Северо-Востока (с пояснением тектонических схем С. В. Обручева и П. Н. Кропоткина — Н. П. Хераскова), была открыта крупнейшая впадина Сибирской платформы — Тунгусский бассейн (С. В. Обручев), началось изучение Памира и Таджикской депрессии (Таджикско-Памирская экспедиция под руководством Н. П. Горбунова).

Все это наряду с необходимостью планирования геологопоисковых работ в масштабе всей страны вызвало появление первых, еще очень мелкомасштабных схем тектонического районирования СССР, опубликованных в 1933 г. Из этих схем (А. Д. Архангельского — Н. С. Шатского, Д. В. Наливкина и М. М. Тетяева) наиболее удачной оказалась первая, в которой помимо распространения дислокаций разного возраста (без деления их по типу) учитывалась и предыстория области их развития, т. е., иначе говоря, деление на платформы и геосинкли-

нали. Соответственно районирование проводилось по возрасту завершающей геосинклинальной складчатости, предшествующей превращению данной территории в платформу.

Наряду с этими общими тектоническими схемами в тот же период были созданы тектонические схемы ряда крупных регионов. Одна из них — схема Н. С. Шатского для Сибирской платформы, использованная, как и схема П. Н. Кропоткина — Н. П. Хераскова, по Северо-Востоку при составлении новой тектонической схемы всего Советского Союза А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1937). Следует также упомянуть тектонические схемы Кавказа — В. П. Ренгартена, Урала — А. Д. Архангельского, Центрального Казахстана — Н. Г. Кассина и позднее Н. С. Шатского, Тянь-Шаня — Д. И. Мушкетова, а затем А. В. Пейве, Алтай — В. П. Нехорошева.

Высокий уровень, достигнутый в познании тектоники СССР на протяжении всего двух десятилетий после Октябрьской революции, был убедительно продемонстрирован в ряде докладов и во время экскурсий состоявшейся в Москве в 1937 г. 17-й сессии Международного геологического конгресса. К этой сессии был издан «Краткий очерк геологического строения и истории геологического развития СССР», составленный А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским при участии В. В. Меннера, Е. В. Павловского, Н. П. Хераскова и др. Уже после конгресса вышла двухтомная монография А. Д. Архангельского (1941), упоминавшаяся выше, а также оригинальная в методическом отношении, но очень спорная по существу книга М. М. Тетяева «Геотектоника СССР» (1938).

В предвоенное время советские геологи были настолько поглощены изучением своей обширной страны, что почти не касались в своих работах зарубежных территорий; исключение составляют специальные разделы в монографии А. Д. Архангельского и «Региональной геотектонике» Д. И. Мушкетова (1935). Вместе с тем в русском переводе были опубликованы региональные монографии известных зарубежных ученых: «Геология Европы» С. Бубнова, «Тектоника Азии» Э. Аргана.

Исключительно плодотворная работа советских геологов была нарушена, но отнюдь не прервана нападением фашистской Германии. Геологические исследования военных лет были непосредственно нацелены на поиски минерального сырья, необходимого для обороны страны, но поскольку эти поиски должны были опираться на знание региональной геологии и, в частности, тектоники, они стимулировали и углубленное изучение последней. Примерами могут служить поиски нефти в Волго-Уральской области, способствовавшие появлению замечательных «Очерков тектоники Волго-Уральской области» Н. С. Шатского, монографий А. А. Богданова по тектонике Ишимбаевского Приуралья и А. А. Трофимука по нефтеносности палеозоя Башкирии, работ Б. М. Келлера, И. В. Хворовой и др., а также поиски бокситов на восточном склоне Среднего Урала, в результате которых были созданы труды А. В. Пейве и Н. А. Штрейса по тектонике этой зоны.

С победоносным окончанием войны региональные исследования возобновились с новой силой и еще с большим размахом. При этом по существу впервые начинают проводиться специальные тектонические исследования, в то время как ранее одни и те же лица (за редкими исключениями) занимались, как правило, и стратиграфией, и тектоникой. Очень важной чертой первого послевоенного этапа развития советской тектоники явилось изучение строения осадочного чехла молодых платформ — Скифской, Туранской, Западно-Сибирской, которые только в это время и были по существу впервые выделены (первая — М. В. Муратовым, вторая — А. Л. Яншиным и третья — Б. А. Петрушевским). Эти платформы (плиты), покрытые практически недислоцированным чехлом неоген-четвертичных отложений, представляли собой в тектоническом смысле огромные белые пятна, и об их строении можно

было лишь догадываться только по редким обнажениям более древних пород и особенностям рельефа. Расшифровка строения молодых платформ в сравнительно короткие сроки явилась результатом целеустремленного комплексирования двух методов исследования — глубокого опорного бурения и региональных геофизических исследований вдоль одних и тех же профилей. Эти работы стимулировались поисками новых нефтегазоносных провинций и действительно оказались исключительно плодотворными в этом отношении, приведя к открытию известных нефтегазоносных провинций — Западно-Сибирской, Среднеазиатской, Предкавказской, а в пределах древней Восточно-Европейской платформы — Днепровско-Донецкой. Следует отдать должное энергии двух ученых — инициаторов этих исследований — нефтяника В. М. Сенюкова (опорное бурение) и геофизика Ю. Н. Година (региональная геофизика).

Освещение строения «закрытых» равнинных пространств молодых платформ и прогресс в изучении древних платформ (опять-таки благодаря опорному и нефтяному бурению) и складчатых горных сооружений явились предпосылкой создания первых относительно крупномасштабных тектонических карт Советского Союза (учебная, в масштабе 1 : 4 000 000, 1953 г. и в масштабе 1 : 5 000 000, 1956 г.) коллективом авторов под общим руководством и редакцией Н. С. Шатского. Основной принцип тектонического районирования — по возрасту завершающей геосинклинальной складчатости был дополнен (для более детального отображения внутренней структуры и истории складчатых систем) принципом выделения структурных этажей. Данные бурения и геофизики позволили показать в пределах платформ глубину залегания фундамента — докембрийского на древних платформах, палеозойского — на молодых.

В дальнейшем на основе той же методики или ее модификаций в нашей стране были созданы Тектоническая карта Евразии (масштаб 1 : 5 000 000, 1966 г., главный ред. А. Л. Яншин), Тектоническая карта СССР (масштаб 1 : 2 500 000, 1967, главный ред. Т. Н. Спизарский), Тектоническая карта Арктики (масштаб 1 : 10 000 000, 1963, автор Ю. М. Пушаровский), Тихоокеанского сегмента Земли (масштаб 1 : 10 000 000, 1970, редакторы Ю. М. Пушаровский и Г. Б. Удинцев), а также тектонические карты Украины, юга СССР, Кавказа в масштабе до 1 : 1 000 000. Все эти карты сыграли большую роль не только как наглядное обобщение строения и истории соответствующих регионов, но и как основа карт прогноза полезных ископаемых. Две из них — тектонические карты СССР 1956 г. и Евразии 1966 г. были удостоены Государственных премий СССР.

Методически для тектонических карт и схем рассматриваемого этапа характерно выделение в пределах складчатых систем разного возраста антиклинориев и синклинориев разного масштаба вплоть до мегантиклинориев и мегасинклинориев. Этот метод тектонического районирования был введен М. М. Тетяевым в его еще предвоенной «Геотектонике СССР» и был развит, в частности, М. В. Муратовым, применившим его к альпийской области не только СССР, но и соседних стран Юго-Восточной Европы (монография М. В. Муратова (1948) была также удостоена Государственной премии).

Метод этот пришел на смену разработке структурно-фациальной зональности складчатых областей, составлявшей основное содержание регионально-тектонического анализа на предыдущем этапе, в 30-е годы. С выходом в свет в 1945 г. работы А. В. Пейве о глубинных разломах на тектонических картах наряду с антиклинориями и синклинориями начали изображаться эти разломы. Это привело в конечном счете снова к выделению в складчатых областях структурно-фациальных зон, но разграниченных разломами и носящих характер либо антиклинориев,

либо синклиналиев. Подобное расчленение на узкие, ограниченные вертикальными глубинными разломами зоны в особенности детально было проведено для Тянь-Шаня (Н. М. Синицын, Д. П. Резвой и их последователи), а также Кавказа (П. Д. Гамкрелидзе), Урала (И. Д. Соболев) и других складчатых областей Союза. При этом совершенно игнорировалась возможность проявления значительных горизонтальных перемещений типа шарьяжей и сдвигов. Существование шарьяжей, отмеченное еще в довоенные годы и первые послевоенные годы на западном склоне Урала (А. А. Блохин, Г. Н. Фредерикс — Средний и Южный Урал, К. Г. Войновский-Кригер — Полярный Урал) и южном склоне Кавказа (Н. Б. Вассоевич), фактически было отвергнуто и забыто. Дело дошло до отрицания шарьяжной структуры Карпат (отстаивавшейся, однако, О. С. Вяловым и Н. Р. Ладыженским) и даже Альп.

Поворот в этом отношении наступил лишь на следующем этапе регионально-тектонических исследований, в начале 60-х годов, чему способствовало появление в трудах Геологического института АН СССР книги А. В. Пейве и его сотрудников «Разломы и горизонтальные движения земной коры» (1963). Новые данные геологического картирования и бурения привели к восстановлению в правах карпатских, кавказских и уральских шарьяжей; были открыты шарьяжи в Южном Тянь-Шане, на Памире, Малом Кавказе, в Корьякском нагорье и ряде других регионов. Правда, вокруг вопроса о масштабе и распространении шарьяжных явлений на Урале, в Тянь-Шане и ряде других областей продолжается ожесточенная полемика, но сам факт широкого их развития мало кем теперь оспаривается. Примерно также обстоит дело с крупными сдвигами, особенно детально изученными в Средней Азии, начиная со знаменитого Талассо-Ферганского сдвига (В. С. Буртман, А. И. Суворов и др.).

Новейший этап развития региональной геотектоники отличается также рядом других особенностей. Одна из важнейших — вовлечение в орбиту исследований внутренних и окраинных морей, омывающих территорию СССР; особенно детально изучены Каспийское и Черное, Охотское и Японское моря. Советские экспедиции внесли большой вклад и в изучение открытого океана (см. ниже).

Другая очень важная особенность новейшего этапа — широкое использование в тектонике геофизической информации. Начало этому было положено еще в предвоенные годы А. Д. Архангельским, который привлек данные о магнитных аномалиях для выявления внутренней структуры фундамента Русской плиты и показал вместе с В. В. Федыньским возможности гравиметрии для изучения глубинной тектоники на примере Азербайджана (Талыш-Вандамский максимум). На следующем этапе совместный анализ гравитационных и магнитных аномалий с использованием данных бурения позволил Э. Э. Фотиади, А. А. Борисову и другим дать уже довольно полную картину структуры фундамента, подвергнушуюся уточнению и детализации в последующих работах. С этого же этапа все большую роль приобретает в качестве ведущего метода структурной геофизики сейсмозапись. На рассматриваемом этапе геофизические материалы становятся обязательным элементом регионально-тектонического анализа. В изучении структуры акваторий геофизической информации принадлежит основное место. Предложенный Г. А. Гамбурцевым метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) позволил осветить строение значительной части территории СССР на всю мощность земной коры и даже верхов мантии, опередив в этом отношении зарубежные страны. Особенно плотная сеть профилей ГСЗ выполнена благодаря энергии украинских геофизиков (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов) на юге Европейской территории СССР.

Успехи в освоении околоземного космического пространства открыли путь к использованию космоснимков для изучения прежде всего таких особенностей тектоники, как сетка разломов и кольцевые структуры, что оказалось очень полезным, в частности, при составлении карты разломной тектоники СССР. Следует признать, однако, что эти новые возможности пока не используются в той мере, в какой они этого заслуживают.

Таким образом, на новейшем этапе регионально-тектонического изучения нашей страны арсенал применяемых методов существенно пополнился за счет геофизических и космических методов исследований, а структурные построения стали значительно более глубинными и точными.

Несмотря на все эти очевидные и крупные достижения, ряд вопросов региональной тектоники СССР еще ждет своего решения. К ним относится, в частности, положение южной границы Восточно-Европейской платформы в Молдавии и Черном море, строение фундамента Западно-Сибирской плиты в ее восточной части (продолжается ли Обь-Зайсанская герцинская система до Ямала или выклинивается, возможно, вырождаясь в авлакоген где-то на севере низменности), возраст метаморфического комплекса Таймыра и Северной Земли (от решения этого вопроса зависит — относить ли данный регион к Сибирскому кратону или его обрамлению), существование Колымского срединного массива или эвгеосинклинали в центральной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Особенно остро обстоит дело с трактовкой возраста пород и деформаций входящего угла Урало-Монгольского пояса (Байкальская область) между южным, Иркутским выступом Сибирской платформы и ее Алданским щитом; разные исследователи относят его к областям карельской, байкальской, каледонской консолидации.

Многое остается сделать для уточнения возрастных и структурных соотношений раннедокембрийских комплексов Балтийского, Украинского, Алданского щитов и в более широком плане фундамента Восточно-Европейского и Сибирского кратонов. Серьезные разногласия существуют, как указывалось, в оценке роли шарьяжей в строении ряда складчатых систем (Урал, Тянь-Шань, Памир, Малый Кавказ, Корякское нагорье и др.). То же касается и выявления тех частей геосинклинальных систем, которые возникли, судя по распространению офиолитовых комплексов, на океанической коре, а также определения характера площадей, предположительно обладавших корой океанического типа (украинные моря или настоящие океаны).

Следует подчеркнуть, что обязательной предпосылкой решения всех этих и других вопросов региональной тектоники является проведение нового тура детального геологического картирования, с применением современных методик изучения метаморфических, вулканоплутонических и офиолитовых комплексов, выявления шарьяжей, образований типа меланжа и олистостром.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как это обычно бывает, теоретические исследования в области геотектоники тесно переплетались с региональными и практическими, с одной стороны, основываясь на результатах последних, а с другой — составляя их теоретическую базу.

Первый период, до 1929 г., явился в нашей теоретической геотектонике в основном периодом критического освоения теоретических разработок западноевропейских и североамериканских тектонистов. Это в особенности относится к учению о геосинклиналях, которое до революции почти не использовалось в трудах русских геологов (примечательное исключение составляют работы К. И. Богдановича). В 20-е же годы

этому важнейшему учению посвящаются обзорные статьи А. А. Борисяка (1924), Е. В. Милановского (1929), Н. М. Страхова (1931), в которых высказываются и оригинальные мысли. В русском переводе выходит «Происхождение материков и океанов» А. Вегенера (1926) с предисловием Г. Ф. Мирчинка. Вместе с тем в работах А. Д. Архангельского и А. Н. Мазаровича находят дальнейшее развитие учение о платформах и слагающих их структурных элементах, намеченное еще трудами А. П. Карпинского и А. П. Павлова.

Несравненно более продуктивен следующий период развития советской геотектоники, период достижения ею зрелости и оформления в самостоятельную дисциплину. В середине 30-х годов в ведущих вузах страны — Ленинградском горном и Московском геологоразведочном институтах начинается чтение курсов геотектоники, соответственно М. М. Тетяевым и Е. В. Милановским. М. М. Тетяевым выпускается книга «Основы геотектоники» (первое издание 1934 г., второе — 1941 г.), в которой ниспровергаются классические положения тектоники, основанные на контракционной гипотезе, и делается попытка обосновать собственную систему взглядов, исходя из диаметрально противоположных предпосылок (вплоть до расширения Земли, вместо ее сжатия). Идеи М. М. Тетяева, впоследствии поддержанные и развитые В. В. Белоусовым, оказали глубокое влияние на целое поколение советских геологов.

Между тем А. Д. Архангельский разрабатывает в эти годы стройную классификацию основных структурных элементов земной коры, построенную на противопоставлении геосинклиналей (геосинклинальных областей, по Архангельскому) и платформ. Эта классификация оттачивается в полемике с В. А. Обручевым и М. М. Тетяевым. Г. Ф. Мирчинк (1940) выдвигает идею о существовании третьего основного типа структурных элементов коры, в дальнейшем на следующем этапе получившем название эпиплатформенных орогенов или областей активизации.

Советские тектонисты (Д. В. Наливкин, Н. С. Шатский и др.) выступили с критикой широко распространенных представлений Г. Штилле об эпизодичности, кратковременности и глобальности фаз тектогенеза (орогенеза). Было показано, что угловые несогласия не единственный критерий установления времени складкообразования; складки могут развиваться и на фоне непрерывного погружения бассейна; они получили название конседиментационных (С. С. Шульц). Полемика вокруг вопроса о характере течения процесса складкообразования продолжалась до начала 50-х годов, пока не было показано, что этот процесс носит непрерывно-прерывистый характер (В. Е. Хаин, 1950) и что угловые несогласия отвечают скачкам в его развитии (Н. С. Шатский, 1951).

В этот же период В. В. Белоусов разрабатывает на примере Большого Кавказа, а затем Русской (Восточно-Европейской) платформы методы анализа фаций и мощностей. Применение этих методов к Большому Кавказу позволило В. В. Белоусову сформулировать четкую концепцию развития геосинклиналей, основное место в которой отводилось представлению об инверсии, т. е. о превращении прогибов в поднятия и поднятий в прогибы в ходе этого развития. Это представление подверглось критике со стороны сотрудников А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, изучавших как Кавказ, так и другие складчатые геосинклинальные системы, в частности Урал, Центральный Казахстан, и пришедших к выводу об унаследованном, а не инверсионном развитии внутригеосинклинальных поднятий (геоантиклиналей или, по Тетяеву — Белоусову, интрагеоантиклиналей), и об их слиянии в дальнейшем в складчатые горные сооружения. Полемика вокруг этого вопроса продолжалась и на следующем этапе, когда В. В. Белоусов распространил свою концепцию на всю совокупность геосинклиналей. В конечном счете выяс-

нилось, что в эволюции геосинклиналей переплетаются явления унаследованности и новообразования.

В конце этапа советские тектонисты подошли к выдвиганию собственных гипотез развития Земли. Большой интерес представляла монография В. И. Попова «История поднятий и депрессий Западного Тянь-Шаня» (1936), переключившаяся с основанными на индонезийских материалах построениями Р. В. Ван Беммелена и отчасти предвосхитившая обобщения В. В. Белоусова по Большому Кавказу. В известной мере в противовес взглядам М. М. Тетяева М. А. Усов (1940) предложил оригинальный вариант пульсационной гипотезы, развитый после его кончины В. А. Обручевым. Уже в годы войны В. В. Белоусов (1943—1944 гг.) выступил с радиомиграционной гипотезой, основанной на «холодной» космогонии О. Ю. Шмидта. Этот пример, кстати, показывает, что и в области теории Отечественная война не смогла прервать работу советских тектонистов.

Естественно, однако, что с окончанием войны эта работа резко ожилилась, свидетельством чего явились, в частности, публикация серии томов издания «Тектоника СССР» (к сожалению, затем прерванной) и Всесоюзное совещание по вопросам тектоники, проведенное в 1948 г., на котором кроме признанных лидеров выступил ряд молодых тектонистов, в дальнейшем сыгравших большую роль в развитии нашей науки.

Выходом в свет капитальной «Общей геотектоники» В. В. Белоусова (1948), переизданной с существенными изменениями в 1954 и 1962 гг. под названием «Основные вопросы геотектоники» и переведенной вскоре на английский язык, была закреплена самостоятельность геотектоники как особой геологической дисциплины и одновременно было завершено создание стройной системы взглядов этого ученого. Основными положениями этой системы являлись (и являются): 1) главный источник энергии тектонических процессов — тепло, выделяющееся при распаде естественно-радиоактивных элементов мантии и коры; 2) главный вид эндогенных процессов — процесс глубинной дифференциации мантийного вещества; 3) главный тип тектонических движений — вертикальные, так называемые колебательные движения; 4) горизонтальные движения, в частности вызывающие геосинклинальную (линейную, полную или голоморфную по Белоусову) складчатость, имеют сугубо подчиненное значение и являются производными от вертикальных движений. Эти взгляды были восприняты подавляющим большинством советских тектонистов и в 40—50-е годы стали у нас господствующей парадигмой.

В то же время учеными Геологического института АН СССР и некоторыми другими продолжали успешно разрабатываться конкретные вопросы строения и развития земной коры и методики палеотектонических исследований. Статья А. В. Пейве «Глубинные разломы в геосинклинальных областях» положила начало новому направлению в геотектонике; стало очевидным, что развитие геосинклиналей органически связано с активностью систем глубинных разломов, которые в дальнейшем были установлены и на платформах. Учение о платформах получило новый импульс развития в серии работ Н. С. Шатского. В этих работах был выделен, в частности, новый важный тип внутриплатформенных структур — авлакогены, получивший затем признание и за рубежом; было также обосновано представление о двух основных типах ограничений платформ — краевых швах и краевых прогибах, а также краевых системах. Позднее краевым прогибам был посвящен ряд специальных работ, из которых наиболее важной явилась монография Ю. М. Пушаровского (1959).

Значительное развитие получила в 40—50-е годы в трудах советских тектонистов и теория геосинклиналей. В нее были введены новые

понятия — геосинклинальная система (Н. С. Шатский) и геосинклинальный пояс (В. Е. Хаин и Ю. М. Шейнманн; М. В. Муратов); было показано сочетание унаследованности и инверсии в эволюции геосинклиналей (см. выше) и уточнены стадии этой эволюции и их содержание. А. В. Пейве и В. М. Сеницыным в 1950 г. была обоснована новая точка зрения о заложении геосинклиналей неогена на «панплатформе» и намечена общая стадийность многоэтапного процесса развития геосинклиналей.

В 40—50-е годы оформилось, впервые в нашей стране, еще одно новое направление в геотектонике — учение о новейших тектонических движениях, или неотектоника, как ее назвал В. А. Обручев (1948). Становлению этого направления значительно способствовал выход в свет монографий Н. И. Николаева («Новейшая тектоника СССР», 1949) и С. С. Шульца («Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня», 1948), а также выход в свет первой в своем роде «Карты новейших тектонических движений СССР» под редакцией этих двух ученых (1960). В рамках неотектоники затем обособилось, опять-таки впервые в СССР, изучение современных тектонических движений инструментальными методами, возглавленное Ю. А. Мещеряковым.

Выше уже упоминалось, что еще в 1940 г. в работе Г. Ф. Мирчинка был поставлен вопрос о необходимости выделения наряду с древними геосинклиналями и платформами третьего типа структур материков, названного глыбовыми структурами. Еще раньше В. А. Обручев на основе своих наблюдений в Центральной Азии пришел к выводу о том, что многие горные хребты этого региона возникли в новейшее время на месте длительно перед тем существовавших платформенных равнин. Эти положения нашли свое развитие на рассматриваемом этапе в виде представления о возрожденных горах, о тектонической активизации (В. В. Белоусов) или эпиплатформенном орогенезе, противопоставляемом эпигеосинклинальному (С. С. Шульц, 1962; А. Л. Яншин, В. Е. Хаин).

Наряду с древними платформами на данном этапе пробудился в связи с прогрессом в их изучении (см. выше) большой интерес к молодым платформам, с палеозойским, а не докембрийским фундаментом. Начали выясняться существенные черты отличия молодых платформ от древних¹, выражающиеся, в частности, в большей унаследованности строения их чехла от внутренней структуры фундамента. Эти черты были намечены еще Н. С. Шатским, но в дальнейшем учение о молодых платформах наиболее активно развивалось А. Л. Яншиным и его учениками (Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер) на примере главным образом Туранской плиты, а также М. Ф. Мирчинком и его сотрудниками (Н. А. Крылов, Я. П. Маловицкий и др.), в особенности на примере Предкавказья. Большую дискуссию вызвал вопрос о так называемом промежуточном комплексе молодых платформ, включающем выполнение грабенов, залегающих в основании сплошного («плитного») осадочного чехла (аналогичных ранним авлакогенам древних платформ) и орогенных впадин геосинклинального фундамента.

Существенное развитие на первом послевоенном этапе получила и методика палеотектонического анализа. Были выяснены ограничения метода анализа мощностей, связанные с проявлением некомпенсированного погружения. В дополнение к анализу фаций и мощностей А. Б. Роновым (1949) был предложен метод объемного анализа. Н. С. Шатский, исследуя структурную эволюцию Волго-Уральской области (1945), впервые применил метод построения палеогеологических карт. Но, пожалуй, наибольшее значение имело быстрое развитие формационного анализа,

¹ Наличие таких черт побудило некоторых наших исследователей к отказу считать молодые платформы платформами и выделению их под другими названиями («области завершенной складчатости» — Ю. М. Шейнманн, «койлогены» — Т. Н. Спичарский).

чему в особенности способствовали работы Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, а в отношении магматических формаций — Ю. А. Кузнецова.

В 50-е годы на стыке тектоники и физики (теория упругости и теория пластичности) у нас зародилась новая дисциплина — тектонофизика. Решающий вклад в ее становление внес рано ушедший из жизни М. В. Гзовский. К тектонофизике примыкает экспериментальная тектоника, занимающаяся физическим моделированием тектонических структур. Соответствующие лаборатории были организованы В. В. Белоусовым в Институте физики Земли и Московском университете, и позднее И. В. Луцицким в Новосибирске.

Еще одна пограничная дисциплина — сейсмотектоника, изучающая тектонические условия проявления землетрясений, оформилась несколько позже, к началу 60-х годов, усилиями Г. П. Горшкова, И. Е. Губина, В. П. Солоненко. Ее значение в правильном прогнозе места и силы землетрясений подчеркивается сейсмическими событиями последних лет.

Все эти достижения выдвинули советскую геотектонику на одно из первых, если не первое место в мировой тектонической науке, завоевав ей большой авторитет за рубежом. Вместе с тем к началу 60-х годов накопление нового фактического материала, прежде всего по океанам, а также геофизического привело к значительному изменению взглядов, к повороту в сторону признания большой роли горизонтальных движений и идей мобилизма. Новые полевые исследования складчатых областей стали выявлять весьма существенное значение в их структуре крупных надвигов — шарьяжей и сдвигов. Исследования методом ГСЗ установили слоисто-блоковую структуру земной коры и верхов мантии, А. В. Пейве (1967) выступил со статьей, в которой обосновывалась возможность значительных смещений по глубинным разломам не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении, в том числе по поверхностям раздела между верхними твердыми оболочками Земли. Геофизиками было подтверждено существование в верхах мантии ослабленного слоя — астеносферы, а также коренное отличие континентальной и океанической коры. Все это привело к тому, что и в нашей стране созрели условия для перехода части исследователей на позиции мобилизма, волна которого все выше начала воздыматься в эти годы за рубежом. Одним из первых в пользу мобилизма высказался у нас П. Н. Кропоткин (1958), который использовал кроме геологических данных результаты развившихся с середины 50-х годов палеомагнитных исследований.

Океанские экспедиции 60-х годов, в том числе рейсы «Витязя» и проводившееся в этих рейсах драгирование, неожиданно выявили большое сходство разрезов океанической коры и верхов мантии, вскрытых в рифтовых ущельях срединно-океанических хребтов, с офиолитовыми комплексами древних геосинклинальных систем, ныне входящих в состав континентов. Сами эти комплексы стали трактоваться по-новому — входящие в их состав альпинотипные гипербазиты теперь рассматриваются многими не как магматические, а как тектонические внедрения, учитываемое отсутствие высокотемпературных контактов и признаки интенсивного тектонического смятия. Кроме того, выяснилось, что офиолиты, как правило, должны были залегать в основании главного геосинклинального комплекса и их становление должно предшествовать первым фазам деформаций; это доказывается присутствием продуктов размыва офиолитов в низах осадочного разреза геосинклиналей. В последующем развитии офиолиты оказывались выдвинутыми на поверхность в виде пластин оснований шарьяжей или протрузий (А. Л. Книппер) по более молодым вертикальным разломам.

Сходство разреза офиолитов с разрезом океанической коры позволило А. В. Пейве в 1969 г. сделать далеко идущий вывод о том, что геосинклинали (эвгеосинклинали) закладывались на океанической коре; отсюда следовало, что основным содержанием их развития являлось

превращение океанической коры в континентальную. В дальнейшем на основе этих положений А. В. Пейве и его сотрудниками (Н. А. Штрейсом, М. С. Марковым, А. А. Моссаковским, А. С. Перфильевым, С. В. Руженцевым, А. Л. Книппером и др.) были разработаны новая схема стадий эволюции геосинклиналей и легенда тектонических карт нового типа с районированием по времени становления континентальной коры. По этой методике в Геологическом институте АН СССР составлена Тектоническая карта Северной Евразии в масштабе 1 : 5 000 000; ее макет был продемонстрирован на 25-й сессии Международного геологического конгресса в Сиднее.

В 1969—1970 гг. в нашу литературу начали проникать идеи «тектоники плит» или «новой глобальной тектоники». Их творческому развитию в последующие годы были посвящены работы Л. П. Зоненшайна и геофизиков О. Г. Сорохтина (1974), В. В. Федьнского и С. А. Ушакова. Одновременно в Геологическом институте продолжали разрабатываться другие варианты мобилизма.

Вместе с тем значительная часть советских тектонистов осталась на позициях фиксизма, вновь подтвержденных в «Основах геотектоники» В. В. Белоусова (1975). Как в этой книге, так и в статьях Ю. М. Шейнманна и Б. А. Петрушевского содержится острая критика неомобилизма и в особенности «тектоники плит».

Таким образом, новейший период развития советской теоретической геотектоники характеризуется напряженной борьбой двух направлений—традиционного фиксистского и нового, мобилистского. Эту борьбу, очевидно, не следует рассматривать как отрицательное явление; напротив, она способствует прогрессу наших представлений, стимулируя поиски новых решений, при условии, если спор ведется в корректных рамках и не делается попыток зажима одного из направлений.

За пределами споров вокруг механизма тектогенеза в этот период (60—70-е годы) продолжалась разработка конкретных вопросов теоретической тектоники. Достижения радиогеохронометрии открыли путь к изучению ранних, докембрийских этапов развития земной коры и тем самым к выяснению общей стадийности этого развития. Пионером этого очень важного, ныне интенсивно развивающегося направления исследований явился Е. В. Павловский; в дальнейшем важные работы были опубликованы М. В. Муратовым, Л. И. Салопом и др.

Изучение структуры дна океанов составляет содержание другого, не менее важного направления; ему посвящены работы Ю. М. Пуцаровского, Г. Б. Удинцева и др. Изучение океанических рифтов вызвало возобновление интереса к континентальным рифтам, в частности к Байкальскому и Восточно-Африканским (параллель между ними была проведена Е. В. Павловским еще в 1948 г.); здесь начались специальные исследования, в Восточной Африке экспедицией под руководством В. В. Белоусова и при активном участии Е. Е. Милановского. Последним в 1975 г. была опубликована обобщающая монография «Континентальные рифты Земли», в которой сформулированы важнейшие закономерности как новейшего, так и древнего рифтогенеза.

Большое внимание уделяется выяснению общих закономерностей развития земной коры с установлением относительной роли направленности, цикличности, стадийности и неравномерности в этом развитии, а также построением историко-генетического ряда основных структурных элементов литосферы. Данные изучения Луны и других планет Солнечной системы все шире привлекаются для расшифровки наиболее ранних этапов эволюции Земли.

Еще одним принципиально новым направлением явилась формализация тектонических понятий и терминов с целью усовершенствования понятийной базы тектонической науки в свете требований НТР. Это направление зародилось в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под

руководством Ю. А. Косыгина и продолжает развиваться этим ученым и его сотрудниками в Институте тектоники и геофизики Дальневосточного центра в Хабаровске. Вопросам упорядочения тектонической терминологии посвящена также книга Л. И. Красного (1972) и статьи ряда других ученых.

За вынужденной краткостью изложения можно лишь бегло упомянуть ряд других направлений исследований: планетарная трещиноватость (С. С. Шульц), соляная и вообще «инъективная» тектоника (Ю. А. Косыгин), происхождение складчатости (В. В. Белоусов и его сотрудники), классификация тектонических движений (задача, еще не нашедшая удовлетворительного решения). Успехи отечественной и зарубежной геотектоники нашли определенное отражение в опубликованных в нашей стране помимо упомянутых монографий В. В. Белоусова сводных монографиях Ю. А. Косыгина «Тектоника» (1969) и «Основы тектоники» (1974), В. Е. Хайна «Общая геотектоника» (1-е издание 1964, 2-е — 1973) и Г. Д. Ажгиря «Структурная геология» (1-е издание 1956, 2-е — 1966). С 1965 г. у нас издается специальный журнал «Геотектоника», в котором печатаются важнейшие работы в этой области.

Следует еще отметить, что характерной чертой современного этапа развития теоретической геотектоники является тесное переплетение интересов тектонистов с интересами специалистов в других областях наук о Земле — петрологов, изучающих состав нижней части коры и верхней мантии, а также происхождение магм и закономерности проявлений магматизма и метаморфизма, геохимиков, данные которых приобрели большое значение для выяснения источника магм и состава глубинного вещества, и, конечно, геофизиков, доставляющих основную информацию о строении, состоянии вещества и процессах глубоких недр Земли. Не остаются в стороне от этой интеграции наук, типичной для нашего времени, литологи, особенно изучающие осадки океанов, стратиграфы и даже палеонтологи, данные которых наряду с данными палеомагнитологов столь существенны для оценки возможных перемещений крупных глыб континентальной коры.

ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРАКТИКА

На всех этапах своего развития советская тектоническая наука была теснейшим образом связана с геологическими дисциплинами, непосредственно решавшими задачи поисков и разведки необходимых нашему народному хозяйству полезных ископаемых. Эта связь была, пожалуй, наиболее тесной в случае нефтегазовой геологии, поскольку уже достаточно давно было выяснено, что весь процесс формирования залежей нефти контролируется прежде всего тектоникой, — начиная с образования нефтегазоносных бассейнов, накопления в них осадков, обогащенных органикой, и преобразования последних в нефть и газ, и кончая размещением отдельных их залежей.

Сходство структуры Русской плиты и плиты Мидконтинента Северной Америки послужило И. М. Губкину одним из главных аргументов для положительной оценки перспектив нефтегазоносности Волго-Уральской области. «Линии Карпинского», а затем прогноз Н. С. Шатского в отношении развития соляной тектоники в Днепровско-Донецкой впадине были первыми предпосылками открытия в этой впадине крупных нефтяных и газовых месторождений.

С другой стороны, добытая в ходе поисков и разведки нефти информация о строении осадочного слоя земной коры, причем не только на континентах, но и в пределах акваторий, послужила основой важнейших теоретических выводов о закономерностях развития платформ, краевых и межгорных прогибов. Так, только проведенное на Русской плите бурение позволило выяснить ошибочность представлений об исключительно

унаследованном характере развития крупных платформенных структур и выявить значительную роль новообразований, а также открыть авлакогены и подтвердить универсальность закона (или правила) Карпинского о зависимости погружений платформ от развития смежных геосинклиналей. Неслучайно многие наши тектонисты являются одновременно и крупными нефтяниками.

По существу не менее тесная связь существует между тектоникой и размещением рудных месторождений; не даром Н. С. Шатский явился инициатором организации специальных исследований в этом направлении. Глубокое влияние на изучение закономерностей размещения рудных месторождений оказало введение понятия о глубинных разломах (В. И. Смирнов, 1947, и др.), а в дальнейшем появление учения о блоковом строении земной коры (Е. А. Радкевич, М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др.) и о тектонической активизации (А. Д. Щеглов). В свою очередь идеи А. Е. Ферсмана о Монголо-Охотском поясе и С. С. Смирнова о Тихоокеанском поясе и его зональности предвосхитили соответствующие построения тектонистов.

Контакт между геотектоникой и учением о рудных месторождениях в особенности укрепился после появления новой науки — металлогении, которая по своему смыслу должна опираться на определенную тектоническую модель. Так оно и было, начиная с построений Ю. А. Билибина, исходивших из стадий, обычно выделявшихся в развитии геосинклиналей, и продолжая работами других металлогенистов. В настоящее время соответственно конкурируют металлогенические модели, основанные на фиксистой и мобилистской концепции, причем опять-таки это соревнование следует рассматривать как положительный, а не отрицательный фактор.

Роль тектоники в прогнозировании осадочных полезных ископаемых — углей, железных руд, бокситов, фосфоритов, калийных солей и др. на первый взгляд кажется менее значительной, чем в случае рудных ископаемых, поскольку здесь на первый план выступает не тектонический, а климатический контроль. Тем не менее достоверно установлено, что тип угольных, железорудных, солеродных бассейнов и особенно тип угленосных, фосфоритоносных, бокситоносных и других формаций в решающей степени зависит от тектонической обстановки. Поэтому классификация этих и подобных бассейнов и формаций строится на тектонической основе. В более общем плане тектонические карты стали основой металлогенических и прогнозных карт.

Значение учета тектонического фактора — структуры, современной тектонической активности стало обязательным элементом при возведении в нашей стране крупных инженерных сооружений — плотин гидроэлектростанций, особенно в горных районах, а также каналов и др., что обеспечило их надежность. Сейсмотектонике принадлежит, как указывалось, ответственная роль в оценке сейсмической опасности, угрожающей отдельным районам и городам. Печальный урок Газли и положительный образец Молдавии могут служить примерами неправильной и правильной оценки сейсмотектонических условий.

СОВЕТСКАЯ ГЕОТЕКТОНИКА В МЕЖДУНАРОДНОМ ПЛАНЕ

Как уже отмечалось, высокий уровень развития тектонической науки в нашей стране был впервые убедительно продемонстрирован на 17-й сессии Международного геологического конгресса в Москве. Уже в предвоенные годы советские тектонисты в лице А. Д. Архангельского и Д. И. Мушкетова предприняли обобщение не только отечественного, но и мирового регионально-геологического материала, выполняя завет А. П. Карпинского о том, что «геологу нужна вся Земля».

Война на короткое время прервала развитие этого процесса, но уже сразу после войны перед советскими геологами встала задача оказания помощи странам народной демократии на западе и востоке в налаживании государственной геологической службы и поисках полезных ископаемых и вместе с тем появилась возможность личного ознакомления с геологическим строением и, в частности, тектоникой соответствующих стран, что значительно расширило кругозор советских тектонистов, ряд работ которых был посвящен зарубежной тематике.

Однако вплоть до середины 50-х годов условия «холодной войны» препятствовали достаточно широкому деловому общению советских тектонистов с их коллегами из западных стран. Переломной в этом отношении оказалась 20-я сессия Международного геологического конгресса, состоявшаяся в 1956 г. в Мехико. Начиная с этой сессии, советские геологи регулярно и активно в большом числе участвуют в работах конгресса и во всех связанных с ним мероприятиях.

В Мехико была продемонстрирована только что вышедшая в свет Тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000, которая произвела большое положительное впечатление на зарубежных участников. Поэтому предложение А. А. Богданова от имени советской делегации о начале работы над Международной Тектонической картой Мира, а в качестве первого шага — над Тектонической картой Европы в масштабе 1 : 2 500 000 было принято с энтузиазмом, и для этой цели при комиссии конгресса по Геологической карте Мира была создана подкомиссия по Тектонической карте Мира под председательством Н. С. Шатского и при генеральном секретаре А. А. Богданове.

В результате ее энергичной деятельности Международная Тектоническая карта Европы вышла в свет в 1964 г. вместе с объяснительной запиской — монографией «Тектоника Европы». Эта карта, составленная в основном по той же методике, что и Тектоническая карта СССР 1956 г., получила широкое признание и послужила образцом для изданных затем тектонических карт Северной Америки, Африки и отчасти Австралии. В настоящее время в печати находится второе издание Тектонической карты Европы и проводится работа по составлению Тектонической карты Мира, также под руководством советских ученых.

Работа над тектоническими картами Европы и Мира явилась первым крупным международным проектом, осуществленным при активном и ведущем участии советских геологов. Вскоре по инициативе В. В. Белоусова начались международные исследования тектонистов и геофизиков по проекту «Верхней мантии», затем продолженные под вывеской Международного геодинамического проекта. В последние годы советские тектонисты играют самую активную роль в работах по ряду проектов Международной программы геологической корреляции, в том числе осуществляют руководство по проектам «Офиолиты» (Н. А. Богданов) и «Глобальная корреляция эпох и фаз тектогенеза» (В. Е. Хаин).

С завоеванием независимости бывшими колониями и полуколониями и появлением вместо них на политической карте Мира развивающихся стран новая задача возникла перед советскими геологами — оказание помощи этим странам в изучении их минерально-сырьевой базы. Тем самым открылось и новое поле деятельности и для тектонистов. Примерами плодотворной работы советских геологов может служить геологическое картирование территории Сирии, Гвинеи и Афганистана, сопровождавшееся открытием нефтяных месторождений (Сирия), залежей бокситов (Гвинея) и медных руд (Афганистан).

Полевые наблюдения в зарубежных странах как систематические, так и экскурсионные и проработка всей мировой литературы дали возможность советским тектонистам приступить к обобщениям глобального масштаба. Выше уже упоминались изданные у нас тектонические карты Евразии, Арктики, Тихоокеанского сегмента Земли, монография «Тек-

тоника Евразии»; они получили признание и за рубежом. Еще в 1951 г. вышел в свет двухтомный труд А. Н. Мазаровича «Основы региональной геологии материков»; в 1971 г. была опубликована первая, а в 1977 г. вторая части «Региональной геотектоники» В. Е. Хаина.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Несмотря на вынужденную краткость и неполноту сделанного обзора, из него должно быть видно, насколько внушительны достижения советской геотектоники за 60 лет существования Советского государства. За это время геотектоника оформилась как самостоятельная дисциплина со своими задачами и методами, в ее рамках и на стыке с другими науками обособились различные направления исследований, были достигнуты существенные успехи в разработке классификации и иерархии структурных элементов земной коры, в раскрытии общих закономерностей ее развития, предложены различные модели общего механизма тектогенеза, составлены тектонические карты, установлены основные черты региональной тектоники нашей страны. Все это создало надежную основу для прогноза полезных ископаемых и тем самым способствовало более полному выявлению минерально-сырьевого потенциала нашей Родины.

Если говорить о дальнейших перспективах развития отечественной геотектоники, то в этом отношении могут быть намечены три главные задачи. Одна из них — изучение тектоники и тектонической истории океанов, выявленных пока лишь в самых общих чертах. Другая задача — анализ структуры раннего докембрия и этапов ее формирования в сопоставлении с данными относительно эволюции других планет земной группы. Третья задача — установление глобальных закономерностей структуры и развития земной коры (литосферы); в ее решении, особенно в части структуры, существенную помощь может оказать информация, получаемая с космических станций и кораблей. Само собой разумеется, что усилия тектонистов должны быть направлены в конечном счете на дальнейшее углубление наших знаний о тектонических закономерностях размещения полезных ископаемых в земной коре.

Разработка всех трех упомянутых теоретических задач должна быть сознательно подчинена общей цели — разработке модели глобального тектогенеза. Необходимо, однако, иметь в виду, что подобная модель, претендующая на известную степень достоверности, не может быть создана усилиями одних тектонистов. Как уже указывалось, здесь требуется обязательное участие геофизиков, петрологов, геохимиков. Кроме того, разработка такой модели может быть существенно ускорена международным сотрудничеством ученых этих специальностей в рамках действующих и будущих проектов.

Как отмечалось выше, советская геотектоника уже в 50-е годы заняла передовое место в мировой тектонической науке. Однако для удержания этого места необходимо наращивание усилий, так как в последние 10—15 лет активность зарубежных тектонистов и специалистов в смежных областях резко возросла. Думается, что для успешного творческого соревнования с нашими зарубежными коллегами требуется концентрация усилий не на отстаивании ранее сложившихся представлений, и не на критике, часто относящейся к второстепенным деталям новых идей, высказанных у нас или за рубежом, а на создании и совершенствовании новых вариантов модели тектогенеза или ее отдельных элементов.

УДК 551.24(47+57)

М. В. МУРАТОВ

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

После краткого обзора развития представлений об основных чертах тектоники территории СССР за годы после Октябрьской революции приведена характеристика ее главнейших самых крупных тектонических подразделений. Рассмотрены слабо деформированные Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы, Верхояно-Колымская область — древняя платформа, подвергшаяся исключительно сильным деформациям, Баренцова и Восточно-Сибирская (Гиперборейская) платформы, в значительной части погруженные под уровень моря, а также разделяющие и окаймляющие их протяженные Средиземноморский, Урало-Монгольский и Тихоокеанский складчатый пояса.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ОСНОВНЫХ ЧЕРТАХ ТЕКТониКИ ТЕРРИТОРИИ СССР

До Великой Октябрьской социалистической революции территория нашей страны в геологическом отношении была изучена очень слабо. Проблемы тектонического районирования Советского Союза возникли в годы индустриализации народного хозяйства, когда появилась необходимость усиления геологических исследований в связи с задачами расширения минерально-сырьевой базы для развития промышленности и сельского хозяйства. Геологическими исследованиями были при этом охвачены значительные ранее совершенно неизученные части страны.

Первые работы по тектоническому районированию всей территории Советского Союза принадлежали М. М. Тетяеву (1933) и Д. В. Наливкину (1933). М. М. Тетяев разделил территорию нашей страны на зоны с различным возрастом складчатости: докембрийские, каледонские, герцинские и альпийские. Д. В. Наливкиным были намечены на территории СССР районы, отличающиеся разным возрастом геосинклиналей, и показаны области распространения кайнозойских, мезозойских, палеозойских и архейско-протерозойских геосинклиналей. Обе названные статьи были иллюстрированы обзорными тектоническими схемами мелких масштабов.

В том же году, но несколько позднее, А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933) в известной статье «Схема тектоники СССР» наметили и кратко охарактеризовали основные, ныне широко известные, тектонические элементы территории СССР. Ими были выделены две докембрийские платформы — Восточно-Европейская (Русская) и Сибирская и разделяющая их Урало-Сибирская палеозойская складчатая область, в значительной части прикрытая осадочным чехлом и названная авторами Урало-Сибирской палеозойской плитой. Они также выделили Альпийскую складчатую область юга СССР, включающую Крым, Кавказ и Памиро-Алай, а также мезозойскую складчатую область северо-восточной Сибири. В пределах Камчатки и Сахалина ими была намечена кайнозойская Тихоокеанская складчатая область.

К Международному геологическому конгрессу, состоявшемуся в 1937 г. в Москве, А. Д. Архангельским вместе с коллективом сотрудни-

ков была подготовлена краткая сводка по тектонике и истории развития территории нашей страны (Архангельский и др., 1937).

Позднее А. Д. Архангельский в большой работе, посвященной геологическому строению СССР, свел огромный материал по тектонике всей территории страны (Архангельский, 1941, 1948). Эта книга явилась не только первой сводкой по геологии всей нашей страны, но и важным для своего времени учебным руководством.

Много было сделано для познания тектоники СССР также Н. М. Шатским. Он дал первую работу по тектонике Сибирской платформы (Шатский, 1932), а позднее (Шатский, 1946) посвятил обстоятельную статью обзору тектоники Восточно-Европейской платформы, показав, что по занимаемой площади на значительной части Европы для ее наименования больше подходит название Восточно-Европейской, чем Русской.

В следующей работе Н. С. Шатским (1947) было предложено разделение платформы на щиты и плиты как главные элементы их структуры. Он назвал Русской плитой обширную часть рассматриваемой платформы, прикрытую осадочным чехлом, в пределах Русской равнины. С тех пор в нашей тектонической литературе принято разделение Восточно-Европейской платформы на Балтийский и Украинский щиты и Русскую плиту. На основе принципов тектонического расчленения земной коры, разработанных А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским, стали затем составляться тектонические карты отдельных частей нашей страны. Н. С. Шатским в 1952 г. была составлена и опубликована учебная тектоническая карта всей территории СССР и сопредельных стран. Далее, в 1955 г. под руководством А. А. Богданова и при непосредственном участии ее главного редактора Н. С. Шатского была составлена и издана Тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000. В составлении ее принимал участие большой авторский коллектив. Карта эта демонстрировалась на Международном геологическом конгрессе в Мексике в 1956 г. и сыграла большую роль, так как впервые продемонстрировала значение тектонических карт крупных частей земной коры и явилась своего рода примером составления таких карт для геологических организаций всего мира.

После этого работы по составлению тектонических карт отдельных районов получили широкое развитие у нас в стране, и в работе над ними стали принимать участие большие коллективы исследователей. В процессе работы велась широкая дискуссия, поэтому этого рода карты суммируют не взгляды отдельных ученых, а являются результатом коллективной работы и итогом дискуссий по важнейшим проблемам тектонического районирования.

Коллектив геологов под руководством А. А. Богданова и Н. С. Шатского участвовал в 1958—1962 гг. в составлении Международной тектонической карты Европы для части, относящейся к территории СССР, и объяснительной записки к ней. Эта карта (масштаб 1 : 2 500 000) по четкости изображения крупных тектонических элементов и даже отдельных деталей не имеет себе равных. Она сопровождается, как известно, подробной объяснительной запиской, изданной на двух языках.

Большим дальнейшим шагом вперед для тектонического расчленения территории СССР явилась Тектоническая карта Евразии, подготовленная вместе с объяснительной запиской к печати также коллективом авторов, сотрудников Геологического института АН СССР, под руководством редакционной коллегии в составе А. Л. Яншина (гл. ред.), Р. Г. Гарецкого, Н. С. Зайцева, М. В. Муратова, А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровского, Г. Б. Удинцева, Н. П. Хераскова.

Впервые в мировой практике была составлена тектоническая карта (масштаб 1 : 5 000 000) для целого большого материка с использованием новейшего для того времени фактического материала и с показом тектоники дна прилегающих морей и океанов. В последующие годы были выпущены многочисленные работы, посвященные тектонике отдельных

крупных регионов, и составлены тектонические карты крупных частей нашей страны, таких, как Сибирская платформа, Северо-Восток СССР, Дальний Восток, Алтае-Саянская область, Казахстан, Урал, Киргизская ССР, Кавказ, Украина, Белоруссия, фундамент Западно-Сибирской плиты и др.

Исключительно большую роль для понимания тектоники и истории развития сыграл палеогеографический Атлас СССР, который включает целую серию палеотектонических карт и является уникальной и в то же время фундаментальной сводкой по тектонике, палеогеографии и геологической истории нашей страны. В его составлении принимал участие большой авторский коллектив, а редактирование осуществлялось В. Н. Верещагиным, В. Д. Наливкиным, А. Б. Роновым, Б. М. Келлером, В. Е. Хайным, В. А. Гуссейновым и др. под общим руководством А. П. Виноградова (1974).

Наконец, в последние годы А. В. Пейве был предложен новый принцип подхода к тектоническому районированию. В основу положен процесс развития земной коры в направлении от более древней океанической коры к созданию материковой, в процессе образования которой возникает мощный гранитно-метаморфический слой. На основе такого нового подхода к тектоническому районированию с выделением областей с океанической корой и областей переходного этапа и материковой коры, разделенных по времени формирования гранитно-метаморфического слоя, коллективом авторов под руководством А. В. Пейве была составлена новая Тектоническая карта СССР, показывающая время становления материковой коры (Пейве и др., 1976).

Таким образом за 40 с лишним лет, прошедших со времени опубликования статьи А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, неизмеримо возросла не только степень геологической изученности нашей страны, но и объем того исходного материала, на котором базируются тектонические представления, и значительно изменился подход к тектоническому районированию. Вся территория СССР покрыта теперь достаточно детальными геологическими съемками и охвачена поисковыми работами и, несмотря на ее огромную площадь, может считаться одной из наиболее изученных в геологическом отношении стран мира.

Главнейшие структурные элементы территории Советского Союза достаточно хорошо теперь изучены и широко известны. Ознакомление с ними ведется в курсах всех высших учебных заведений геологического профиля и техникумах, и им посвящена огромная специальная литература. Нет необходимости в систематическом даже кратком обзоре их строения с подробным описанием. Задачей настоящей статьи является лишь освещение самых крупных тектонических подразделений территории СССР в свете современных данных и разбор недостаточно выясненных и дискуссионных проблем их соотношения и ограничения, а также истории их развития.

ГЛАВНЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕРРИТОРИИ СССР

Главнейшими элементами тектоники нашей страны являются древние платформы и разделяющие и окаймляющие их складчатые геосинклинальные пояса. Дорифейские древние платформы занимают преобладающую по площади часть территории (рис. 1). Некоторые из них слагают и дно шельфовых морей. Наибольшую площадь нашей страны занимают Восточно-Европейская и Сибирская платформы, играющие главную роль в строении всей территории. Две другие платформы слагают значительные части дна шельфовых морей Северного Ледовитого океана. Это платформы Баренцова и Восточно-Сибирского морей, или Гиперборейская (по Н. С. Шатскому, 1935). К последней должны быть, видимо, отнесены и значительные участки северо-восточной Сибири,

включая Чукотский полуостров и Чукотско-Чаунскую складчатую область. Южным ограничением этой платформы служит Южно-Анхойский грабенообразный прогиб, протягивающийся, судя по данным магнитных аномалий, на запад под дном шельфового моря вплоть до южного ограничения о. Ляховского (Тильман и др., 1977). К Восточно-Сибирской платформе относится о. Врангеля, острова Де-Лонга, Ляховские и Новосибирские.

Наконец, еще одна (пятая) древняя платформа располагается в пределах северо-восточной Сибири — Верхояно-Колымская, которая подверглась сложным более поздним деформациям (в интервале от середины карбона до середины мела). Ее обычно из-за этих деформаций включают в состав Верхояно-Колымской мезозойской складчатой области, однако, как это будет подробнее сказано ниже, в основе этой складчатой области залегает фундамент древней платформы, и она вплоть до середины карбона не отличалась по своему строению от других древних платформ Евразии и лишь позднее подверглась сложным и многообразным деформациям.

Две древние платформы — Восточно-Европейская и Сибирская разделены сложнопостроенным Урало-Монгольским складчатым поясом. Последний с юга окаймлен Таримской и Китайско-Корейской платформами; которые расположены уже за пределами территории СССР.

С юга-запада Восточно-Европейскую платформу окаймляют Средиземноморский пояс, отделяющий ее от Африканской и Индостанской платформ. На северо-западе Восточно-Европейскую платформу ограничивает каледанская складчатая область Скандинавии, относящаяся уже к Атлантическому поясу. Наконец, с востока Верхояно-Колымская платформа, Сибирская платформа и Урало-Монгольский пояс ограничены участком Тихоокеанского пояса. Последний, как известно, обрамляет впадину одноименного океана по всей его периферии.

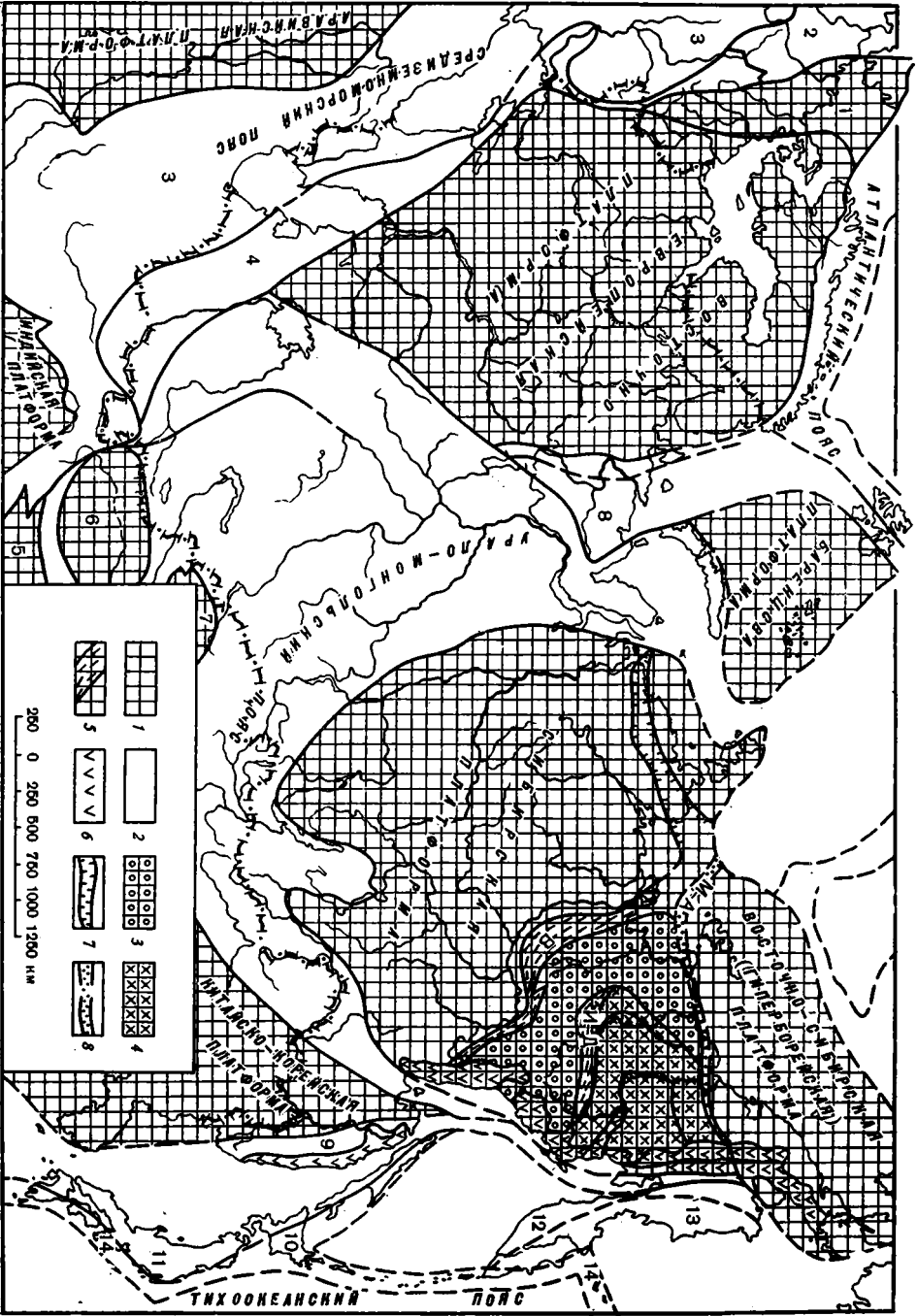
Особым и важным элементом строения всего материка Евразии и территории нашей страны, в частности, являются впадины окраинных морей Тихого океана: Берингова, Охотского и Японского морей, глубоководные впадины центральной части Арктического бассейна и, наконец, впадины внутренних морей в пределах Средиземноморского пояса — Черноморская и Южно-Каспийская. Все эти впадины являются глубокими молодыми прогибами и привлекают в последнее время к себе внимание как не решенными еще проблемами их формирования, так и возможными перспективами нефтегазоносности осадочных толщ, слагающих их дно.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Восточно-Европейская платформа представляет, как и другие древние платформы, мощный блок материковой земной коры, прикрытый значительным и различным по составу и мощности осадочным чехлом.

В настоящее время Восточно-Европейская платформа является одной из наиболее изученных платформ мира. Основные элементы ее строения были установлены А. П. Карпинским (1919), А. Д. Архангельским (1923) и значительно уточнены затем Н. С. Шатским (1946, 1947), а в последние годы во многом по-новому освещены работами А. А. Богданова (1961, 1962, 1964, 1968), П. Н. Кропоткина и др. (1971), Р. А. Гафарова (1976), А. П. Виноградова и др. (1974) и других исследователей.

Анализу строения крупных периферических частей платформы посвящены работы В. С. Журавлева (1972), а обобщение по истории развития платформы было дано М. В. Муратовым, М. Ф. Микуновым и Е. С. Черновой (1962), а также В. Е. Хайным (1962). Строению и истории развития фундамента и тектонике чехла различных частей платформы посвящена огромная литература, которую невозможно перечислить в рамках этой статьи.



250 0 250 500 750 1000 1250 NM

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | | | |
| | | | |

СРЕДНЕОЦЕАНСКИЙ ПОРС
 АТЛАНТИЧЕСКИЙ ПОРС
 ИПАТО-МОТЮДСКИЙ ПОРС
 ИПАТО-КИЛЬДИРЬ ПОРС
 ИПАТО-КОРОЛЬ-КОЛЬЧИКОВ ПОРС
 ИПАТО-КАМАКАРА ПОРС
 ИПАТО-ТОКИО ПОРС
 ИПАТО-ОСАКА ПОРС
 ТИХООЦЕАНСКИЙ ПОРС

Рис. 1. Схема основных структурных элементов территории СССР и сопредельных частей Евразии

1 — древние платформы, 2 — складчатые геосинклинальные пояса, 3 — Яно-Индигорская плита и Охотский массив в пределах Верхояно-Колымской деформированной платформы, 4 — Колымский и Омолонский массивы Верхояно-Колымской платформы, 5 — эпиплатформенные складчатые области: В — Верхоянская, И-Д — Ингьяли-Дебинская, 6 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, 7 — Таймырский авлакоген (внутриплатформенный складчатый прогиб), 8 — Мало-Ануйская шовная зона, разделяющая Восточно-Сибирскую и Верхояно-Колымскую деформированные платформы и ее продолжение под дном моря Лаптевых. Цифры на карте: 1 — Средне-Европейская плита, 2 — Западно-Европейская герцинская складчатая область, 3 — Альпийская складчатая область, 4 — Скифско-Туранская плита, 5 — Тибетская древняя платформа, 6 — Таримская древняя платформа, 7 — Джунгарский массив, 8 — Печорская плита и ее продолжение на дне Баренцова моря, 9 — складчатая область Сихотэ-Алиня и Тайгоноса, 10 — складчатая область восточного побережья Японского моря, 12 — складчатая область Западной Камчатки, 13 — Корякско-Камчатская складчатая область, 14 — островные дуги: Курильская, Командорская, Алеутская

Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы формировался, как и основание других древних платформ, чрезвычайно длительное время, почти 2 млрд. лет (с раннего архея 3,6—3,7 млрд. лет до конца протерозоя 1,9—1,7 млрд. лет). Процессы его образования в основном закончились к началу позднего протерозоя (Муратов, 1973). С кристаллическим фундаментом тесно связаны наиболее древние элементы ее чехла, образовавшиеся в раннем протерозое, покрывающие отдельные участки и подвергшиеся метаморфизму. Этот протоплатформенный (по Е. В. Павловскому, 1964, 1970) чехол играет особую роль и по истории развития платформ тесно связан с формированием их складчатого метаморфизованного основания. С рифейской эры началось образование настоящего мощного осадочного чехла платформ, причем, как и на других древних платформах, здесь можно отметить два крупных этапа этого процесса. Первый из них связан с образованием рифейского и раннепалеозойского комплекса чехла, второй — верхнепалеозойско-кайнозойского. Они образуют два главных этажа платформенного чехла.

Чехол Восточно-Европейской платформы залегает в общем спокойно, покрывая поверхность обширной Русской плиты и заполняя в ее пределах отдельные глубокие впадины. Таким образом, чехол платформы в общем слабо деформирован. Наиболее сильные деформации связаны с системами крупных разломов, секущих фундамент платформы и разделяющих ее на крупные блоки. Одна из таких систем вытянута в северо-восточном направлении в самом центре платформы, в глубокой части Московской синеклизы. Вторая, Пачелмская система разломов, возможно, связана с ней на глубине, но имеет совершенно другое юго-восточное простираие и уходит в этом направлении под чехол Прикаспийской впадины. Третья протягивается от Донецкого бассейна на северо-запад, образуя группу разломов фундамента, вдоль которой вытянута Припятско-Днепровско-Донецкая система грабенообразных впадин.

Наконец, четвертая, Датско-Польская протягивается в юго-западной части платформы, имея северо-западное простираие, и сопровождается сложной системой поднятых и опущенных по разломам блоков. Перекрывая эти системы разломов и грабенов, располагаются самые глубокие части многих прогибов платформенного чехла синеклиз: Московской, Припятской, Днепровско-Донецкой (Украинской), Прикаспийской.

Значительные деформации характерны также для окраин платформы вдоль зон соседних складчатых областей. Они представлены миогеосинклинальными складчатыми системами, расположенными на платформенном основании, а также глубокими краевыми прогибами, окаймляющими складчатые области и связанными по возрасту с их орогенным этапом развития.

Миогеосинклинальная складчатая система вытянута вдоль всего западного склона Урала. К более древней системе относятся структуры

Тимана на северо-востоке платформы, а также складки Свентокшиских гор на юго-западе в ПНР.

Хорошо выраженный позднепалеозойский краевой прогиб обрамляет платформу со стороны Урала, а неогеновый Предкарпатский прогиб на юго-западе.

Восточно-Европейская платформа обладает выступающими острыми углами. Один из них представляет ее юго-восточную оконечность, расположенную географически на плато Устюрт, другой выступ находится на западе в пределах побережья Балтийского моря и Ютландского полуострова и охватывает часть дна Северного моря, третий многими выделялся северо-восточнее на месте Тимана и Печорской низменности. Строение и размеры этих трех выступов платформы рассматриваются исследователями по-разному.

В. С. Журавлев специально изучал проблему этих трех участков «экзогенальных впадин», как он их называл, и посвятил им специальную очень обстоятельно написанную монографию (Журавлев, 1972).

По-видимому, наиболее определенно решается вопрос о юго-восточном выступе платформы — на плато Устюрт. В. С. Журавлев показал, что здесь расположен поднятый треугольный блок древнего фундамента, отделенный от остальной части платформы узкой грабенообразной впадиной — Южно-Эмбинским авлакогеном. Таким образом, платформа заканчивается на юго-востоке, между Мангышлаком и западным побережьем Аральского моря, — острым выступающим к югу углом. Иначе решена В. С. Журавлевым проблема северо-восточного, Печорского угла.

Анализ геологических и геофизических материалов позволил ему прийти к выводу, что в фундаменте Печорской впадины протягивается Урало-Тиманская рифейская складчатая область, имеющая северо-западное простирание. В. С. Журавлев наметил в ее пределах две части — эвгеосинклинальную на востоке и миогеосинклинальную западнее и показал границу между ними. Он считал, что эти обе складчатые системы продолжают затем в пределы дна Баренцова моря.

Таким образом, основываясь на выводах В. С. Журавлева, складчатую область под чехлом Печорской низменности в ее восточной части следует относить к эвгеосинклинальной зоне байкальской складчатой области, считая ее при этом элементом Урало-Монгольского складчатого пояса. Эта складчатая область протягивается затем под дном Баренцова моря в направлении Шпицбергена, обрамляя край Восточно-Европейской платформы. Существует, однако, и другая точка зрения — Н. С. Шатского (1964), который в одной из своих последних работ высказал предположение, что Тиманский кряж представляет собой авлакоген, а Печорская низменность расположена на платформенном основании, составляющем продолжение Баренцовой платформы.

Значительно более сложно обстоит дело с проблемой западного выступа платформы. Он прикрыт мощным осадочным чехлом (до 10—13 км), и о строении его существует много различных точек зрения, начиная с широко распространенного мнения о каледонском возрасте фундамента этой части Средней Европы (Haug, 1914; Stille, 1924; Зноско, 1964; Кельбель, 1964).

Вместе с тем положение границы древней платформы здесь точно неизвестно (Дикенштейн и др., 1975). Уже давно юго-западную границу Восточно-Европейской платформы было принято проводить на так называемой линии Торнквиста, которая идет по системе разломов и ступеней в осадочном чехле, в направлении от Мальмехуса (Швеция) на о. Борнхольм и далее в юго-восточном направлении через территорию ПНР к северо-восточной окраине Свентокшиских гор. Эта линия, намеченная Торнквистом еще в 1910 г., действительно ограничивает с юго-запада древнюю платформу с доказанным дорифейским фундаментом, отделяя ее от области в пределах северной части ПНР, ГДР и ФРГ и прилегаю-

ших районов Дании, Голландии и Бельгии, где возраст фундамента остается невыясненным.

Всю эту последнюю часть Средней Европы, включая юго-восточную Англию и дно юго-западной части Северного моря, автор (Муратов, 1975) предложил выделить в самостоятельную Средне-Европейскую плиту с мощным осадочным чехлом. Плита эта разделяется на целую систему впадин и поднятий, в строении которых участвует мощный осадочный комплекс отложений от нижнего палеозоя до третичных. Здесь присутствуют большие соляные структуры и известны крупные нефтяные и газовые месторождения.

О возможном строении и возрасте фундамента этой плиты существуют четыре наиболее вероятных предположения. Согласно одному варианту, который был высказан еще давно Бейли (Bailey, Holtedah, 1938), но более подробно обоснован и отстаивался в ряде статей А. А. Богданова (1961, 1964, 1968), вся область этой плиты должна рассматриваться как продолжение древней Восточно-Европейской платформы, которая, таким образом, вытягивается в виде узкого клина на запад до южной Англии включительно. Вторая точка зрения рассматривает часть плиты к юго-западу от края древней платформы на территории ПНР, ГДР и ФРГ как эпипалеозойскую, она разделяется многими польскими и немецкими геологами, что нашло отражение в недавно опубликованной статье (Зноско и др., 1972).

Третья точка зрения была наиболее обоснована и разработана В. С. Журавлевым (1972), В. С. Журавлевым и М. Е. Раабен (1968). Согласно их выводам, фундамент этой области сложен байкальскими складчатыми структурами юго-восточного простирания, которые продолжают до Судет и Свентокшиских гор.

Наконец, есть еще четвертое предположение, что мы здесь имеем ряд блоков древнего дорифейского фундамента, окаймленных и разделенных несколькими узкими полосами позднепротерозойских складчатых зон. В частности, дорифейским массивом в этой области является фундамент юго-восточной Англии (Мидленда). Распространенные здесь кислые эффузивы уриконского комплекса, хотя имеют позднепротерозойский возраст, но сходны с субиотнием Скандинавии и залегают на более древнем метаморфическом основании и, следовательно, относятся к платформенному чехлу. Также к чехлу относится развитая здесь чарнийская серия с возрастом метаморфизма 1000 млн. лет. Таким образом, основанием Мидленда является скорее всего блок древней платформы. И только на западе, в Уэльсе, он окаймлен складчатыми и слабометаморфизованными породами лонгмайндского комплекса (до 7000 м мощности), который относится к верхнему протерозою.

Второй блок древней платформы — Восточно-Эльбский намечается по геофизическим данным южнее Ростока на севере ГДР в фундаменте Средне-Европейской плиты.

Таким образом, в свете современных данных древнее (дорифейское) платформенное основание играет, очевидно, весьма существенную роль в строении Средне-Европейской плиты. Для байкальских складчатых систем здесь остается лишь относительно узкое пространство невыясненного строения между этими блоками, а также западное окаймление рассматриваемой плиты.

Таким образом, хотя раньше мне представлялось наиболее вероятным, что фундамент Средне-Европейской плиты является байкальским (Муратов, 1975), как считали В. С. Журавлев и М. Е. Раабен (1968), однако в настоящее время более обоснованной представляется точка зрения А. А. Богданова, а также В. Е. Ханна. Узкий клин древней платформы, выступающий к западу в виде Средне-Европейской плиты, оказывается естественным разделом двух крупнейших расходящихся складчатых поясов — Атлантического и Средиземноморского (см. рис. 1).

После выявления обширного выступа докембрийских кристаллических пород на северо-восточной земле Шпицбергена (Харланд, 1964; Sandford, 1956), которые в более западной части того же острова перекрыты верхнедокембрийским чехлом отложений (аналоги формации Гекла-Хук), восточную часть архипелага Шпицберген стали обоснованно считать частью древней платформы (Клитин, 1960; Соколов и др., 1968; Лившиц, 1973). Ю. М. Пушаровский (1960₂) впервые наметил контуры этой платформы дна Баренцова моря. Ее древний кристаллический фундамент выступает также восточнее Шпицбергена на о. Белом.

Часть островов Земли Франца-Иосифа сложена горизонтально залегающими мезозойскими породами от верхнего триаса до верхней юры, перекрытыми вулканическими и осадочными толщами нижнего мела. На о. Виктория выступают спокойно залегающие известняки среднего карбона. Все эти острова представляют, видимо, участки чехла древней платформы. Продолжение последней протягивается вдоль шельфа Баренцова моря до островов Визе и Ушакова на востоке, сложенных горизонтально залегающим верхним мелом.

Южная граница платформы в точности не выявлена. По-видимому, на юго-востоке она должна быть проведена непосредственно близ берегов островов Новой Земли, где идет в юго-западном направлении, а далее протянута где-то вдоль линии, параллельной берегу Кольского полуострова, под дном Баренцова моря. Здесь можно предполагать сочленение древнего фундамента платформы с байкальским фундаментом, предполагаемым в Печорской низменности и в южной части шельфового моря (см. рис. 1). Если же стать на упомянутую выше точку зрения Н. С. Шатского (1964), Баренцову платформу придется считать продолжением Восточно-Европейской, а разделом между ними может быть только авлакоген Тимана и его северо-западное продолжение.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

Урало-Монгольский пояс представляет собой огромную полосу в середине Азиатского материка, изогнутую в виде дуги и состоящую из многих складчатых областей. Он разделяет края Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской и Китайско-Корейской древних платформ. В центральной, наиболее широкой, части между Южным Тянь-Шанем и Восточным Саяном пояс достигает более 2000 км ширины, сужаясь постепенно как к северу, так и к востоку (Муратов, 1965). Огибая с юга Сибирскую платформу, он протягивается от Тимана и Новой Земли до берегов Охотского моря и Шантарских островов. В пределы территории СССР входит большая часть его площади. Только южный участок расположен в Монгольской Народной Республике и небольшая периферическая часть на юго-востоке, в пределах КНР.

Строению Урало-Монгольского пояса посвящена огромная литература, причем значительная часть данных по тектонике отдельных его частей содержится в трудах геологов, детально изучавших строение Урала, Казахстана, Киргизии, Узбекистана, Таджикистана, Алтая, Саян, Монгольской Народной Республики, а также Западно-Сибирской низменности. Далее упомянуты лишь работы обобщающего характера и касающиеся некоторых проблем.

Самыми древними складчатыми областями, участвующими в строении пояса, являются байкальские, самыми молодыми — герцинские. Все они вытянуты в соответствии с общим протяжением пояса. Байкальским складчатым областям принадлежит значительная роль в строении периферических частей пояса вдоль границы с древними платформами (Богданов, Хаин, 1968; Клитин, 1975).

Самая западная из них слагает Тиманский кряж и, вероятно, основание Печорской плиты, что уже отмечалось выше, а также основание герцинских структур западного склона Урала.

Вторая крупная байкальская область образует обрамление Сибирской платформы, протягиваясь вдоль Восточного Саяна, западной части Енисейского кряжа и прилегающих частей Западно-Сибирской плиты.

С юга вдоль Таримской и Китайско-Корейской платформ Урало-Монгольский пояс также обрамлен полосой байкальских складчатых структур (Яншин и др., 1966). Более широкая полоса расположена на юго-востоке, на окаймлении Буреинского массива, который сам по себе относится, видимо, к продолжению древней Китайско-Корейской платформы (Смирнов, 1963; Основы тектоники Китая, 1962).

Внутреннюю часть пояса занимают каледонские и герцинские складчатые области. Первые слагают в сущности две крупные площади. Одна из них простирается вдоль юго-западного обрамления Сибирской платформы — это области Западного и Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Тувы, Монгольского Алтая. Вторая слагает значительную область внутри пояса, охватывающую Кокчетавский массив, Чингиз и хребты Северного Тянь-Шаня.

С запада пояс окаймляет протяженная герцинская складчатая область Урала и Новой Земли. Южнее в состав пояса входят герцинские складчатые области Южного Тянь-Шаня. В самом центре пояса распространена герцинская складчатая область Прибалхашья и Рудного Алтая.

Система палеозойских складок из Монголии протягивается в северо-восточном направлении севернее Хингано-Буреинского массива, образуя Монголо-Охотскую складчатую систему. Последняя выходит к берегу Охотского моря в районе Удской губы и Шантарских островов (Караулов, 1970). Она относится к герцинским складчатым областям, а продолжение ее скрывается под дном моря.

Среди этих складчатых областей в пределах пояса присутствуют ограниченные по размерам массивы — обломки древних платформ, обладающих дорифейским фундаментом и позднепротерозойским чехлом, — это Джунгарский, Цайдамский, Сангиленский, Кокчетавский и другие массивы.

Северная часть пояса скрыта под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты, образуя ее складчатое основание. В последние годы благодаря геофизическим исследованиям и данным глубокого бурения в связи с поисками и разведками нефтяных и газовых месторождений в Западной Сибири строение фундамента плиты выяснилось в основных чертах. В строении его принимают участие складчатые области, в общем образующие продолжение более южной части пояса и включающие отдельные байкальские срединные массивы (Канторович и др., 1975; Куликов, 1972).

Точно так же юго-западная часть пояса скрыта под чехлом Северо-Туранской плиты, и строение ее освещено работами Р. Г. Гарецкого (1964, 1972), И. С. Вольвовского и др. (1968) и других исследователей.

Урало-Монгольский пояс на севере погружается под дно Карского и Баренцова морей. Насколько можно судить по данным о строении островов Новой Земли и Северной Земли, вероятно, что под шельфовыми частями дна этих морей происходит разделение пояса на две ветви, которые окаймляют с двух сторон края Баренцовой платформы. Одна из них — упомянутая выше байкальская складчатая область Тимана и фундамента Печорской низменности тянется к северо-западу. Вторая, окаймляя край Баренцовой платформы, протягивается к северо-востоку и вытянута под дном Карского моря, севернее островов Кирова; последние относятся к окраине Сибирской платформы. Эта складчатая область, таким образом, разделяет здесь края Сибирской и Баренцовой платформ. Продолжение ее выступает на поверхность в западной части

о. Октябрьская революция и на о. Пионер архипелага Северной Земли. На этих островах выступает на поверхность отрезок каледонской складчатой области, образующей изгиб с изменением простирания от меридионального на юге к северо-западному на севере (Егиазаров, 1957).

Каледонская складчатая область здесь представляет, видимо, продолжение одной из областей рассматриваемого пояса и обрезана далее берегом Карского моря. О дальнейшем продолжении ее можно делать только гипотетические предположения, сопоставляя ее либо с каледонидами Шпицбергена, либо с северной Гренландией.

В отличие от древних платформ формирование гранитно-метаморфического слоя земной коры в пределах рассматриваемого пояса началось гораздо позднее. Наиболее древние участки материковой коры сложились здесь в итоге развития байкальских складчатых областей по краям или в середине пояса, т. е. они сложились в конце рифейской эры, а самые молодые площади материковой коры образовались в итоге развития герцинских складчатых областей в самом конце палеозоя, после герцинской складчатости орогенного этапа (Моссаковский, 1975) и гранитизации. Подтверждение этому — выявленные во многих складчатых областях пояса офиолитовых комплексов, в том числе и позднепалеозойских, подстилающих геосинклинальные толщи палеозоя. Следовательно, начальная стадия развития этих областей происходила на коре океанического типа, которая сохранялась вплоть до силура, а местами даже позднее (Зоненшайн, 1972).

Такие образования установлены сейчас на Урале (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971), в Казахстане, Южном Тянь-Шане (Макарычев, 1974; Руженцев, 1976), в Кызылкумах, Калбе и других районах.

На основе анализа истории развития части Урало-Монгольского пояса в Монголии Л. П. Зоненшайн (1972) показал, что здесь происходило последовательное превращение геосинклинальных областей в складчатые от периферии к середине пояса. Во внутренних частях пояса до середины палеозоя сохранялись обширные зоны с участками коры океанического типа. Широко распространены офиолитовые и вулканические комплексы эвгеосинклинального типа. Материковая кора возникла только к концу палеозоя.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

К югу от Восточно-Европейской платформы и Урало-Монгольского пояса протягивается Средиземноморский пояс, разделяющий края Восточно-Европейской, Северо-Африканской и Аравийской платформ, а на востоке отделяющий Индостанскую платформу от Таримской и Тибетской. Между оконечностями Восточно-Европейской и Таримской платформ, иначе говоря, между Аральским морем и Памиром, Средиземноморский пояс отделен от Урало-Монгольского системой глубинных разломов, частично скрытых под чехлом Туранской плиты. Чехол этот в северной части покрывает складчатые структуры, относящиеся к Урало-Монгольскому поясу, а южнее упомянутой системы разломов — структуры, входящие в состав рассматриваемого пояса. Поэтому целесообразно разделить Туранскую плиту на две части — Южно-Туранскую и Северо-Туранскую.

Главнейшими составными частями Средиземноморского пояса являются: герцинская складчатая область Западной Европы с ее срединными массивами, Альпийская складчатая область Средиземноморья и юга СССР, а также Скифско-Туранская складчатая область фундамента молодых платформ, обрамляющих с севера альпийскую область. Сюда относится фундамент Скифской, Южно-Туранской плит, Нижне-Дунайской (Валахской или Гетской) плиты, а также дно северо-западной части Черного, Азовского и значительной средней части Каспийского морей.

Далее на восток Средиземноморский пояс охватывает Малую Азию, горные сооружения Ирана и Афганистана с их срединными массивами и Гималаи, представляющие собой восточный обособленный отрезок пояса, характеризующийся сложной покровной структурой. На востоке эти структуры по разлому оборваны и граничат в бассейне р. Брампутры с выступом Тибетской платформы. Здесь, таким образом, заканчивается Средиземноморский пояс.

Его продолжением после небольшого перерыва служит Индонезийский пояс, который начинается неогеновой складчатой системой Аракан-Иома и далее через Андаманские острова тянется на восток, охватывая всю южную цепь Индонезийских островов вплоть до о. Сулавеси и островной дуги, окаймляющей впадину моря Банда.

Основные черты строения пояса освещены в работах И. В. Архипова и др. (1964), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1968), Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского (1973), М. В. Муратова (1969).

В пределах территории Советского Союза в составе Средиземноморского пояса представлены две крупные области: Скифско-Туранская, охватывающая перечисленные выше плиты (кроме Валахской), и часть Альпийской складчатой области, включающей Восточные Карпаты, Горный Крым, Большой и Малый Кавказ вместе с разделяющим их Закавказским срединным массивом, Копет-даг и Памир.

Части эти очень различны по возрасту и истории развития.

Скифско-Туранская плита обычно именуется эпигерцинской. В действительности она обладает древним складчатым фундаментом, большая часть которого, как сейчас считают многие исследователи, является позднепротерозойской (байкальской).

Герцинские складчатые системы образуют в ее пределах лишь обособленную узкую зону. К ней принадлежит узкий палеозойский прогиб Добруджи, Тарханкутское поднятие в Крыму, а далее продолжением этой системы на востоке служит Кавказская зона герцинских структур, охватывающая значительную западную часть северного склона, а также южный склон Центрального Кавказа (верховья Ингури).

Согласно выводам В. И. Шевченко и И. А. Резанова (1974, 1977), на продолжении этой зоны к востоку, по геофизическим данным, расположен обширный герцинский прогиб в пределах Восточного Кавказа, средней части Каспийского моря и южной части Балханского района.

Всю эту зону герцинских структур упомянутые авторы протягивают на западе, по геофизическим данным, под Горный Крым.

В остальной части Кавказа, а также в пределах Скифской плиты преобладающую роль играет, видимо, байкальский складчатый фундамент.

Следует особо сказать, что упомянутые авторы (Шевченко, Резанов, 1977) допускают существование байкальского фундамента только под Кавказом и небольшой частью Индоло-Кубанского прогиба и Равнинного Крыма, а севернее рисуют продолжение древнего фундамента Восточно-Европейской платформы, однако это пока не доказано.

Альпийские складчатые сооружения по многим чертам строения и истории сильно различаются друг от друга.

Мощный геосинклинальный комплекс, развившийся с конца триаса до середины палеогена, известен только на Большом Кавказе. На Малом Кавказе геосинклинальный этап развития был сокращенным, продолжался с начала мела до середины палеогена. Складчатые структуры Большого и Малого Кавказа разделены Закавказским срединным массивом, представляющим, видимо, блок фундамента Скифской плиты, который продолжается на запад под дно Черного моря и на восток в южную часть Каспия.

Как известно, орогенный этап в Альпийской складчатой области наступил с олигоцена и продолжался до конца неогена, когда сформиро-

вались и заполнились отложениями межгорные и краевые прогибы альпийской системы. Совершенно особым элементом Средиземноморского пояса являются новообразованные впадины Каспийского, Черного и Средиземного морей. Впадина Каспия наложена в северной части на край древней платформы, на часть Скифской плиты и на юге на структуры Альпийской складчатой области к востоку от Кавказа. Черноморская впадина также наложилась на разнородные структурные элементы — продолжение Кавказа и южную часть складчатого сооружения Горного Крыма, а также на часть срединных массивов Закавказья и Балканского полуострова.

Обе эти впадины заполнены очень мощным комплексом осадочных толщ, как связанных с орогенным альпийским этапом (майкопская серия — верхний миоцен), так и плиоцен-четвертичных отложений, заполняющих более обширные по площади прогибы, образование которых связано с очень молодыми процессами формирования этих значительных впадин. Активное прогибание их началось, скорее всего, со среднего плиоцена (Муратов, 1972; Буланже и др., 1975) и привело к образованию современных глубоководных котловин Черного моря и Южного Каспия. Сходными были и процессы формирования Средиземного моря. Впадины эти являются, таким образом, не только наложенными на более древние элементы структуры, но и образовались в течение чрезвычайно короткого новейшего этапа прогибания земной коры.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Благодаря развернувшимся в последние годы исследованиям строение Сибирской платформы в основных чертах сейчас достаточно выяснено и несколько по-новому теперь решается проблема ее границ.

Тектоника платформы и ее крупнейших частей освещена в работах ряда исследователей: Ю. А. Косыгина и др. (1964, 1970_{1,2}), А. М. Лейтеса (1965), А. А. Николаевского (1968), Ю. Е. Погребницкого (1971), К. Б. Мокшанцева (1966, 1971), К. Б. Мокшанцева и др. (1975), Ю. М. Пушаровского (1960₁), Л. И. Салопа (1967), Г. Н. Спижарского (1968), В. С. Федоровского (1972), Г. И. Штеха (1965), А. Л. Яншина и др. (1966) и многих других исследователей.

На западе на протяжении от Игарки до Енисейского кряжа платформа обрамлена миогеосинклинальной областью байкалид Урало-Монгольского пояса; на юго-западе — такими же структурами Восточного Саяна, на юге, согласно выводам А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского (1977), к платформе должны быть отнесены Удоканский район развития платформенного нижнепротерозойского чехла, а также Патомское нагорье с подобными же мощнейшими толщами древнего чехла. Складчатое обрамление (байкалиды) вклинивается в районе оз. Байкал и верховьев Витима в виде залива в пределы края платформы, а затем, огибая Витимский выступ платформы, тянется почти в широтном направлении на восток к берегу Удской губы Охотского моря.

Восточная граница платформы обычно проводится по Предверхоянскому краевому прогибу вдоль ограничивающей его Верхоянской складчатой области.

В последние годы уточнилась северная граница платформы. После работ Ю. Е. Погребницкого (1971) по изучению тектоники Таймыра им было обосновано стратиграфическое и возрастное сопоставление средне- и верхнепротерозойских осадочных толщ чехла, который покрывает кристаллические комплексы Таймырского массива.

Среди этих толщ чехла Ю. Е. Погребницким выделяются (снизу вверх): прончищевская, ждановская, лаптевская, становская, колосовская и свинская свиты. Раньше нижние из них относили к нижнему — средне-

му протерозою. Ю. Е. Погребницкий (1971) убедительно показал, что только нижний комплекс (прончищевская свита) формировался в среднем протерозое, а остальные свиты отвечают нижнему — среднему рифею и верхнему рифею — венду. Эти свиты хорошо сопоставляются и коррелируются с комплексами чехла Анабарского массива Сибирской платформы (рис. 2).

Таким образом, кристаллическое основание Таймыра является выступом фундамента древней Сибирской платформы, прикрытой, как и на Анабарском массиве, сходным и мощным осадочным чехлом среднего протерозоя и рифея — венда. Северная граница платформы должна быть, таким образом, отодвинута далеко на север в пределы островов Большевик и Октябрьская революция, где выступают на поверхность упомянутые выше осадочные комплексы и граничат на западе со структурами каледонской складчатой области, являющейся продолжением Урало-Монгольского пояса.

Главные поднятия фундамента Сибирской платформы образуют выступы кристаллического основания Алданского и Анабарского, а также Таймырского щитов. Менее поднятым и прикрытым верхнепротерозойским осадочным чехлом оказывается поднятие (антеклиза) Енисейского кряжа. Все они разобщены обширной площадью Лено-Енисейской плиты, в пределах которой обособляется ряд глубоких впадин — Тунгусская, Пясинско-Хатангская, Вилюйская, Ангаро-Ленская, разделенные отдельными поднятиями — антеклизами.

Пясинско-Хатангская синеклиза, заполненная палеозойскими и мезозойскими отложениями, отделяет Анабарский щит от Таймырского.

Вдоль северного края синеклизы, обрамляя докембрийское основание Таймыра, протягивается узкая длинная впадина, заполненная смятыми в линейные складки верхнепалеозойскими и триасовыми толщами значительной мощности. Их подстилают отложения нижнего палеозоя и рифея, представленные платформенными формациями. Впадина ограничена и рассечена многочисленными разломами и представляет крупный осложненный складками грабен или авлакоген широтного простирания. Формирование складчатых структур в его пределах закончилось перед юрой. Юрские и меловые породы несогласно перекрывают размытые складки.

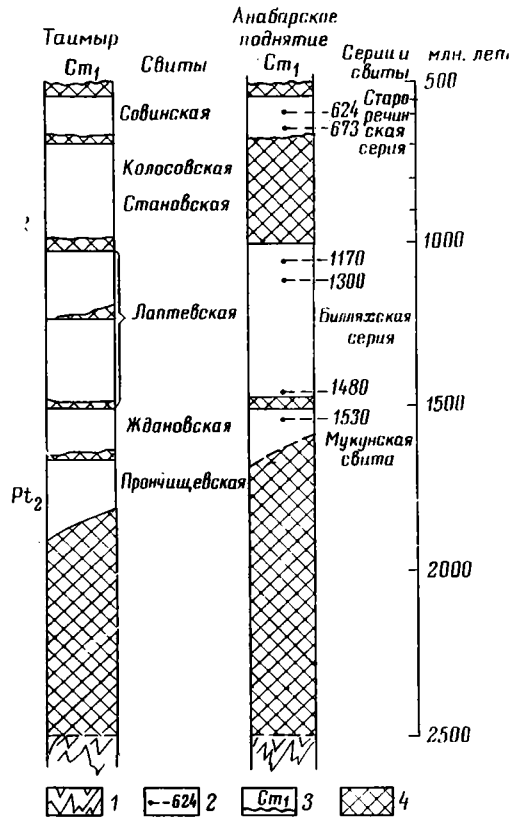


Рис. 2. Схема корреляции докембрийских комплексов Таймыра и Анабарского поднятия (по Ю. Е. Погребницкому, 1971)

1 — метаморфические комплексы основания платформы (анабарская и карская серии); 2 — осадочные комплексы среднего протерозоя и рифея. Цифры соответствуют определениям радиометрического возраста по глаукониту калий-аргоновым методом; 3 — основание нижнего кембрия, 4 — интервалы соответствия перерывам

Второй крупный авлакоген — Вилюйский осложняет строение восточной части Сибирской платформы. Он вытянут вдоль осевой части Вилюйской впадины с северо-востока на юго-запад.

Исследованиями Г. И. Штеха (1965) было доказано сложное глубинное строение Вилюйской впадины и наличие в ее пределах под мезозойскими толщами мощных и дислоцированных палеозойских и рифейских отложений, залегание которых осложнено многочисленными разломами и складками, а также соляными куполами (девонско-нижнекарбоновой соленосной толщи).

Относительно меньшие по размеру, но глубокие грабенообразные приразломные впадины осложняют строение других частей платформы (Уджинский, Кютюнгдинский и другие грабены).

Значительная западная часть Сибирской платформы занята обширной, очень глубокой и сложнопостроенной Тунгусской впадиной. Особенность ее — широкое проявление траппового магматизма и сложное своеобразное строение, обусловленное раздробленностью фундамента на отдельные глыбы; движение этих глыб происходило в конце карбона и в перми и сопровождалось здесь формированием трапповой формации в виде интрузивных тел и мощных вулканических излияний. Образование впадины связано не только с раздроблением фундамента обширной площади части древней платформы, но и с ее глубоким прогибанием.

Здесь мы имеем не менее значительную и даже более сложную деформацию платформенного основания, чем в областях авлакогенов под чехлом крупных платформенных синеклиз. Сложностью строения и магматическими проявлениями эта впадина очень отличается от синеклиз платформ и заслуживает того, чтобы ее отнести к особому типу платформенных структур. Автором (Муратов, 1972) было предложено именовать такие впадины амфиклизами.

Важной особенностью Сибирской платформы является присутствие здесь многочисленных кимберлитовых трубок; они известны в восточной половине Анабарского щита и северной части Алданского. Образование их связано с системами глубочайших разломов, пересекающих весь фундамент платформ и уходящих в подстилающую часть мантии до глубин 120—200 км, откуда происходят заполняющие их кимберлитовые расплавы (Лутц, 1974).

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ ОБЛАСТЬ

Верхояно-Колымскую область, начиная с А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933), относят к мезозойским складчатым областям Восточной Азии. Тектоника и основные черты истории развития этой области теперь подробно освещены в работах многочисленных исследователей: Ю. М. Пушаровского (1960), Н. А. Богданова (1963), И. Е. Драбкина и др. (1970), В. Ф. Белого, А. А. Николаевского, С. М. Тильмана, Н. А. Шило (1964), С. М. Тильмана (1962, 1964, 1973), К. Б. Мокшанцева и др. (1975), Л. И. Красного (1966), И. Н. Русанова и В. И. Виноградова (1969), Н. А. Шило, В. М. Мерзлякова, М. И. Терехова, С. М. Тильмана (1973), С. М. Тильмана, С. Г. Бялобжеского, А. Д. Чехова, Я. Л. Красного (1975), П. В. Гуляева (1975) и многих других.

В целом в пределах Верхояно-Колымской области можно выделить две различно построенные крупные части. Западная из них включает две складчатые системы — Верхоянскую, ограничивающую с востока Сибирскую платформу, и Инъяли-Дебинскую, пересекающую верхнее течение Индигирки и Колымы. Как известно, в строении первой из них участвуют кроме более древних пород рифея и палеозоя, скрытых на глубине, главным образом средне-верхнекаменноугольные, пермские и триасовые отложения, в меньшей степени юрские, образующие так на-

зываемый верхоянский комплекс, слагающий систему четко выраженных крупных линейных складок, вытянутых с некоторым изгибом в общем с севера на юг. Это типичная миогеосинклинальная складчатая система с очень слабым проявлением признаков вулканизма и единичными интрузиями мезозойских гранитов. Окончание складчатости здесь произошло в юре.

На юго-востоке в пределах Сетта-Дабана вдоль системы крупных разломов на поверхность выведен более древний комплекс отложений девона, силура, ордовика и мощная толща рифейских отложений до 6000 м мощности, разрез которых сейчас достаточно хорошо изучен (Семихатов, 1974). Это отложения типичного рифейского и палеозойского платформенного чехла, подвергшиеся здесь сложным деформациям и складчатости и поднятые в зоне глубинного разлома.

Вторая — Инъяли-Дебинская складчатая система представляет собой узкий глубоко прогнутый синклиниорий, с поверхности заполненный юрскими, а на глубине сложенный триасовыми и палеозойскими отложениями. В составе юрских толщ имеются эффузивы. Синклиниорий сопровождается многочисленными крупными интрузивными телами гранитоидов, с которыми связана жильная серия. Последняя обуславливает золотоносность этого района. Гранитоидные интрузии приурочены к зоне глубинного разлома, ограничивающего синклиниорий с северо-востока. Продолжение этого разлома уходит в северо-западном, а затем северо-восточном направлении, образуя систему разрывов, ограничивающих на всем протяжении хр. Полоусный, сложенный в основном поднятыми блоками рифейских и палеозойских осадочных комплексов. Вдоль этих разломов до низовьев р. Алазеи также протягиваются крупные гранитоидные тела.

Триасово-юрский складчатый комплекс песчано-глинистых отложений, заполняющий Инъяли-Дебинский синклиниорий, достигает 3500—8000 м мощности и подвергся метаморфизму в фации зеленых сланцев. Все это позволяет считать, что данный синклиниорий с его мощнейшими складчатыми комплексами, гранитоидными интрузиями может быть отнесен к геосинклинальным прогибам, отличающимся от типичных миогеосинклиналей и по ряду упомянутых признаков приближающимся к настоящим геосинклинальным образованиям (эвгеосинклиналям).

На пространстве между двумя складчатыми системами — Верхоянской и Инъяли-Дебинской — расположена обширная полоса с более спокойным залеганием верхоянского комплекса, хотя и имеющим здесь значительную мощность. Залегание пород этого комплекса осложнено отдельными крупными пологими складками, а местами крутыми приразломными складками и достаточно сложными местными нарушениями, сопровождаемыми разрывами, а также внедрением цепочек гранитоидных тел. Часто эти гранитные тела вытянуты вдоль разломов поперек складчатых структур. Вместе с тем здесь уже давно выделены участки совершенно пологого залегания пород, такие, как Иняйский, Сунтарский в верховьях Колымы, Адыча-Эльгинский, Средне-Янский, Хромский (Белый и др., 1964), которые были объединены в единую длинную зону К. Б. Мокшанцевым (1966, 1971), названную им Янской. На севере рассматриваемая область сменяется более широким пространством между устьем Яны и низовьями Индигирки, где на обширной площади слои триаса прикрыты чехлом юрских, меловых и более молодых отложений, залегающих на всем побережье Восточно-Сибирского моря совершенно спокойно. Здесь мы имеем обширную, ненарушенную платформенную плиту, которую можно назвать Яно-Индигирской. Область к югу от нее, охарактеризованная выше, в верховьях бассейна тех же рек Яны и Индигирки представляет по существу продолжение этой плиты, более поднятую ее часть и более сильно нарушенную упомянутыми выше деформациями, но включающую Янскую полосу спокойного залегания отложений.

На юге Яно-Индибирская плита сменяется еще более поднятым и разбитым на блоки Охотским массивом, представляющим по существу выступ основания древней платформы — деформированный Охотский щит.

Вторая половина Верхояно-Колымской области, отделенная от первой системой глубинных разломов Инъяли-Дебинской складчатой системы и горстового поднятия хр. Полуосного, включает Колымский и Омолонский массивы. Последние как деформированные части древней платформы выделялись уже давно, хотя чаще их называют срединными массивами.

Колымский массив представляет собой относительно опущенный блок древней платформы, осложненный глубокими грабенообразными впадинами, Момским грабеном и Алазейским. Последний, видимо, связан с системой Омолонско-Олойдских грабенов и горстов, которые были выделены при работах последних лет и строению которых сейчас уделяется большое внимание в литературе (Тильман и др., 1975).

Вся эта очень сложная в деталях система ограничена на северо-востоке Южно-Анюйским грабеном, который служит ограничением Верхояно-Колымской платформы и, как уже сказано выше, отделяет ее от Восточно-Сибирской. Южно-Анюйская сложная грабенообразная впадина (авлакоген) протягивается из бассейна р. Малый Анюй через устье р. Колымы на северо-запад, до южного побережья о. Ляховского и пролива Дмитрия Лаптева. В пользу такого продолжения этой грабенообразной впадины, заполненной меловыми отложениями, свидетельствует, как указывает С. М. Тильман (Тильман и др., 1977), полоса магнитных аномалий, вытянутая на всем описанном ее протяжении.

При всем разнообразии тектоники разных частей Верхояно-Колымской области их объединяют одинаковые черты строения и истории формирования их основания. Здесь присутствуют три элемента, свойственные древним платформам: кристаллический дорифейский фундамент, рифейский мощный осадочный чехол и палеозойский осадочно-вулканогенный чехол до нижнего карбона включительно.

Иначе говоря, вся эта область развивалась с раннего докембрия и до начала карбона как древняя Верхояно-Колымская платформа с основными этапами развития, типичными для всех древних платформ. Только с середины карбона (с начала образования верхоянского комплекса) и до конца юры начались процессы деформации этой платформы с образованием как отдельных ограниченных разломами и по-разному двигающихся блоков, так и с возникновением деформаций, которые привели к возникновению складчатых структур миогеосинклинального типа и даже к образованию глубокого Инъяли-Дебинского геосинклинального прогиба, близкого по строению к эвгеосинклиналям.

В конце юры — начале мела начались мезозойские орогенетические движения, которые привели к образованию новых деформаций древней платформы, возникли горные поднятия, межгорные и предгорные впадины, а также системы грабенообразных впадин. При этом впадины стали заполняться осадочными комплексами молассового типа (верхняя юра — нижний мел, нижняя моласса, по С. М. Тильману и др., 1977), а позднее альб-сеноманской угленосной формацией (верхняя моласса).

Таким образом, мы здесь имеем складчатую область, формировавшуюся в два этапа, обычных для развития геосинклинальных складчатых областей — главный и орогенный. Однако здесь геосинклинальные прогибы были заложены не на океанической коре, а в итоге разламывания и прогибания участков древней платформы, обладавшей мощным метаморфическим докембрийским фундаментом и значительным по мощности рифейским и палеозойским чехлом.

Если всеми признается эпиплатформенный орогенез на древних платформах, то здесь мы имеем не только орогенез, но и образование эпи-

платформенных складчатых систем с мощным накоплением осадочных комплексов и их складчатостью, а также с последующим орогенезом.

Процессы эти сопровождалась гранитоидным магматизмом, что чрезвычайно сближает их с настоящими геосинклинальными областями. Однако следует сказать, что гранитоидный магматизм здесь принципиально отличается по своему происхождению и условиям возникновения. Генетически гранитная магма интрузий здесь связана не с чрезвычайно длительным процессом магматизма геосинклинальной области, с последовательной эволюцией его состава от основного к кислому, а с более кратковременным процессом. Здесь формирование гранитоидной магмы было обусловлено существованием гранитно-метаморфического фундамента древней платформы. В условиях разламывания и глубокого прогибания отдельных участков фундамента магма возникала за счет процессов частичного переплавления древнего гранитно-метаморфического основания в зонах глубинных разломов.

Этим, вероятно, объясняются и особенности металлогении рассматриваемой области, в частности золотоносность, связанная с гранитным комплексом Ингьяли-Дебинского синклинория и других районов. Ее с этой точки зрения можно связать с тем, что гранитная магма здесь возникла за счет переплавления докембрийских метаморфических комплексов, содержащих золото первичноосадочного происхождения и других генетических типов.

В целом Верхояно-Колымская область с ее сложными и разнообразными по строению структурными формами возникла, таким образом, за счет глубоких деформаций и преобразования древней платформы. Ее можно назвать деформированной платформой.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ, ИЛИ ГИПЕРБОРЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

В пределах Чауно-Чукотской складчатой области на крайнем северо-восточном побережье Восточно-Сибирского моря широко развиты триасовые палеозойские и юрские отложения.

Основание комплекса этих отложений выступает на поверхность в пределах Чукотского полуострова и Эскимосского массива (юго-восточная оконечность Чукотки). Представлено оно комплексом метаморфических пород, подробно описанным Г. С. Гнибиденко (1969). В составе их выделяют две серии — гранат-биотитовых сланцев и гранат-биотит-амфиболитовых сланцев и амфиболитов, которые по радиометрическим определениям имеют возраст около 1600 млн. лет и отнесены к среднему протерозою. Не исключено, однако, что эти определения датируют возраст последующего метаморфизма, а породы эти могут быть значительно более древними — архейскими.

Вторая серия пород, менее метаморфизованных, отвечает, скорее всего, рифейскому комплексу. Последний без видимого несогласия перекрыт известняками ордовика (с фауной). Таким образом, на Чукотке мы имеем, видимо, выступы блоков основания древней платформы, прикрытые элементами рифейского чехла.

В пределах более западной части Чауно-Чукотской складчатой области нигде докембрийские породы не выступают; в основании разрезов залегают палеозойские карбонатно-терригенные толщи относительно небольшой мощности в интервале от ордовика до нижнего карбона.

Породы Верхоянского комплекса, т. е. отложения среднего карбона — перми, практически отсутствуют, чем эта область резко отличается от Верхояно-Колымской — она характеризуется иными основными этапами развития.

Главную роль в строении складчатых структур Чауно-Чукотской области играют триасовые отложения, представленные мощным комплексом терригенных — глинисто-песчаниковых пород. Общая мощность их

достигает в отдельных прогибах 3500 м. В наиболее глубокой впадине к югу от Чаунской губы осевую часть ее заполняют черные глинистые сланцы нижней юры. Комплекс этот не слагает настоящих линейных складчатых структур, а образует скорее складчато-глыбовые формы, различно ориентированные и осложненные разломами складки и обширные достаточно плоские впадины.

Они слагают, таким образом, осложненный этими нарушениями платформенный чехол. Нижне- и верхнемеловые обломочные отложения и вулканические толщи периферической части Охотско-Чукотского вулканического пояса слагают верхний этаж этого чехла.

В целом Чауно-Чукотская область представляет собой окраинную часть платформы с дорифейским складчатым основанием. Южно-Ануйский грабенообразный прогиб ограничивает край этой платформы на юге. К северу и северо-западу она продолжается, по-видимому, очень далеко за пределы береговой линии. Это может быть подтверждено данными по строению ряда островов Северного Ледовитого океана.

На о. Врангеля в основании разреза осадочных толщ залегает так называемая свита берри, состоящая из филлитов, песчаников, глинистых сланцев, конгломератов, доломитов и других пород; мощность ее более 3000 м. Сейчас ее относят на основании сравнения с разрезом Таймыра к протерозойским образованиям, слагающим чехол древней платформы (Тильман и др., 1964).

На острове Бенетта, относящемся к группе островов Делонга, северо-восточнее Новосибирского архипелага, выступают спокойно залегающие глинистые сланцы с фауной трилобитов верхов среднего кембрия и ордовикские отложения с граптолитами. На основе данных об их залегании Н. С. Шатский (1933) уже давно установил наличие древней платформы севернее берегов Восточной Сибири и назвал ее Гиперборейской. Ю. М. Пущаровский (1960₁) наметил ее контуры, но по имевшимся у него в то время данным расположил ее севернее Новосибирских островов, включив в ее пределы только острова Генриетты и Бенетта.

В действительности весь Новосибирский архипелаг сейчас должен быть отнесен к древней платформе, так как в строении его принимают участие породы ордовика, силура, девона и карбона, а также триаса, залегающие очень спокойно, слагая крупные складчатые глыбовые структуры платформенного типа (Лобанов, 1957).

В пределах же самого южного о. Ляховского на поверхность выступают толщи спокойно залегающих отложений рифейского комплекса чехла платформы, сходные с одновозрастными образованиями Таймыра.

Таким образом, древний фундамент Чауно-Чукотской области представляет лишь южную оконечность обширной древней платформы, северная оконечность которой нам неизвестна. К этой платформе, во всяком случае, относится, очевидно, вся шельфовая часть Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

Восточное обрамление территории нашей страны образует Тихоокеанский пояс. Он ограничен краями Сибирской, Верхояно-Колымской, Восточно-Сибирской древних платформ, а также Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов, которые относятся к окраине Китайско-Корейской платформы. По периферии всех этих платформ протягивается сложная система глубоких разломов, с которыми связаны вулканические проявления обширного Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Самые внешние звенья Тихоокеанского пояса образуют складчатые системы Сихотэ-Алиня, п-ова Кони и Тайгонос, а также продолжение их к северу, вдоль долины р. Пенжины.

Сихотэ-Алиньская складчатая система образовалась из геосинклинального прогиба, заложенного в результате раздробления древнего кристаллического основания в середине силура и заполненного вулканогенно-кремнистыми и флишевыми комплексами до начала мела (готерива), когда произошло внедрение гранитоидов (Салун, 1974, 1977). Продолжение развития геосинклиналей шло до конца мела. Орогенный этап длился в палеогенезе до середины неогена.

Близкие черты истории характеризуют Тайгоносско-Западно-Корякскую складчатую систему (Заборовская, Некрасов, 1977). Она обрамляет юго-восточный край Верхояно-Колымской платформы, фундамент которой выступает на п-ове Кони и Тайгоносе. В строении ее участвует мощный геосинклинальный комплекс вулканогенно-осадочных толщ от ордовика до нижнего мела и орогенные формации альба — верхнего мела.

Ко второй зоне пояса относится Восточно-Сахалинская складчатая система, которая на юге продолжается на Хоккайдо и восточном побережье о. Хонсю. Это также складчатая область древнего заложения, но резко отличающаяся от первых тем, что она закладывалась не на раздробленном древнем массиве, а на основании, которым служила океаническая кора. Развитие системы происходило с середины палеозоя до конца мела. Видимо, обособленной складчатой системой надо считать западную Камчатку, прогибы которой были заложены тоже на океанической коре в начале мезозоя.

Наконец, следующей является Восточно-Камчатско-Корякская система, характеризующаяся очень сложным строением из-за наличия в Корякском нагорье крупных покровов с надвиганием пластин основных пород и офиолитов. Это очень молодая складчатая система, тесно связанная своим развитием с островными дугами. Последние образуют крайнее восточное звено Тихоокеанского пояса. В пределах территории нашей страны сюда входят Командорские острова, составляющие оконечность Алеутской островной дуги, и сложная Курильская дуга. Островные дуги представляют раннюю стадию развития геосинклинальных систем, растущих на океаническом основании. В них глубоководный желоб соответствует геосинклинальному прогибу, вулканическая островная дуга — геоантиклинали.

М. С. Марковым (1970, 1975) было показано, что в островных дугах происходит формирование гранитно-метаморфического слоя и они представляют начальную стадию возникновения материковой земной коры. Большой вклад в изучение процессов развития островных дуг внесен также В. Ф. Белым (1974), Ю. М. Пушаровским (1965), П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахворстовой (1965), Л. И. Красным и др. (1966) и многими другими исследователями.

В пределах Тихоокеанского пояса у восточного побережья нашей страны располагается ряд глубоких обособленных впадин дна дальневосточных морей — Берингова, Охотского и Японского.

Как выяснилось в последние годы, строение и история развития их достаточно сложны и при этом различны для разных частей их впадин. Проблема их строения и формирования посвящена в настоящем номере журнала специальная статья Ю. М. Пушаровского, поэтому здесь можно их не касаться.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный обзор тектоники территории нашей страны показывает преобладание в ней по площади древних платформ, т. е. блоков древнейшей материковой земной коры. Все они при этом обладают сходными чертами строения и этапами истории развития. Их кристаллический фундамент образовался в ранние этапы развития земной коры; формирование его продолжалось более 1 млрд. лет до начала позднего протеро-

зоя (риффея). С этого времени началось накопление мощного платформенного чехла, которое продолжалось в течение рифея и затем всего фанерозоя и сопровождалось разнообразными деформациями, связанными с раскалыванием и движениями частей фундамента.

Деформации обуславливают весьма различные черты строения разных платформ. Наиболее резко отличаются, с одной стороны, Восточно-Европейская и Сибирская, которые можно отнести к слабо деформированным платформам, с другой — Верхояно-Колымская, которая должна быть причислена к числу древних платформ, подвергшихся исключительно сильным деформациям. Значительная часть ее преобразована в итоге этих деформаций в эпиплатформенную складчатую область, а другая часть чрезвычайно сильно раздроблена.

Две платформы — Баренцова и Восточно-Сибирская (Гиперборейская) в настоящее время на значительной части их площади погружены под уровень моря, образуя основание обширных шельфовых частей дна. Причины процессов погружения больших участков материковой земной коры еще недостаточно выяснены, однако следует учитывать, что в геологической истории древних платформ процессы их погружения играли значительную роль; такие платформы, как Восточно-Европейская и Сибирская, были длительное время — в рифее, палеозое и мезозое — покрыты шельфовыми морями и являлись областями мощного накопления осадочных толщ.

Складчатые пояса, окаймляющие и разделяющие древние платформы, — Средиземноморский, Урало-Монгольский, Тихоокеанский, — обладают очень различными чертами строения и историей развития, а также отличаются по времени завершения образования материковой коры. Большая часть их площади в пределах Советского Союза превращена в молодые платформы, как весь Урало-Монгольский и значительная часть Средиземноморского поясов. Однако отдельные части последнего сохранили активную подвижность почти до конца неогена. Тихоокеанский пояс характеризуется исключительной молодостью процессов формирования материковой коры. Области островных дуг находятся здесь еще на ранней (переходной, по А. В. Пейве) стадии развития геосинклиналей. В пределах пояса присутствуют обширные площади океанической земной коры, сопровождающие островные дуги.

В Тихоокеанском, так же как и в Средиземноморском, поясе проявляются активные процессы глубокого прогибания земной коры и формирования молодых впадин окраинных и внутренних морей.

Литература

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М., ГОНТИ, 1923.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I, 1941; т. II, 1948.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1933, № 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, 1937.
- Архипов И. В., Мурагов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. — Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 11, Альпийский и Гималайский орогенез. М., «Недра», 1964.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. — В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964.
- Белый В. Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. — Геотектоника, 1974, № 4.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Статья первая. — Вестн. МГУ, 1961, № 5; Статья вторая — Вестн. МГУ, 1962, № 2.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). — Сов. геология, 1964, № 9.

- Богданов А. А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы.— Вестн. МГУ, 1968, № 5.
- Богданов А. А., Хаин В. Е. Вместо послесловия к книге Г. Штилле «Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли». М., «Мир», 1968.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики. Изд-во АН СССР, 1963.
- Боголепов К. В. Мезозойский тектогенез во внегеосинклинальных областях Европы.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Буланже Ю. Д., Муратов М. В., Субботин С. Н., Балавадзе Б. К. и др. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., «Наука», 1975.
- Виноградов А. П. (гл. ред.), Верещагин В. Н., Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хабаров А. В., Хаин В. Е. Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. В четырех томах. М., «Недра», 1974.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1968.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника Туранской плиты.— Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 4. М., «Наука», 1964.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972.
- Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М., «Наука», 1976.
- Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1969.
- Гуляев П. В. К тектонике Алазейского поднятия.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Дикенштейн Г. Е., Соловьев Б. А., Хаин В. Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания.— Геотектоника, 1975, № 3.
- Драбкин И. Е., Гельман М. Л., Анисеев Н. П., Титов В. А., Бычков Ю. М. и др. Геология СССР, т. XXX, ч. 1, Северо-Восток. М., «Недра», 1970.
- Егизаров Б. Х. Геологические описания архипелага Северной Земли. Геология Советской Арктики. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., «Наука», 1972.
- Журавлев В. С., Раабен М. Е. Байкалиды Европы и послерифейская история их развития.— Докл. сов. геологов на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 3. М., «Наука», 1968.
- Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозоид к Корьякско-Камчатской складчатой области.— Геотектоника, 1977, № 1.
- Зайцев Н. С., Зоненшайн Л. П. Тектоника Монгольской Народной Республики. Совм Сов.-Монг. геол. экспедиция. Труды, вып. 9. М., «Наука», 1974.
- Зноско Е. К вопросу о юго-западной границе докембрийской платформы Восточной Европы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, № 3.
- Зноско Е., Кубицки С., Рыка В. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.
- Караулов В. Б. Палеозойские структуры западного Приохотья.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Изд-во «Природа», 1919.
- Канторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Сурков В. С., Трофимук А. А., Эрвье Ю. Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., «Недра», 1975.
- Кельбель Г. Структура фундамента северо-восточной части ГДР в свете строения обрамляющих областей.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1964, № 3.
- Клитин К. А. О тектонике Шпицбергена.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 10.
- Клитин К. А. Проблемы байкальской складчатости в свете современных данных.— Геотектоника, 1975, № 4.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Волонтэй Г. М., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Борухаев Ч. Б., Вотах О. А., Парфенов Л. М. Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970.
- Косыгин Ю. А., Мокшанцев К. Б., Парфенов Л. М. и др. Тектоника Сибирской платформы. Сб. статей. Тектоника Сибири, т. III, М., «Наука», 1970.
- Красный Л. И., Андреев Б. А., Верещагин В. Н., Шаталов Е. Т. и др. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева И. А., Трапезников Ю. А. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., «Наука», 1971.
- Кропоткин П. Н., Шахворстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Куликов П. К. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты. В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.

- Лейтес А. М.* Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., «Наука», 1965.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С.* Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— *Геотектоника*, 1977, № 1.
- Лившиц Ю. Я.* Палеогеновые отложения и платформенные структуры Шпицбергена.— *Тр. НИИГА*, т. 174, Л., 1973.
- Лобанов М. Ф.* Геологическое строение Новосибирских островов. Геология Советской Арктики. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Луцц Б. Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974.
- Макарычев Г. И.* Проблема становления гранитного слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня.— *Геотектоника*, 1974, № 4.
- Марков М. С.* Метаморфические процессы и их место в истории развития островных дуг.— *Геотектоника*, 1970, № 2.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса.— Докл. сов. геол. на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 3. М., «Наука», 1968.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973.
- Мокшанцев К. Б.* Основные этапы тектонического развития Восточной части Сибирской платформы.— В кн.: *Строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы*. Якутск, 1966.
- Мокшанцев К. Б.* Тектоника Восточной части Сибирской платформы и обрамляющих складчатых структур. Автореф. докт. дис. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз., 1971.
- Мокшанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гусев Г. С., Луцц Б. Г., Петров А. Ф., Сластеров Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И.* Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М., «Наука», 1975.
- Муратов М. В.* Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— *Геотектоника*, 1965, № 5.
- Муратов М. В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— *Геотектоника*, 1969, № 2.
- Муратов М. В.* Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения.— *Бюл. МОИП, отд. геол.*, № 5, 1972.
- Муратов М. В.* История формирования глубоководной впадины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— *Геотектоника*, 1972, № 3.
- Муратов М. В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история ее формирования.— В кн.: *Тектоника фундамента древних платформ*. М., «Наука», 1973.
- Муратов М. В.* Средне-Европейская плита и ее соотношение с Восточно-Европейской платформой.— *Бюл. МОИП, отд. геол.*, 1975, № 3.
- Муратов М. В., Микунов А. Ф., Чернова Е. С.* Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— *Изв. вузов. Геол. и разведка*, 1962, № 11.
- Наливкин Д. В.* Геологические районы СССР.— *Пробл. сов. геол.*, 1933, № 1.
- Николаевский А. А.* Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1968.
- Основы тектоники Китая. Пер. с китайского под ред. Н. В. Тупицина. Госгеолтехиздат, 1962.
- Павловский Е. В.* Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: *Вопросы сравнительной тектоники древних платформ*. М., «Наука», 1964.
- Павловский Е. В.* Ранние стадии развития земной коры.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1970, № 5.
- Панов Д. Г.* Тектоника и происхождение Центрального полярного бассейна.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1957, № 1.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. А.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: *Проблемы теоретической и региональной тектоники. К 60-летию акад. А. Л. Яншина*. М., «Наука», 1971.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной коры северной Евразии в связи с составлением новой тектонической карты.— *Геотектоника*, 1976, № 5.
- Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы.— *Тр. НИИАрктики*, т. 166, Л., «Недра», 1971.
- Пуцаровский Ю. М.* Стратиграфия и тектоника хребта Сетта-Дабан.— *Сов. геология*, сб., 59, 1957.

- Пуцаровский Ю. М.* Приверхоанский краевой прогиб и мезозоида Северо-Востока Азии.— Тектоника СССР, т. 5. Изд-во АН СССР, 1960.
- Пуцаровский Ю. М.* Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9.
- Пуцаровский Ю. М.* Основные черты строения Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1965, № 6.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М., «Наука», 1976.
- Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. т. I, II, М., «Недра», 1964, 1967.
- Салун С. А.* Основные черты тектоники Сихотэ-Алиньской геосинклинали системы.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
- Салун С. А.* Основные черты тектоники и истории развития Сихотэ-Алиньской складчатой системы.— Геотектоника, 1977, № 1.
- Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974.
- Соколов В. Н., Красильщиков В. Д., Лившиц Ю. А.* Тектоника архипелага Шпицберген.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Смирнов А. М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Спижарский Т. Н.* Сибирская платформа. Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника, «Недра», 1968.
- Тетяев М. М.* Принципы геотектонического районирования территории СССР.— Пробл. сов. геол., 1933, № 1.
- Тильман С. М.* Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 1, Магадан, 1962.
- Тильман С. М.* К истории тектонического развития восточной Арктики.— В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964.
- Тильман С. М.* Сравнительная тектоника мезозойд Северо-Тихоокеанского кольца. «Наука», Новосибирск, 1973.
- Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. А.* Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблемы Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Тильман С. М., Бялбужеский С. Г., Чехов А. Д.* Геологическое строение острова Врангеля.— В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964.
- Тильман С. М., Бялбужеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. И.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Федоровский В. С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972.
- Хаин В. Е.* История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1962.
- Харланд В. Б.* Схема структурной истории Шпицбергена.— В кн.: Геология Арктики. «Мир», 1964.
- Шатский Н. С.* Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, № 3—4.
- Шатский Н. С.* О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР, Изд-во Главсевморпути, Л., 1935.
- Шатский Н. С.* Основные черты строения Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН СССР, 1946, № 1.
- Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, 1947, № 5.
- Шатский Н. С.* О прогибах Донецкого типа. Избр. тр., т. II, М., «Наука», 1964.
- Шевченко В. И., Резанов И. А.* Тектонический план байкальского этапа развития юга Европейской части СССР и смежных территорий.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 11.
- Шевченко В. И., Резанов И. А.* К вопросу о возрасте Скифской и Туранской платформ.— Изв. вузов, геол. и разведка, 1977, № 1.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М.* Алазейско-Олойская эвгеосинклинали система — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Штех Г. И.* Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. М., «Наука», 1965.
- Янин А. Л., Гарецкий Р. Г., Зайцев Н. С., Муратов М. В., Пейве А. В., Пуцаровский Ю. М., Удинцев Г. Б., Херасков Н. П.* Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте), М., «Наука», 1966.
- Bailey E. B.* Holtedahl. North-Western Europe Caledonids. Regionale Geol. der Erde, Bd. 2, 1938.
- Haug E.* Traité de géologie. v. 1. Paris, 1914.
- Sandford E. S.* The stratigraphy and structure of the Hecla Hoek Formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North-East Land (Spitsbergen). Quart. J. Geol. Soc. London, 1956, v. 112, pp. 339—360.

УДК 551.24

В. В. БЕЛОУСОВ

**ОБ УПОРЯДОЧЕННОСТИ В РАСПОЛОЖЕНИИ ЗОН
ДИАСТРОФИЗМА НА МАТЕРИКАХ**

В статье рассматривается вопрос о преобладающих простираниях зон диастрофизма и устанавливается, что в литосфере имеется весьма древняя правильная сетка зон повышенной проницаемости.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Проблема геометрической упорядоченности в расположении тектонических зон, разломов и других «линеаментов» на поверхности Земли имеет длинную историю. Впервые ее, по-видимому, поставил Эли де Бомон в середине прошлого века, утверждая, что горные хребты расположены по ребрам двадцатигранника (Beaumont, 1852). В нашем веке многие исследователи писали о «структурированности» рельефа Земли, о глыбовом строении коры с закономерно ориентированными ограничениями глыб, о «сквозных» линеаментах, о планетарной («регатической») сетке разломов (Hobbs, 1904, 1905, 1911; Vening-Meinesz, 1947; Cloos, 1948; Sonder, 1956; Moody, 1966). Немецкая школа геологов выделяла в структуре Западной Европы ряд преимущественных тектонических направлений: герцинское, рейнское, рудногорское (см. Кобер, 1942).

Вся эта проблема приобрела новое и более определенное звучание после того, как в советской литературе в 40-х годах возникли представления о глубинных разломах (Пейве, 1945; Заварицкий, 1946; Шатский, 1946, 1947, 1955). С тех пор многие советские авторы в своих региональных и общих работах отмечали правильности в простирании структурных комплексов (Ажгирей, 1960; Чебаненко, 1963; Шульц, 1964; Борисов, 1967; Воронов, 1968; Каттерфельд, Чарушин, 1970; Хаин, 1973; Планетарная трещиноватость, 1973, и мн. др.). При этом обычно указывалось, что доминируют две системы простираний: «ортогональная» и «диагональная». Первая — пересекающиеся меридиональные и широтные простирания, вторая — пересекающиеся северо-западные и северо-восточные простирания.

Ниже мы увидим, что этот вывод, по-видимому, правилен, но в то же время следует признать, что многие из работ, касавшиеся данной проблемы, были недостаточно убедительными. Они, например, часто страдали неопределенностью критериев отбора элементов, подлежащих сопоставлению: формы рельефа суши и дна океана, береговые линии и даже отдельные вулканы и месторождения руд фигурировали среди этих элементов наряду с простиранием складчатых комплексов и разломов. Далеко не всегда сопоставляемые элементы разделялись по их порядку и значению. Почти никогда не ставился вопрос о возрасте структур и о возможности изменения сетки их простираний со временем. Наконец, в некоторых работах было немало стремления подчинить наблюдаемые явления надуманным геометрическим схемам.

Однако важность поставленного вопроса не подлежит сомнению. Особенно сейчас, когда в науках о Земле преобладают тенденции к глобальным построениям, знать, существует ли какая-либо геометрическая упорядоченность в поверхностных проявлениях эндогенной активности, очень важно, поскольку ответ на такой вопрос может существенно помочь в раскрытии механизма глубинных процессов. Этот же вопрос приобретает сейчас и практическое значение. Некоторые металлогенисты усматривают в расположении крупнейших месторождений эндогенных руд подчинение сетке «сквозных» зон с повышенной проницаемостью земной коры очень древнего происхождения (Фаворская и др., 1974; Kutina, 1969, 1971, 1972).

В предлагаемой статье автор не надеется решить полностью данную проблему по отношению к любым линеаментам. Он ставит перед собой более ограниченную задачу; попытаться выяснить, существует ли какая-либо упорядоченность в расположении на материках зон наиболее интенсивных проявлений эндогенных процессов — тектонических, магматических и метаморфических. Совокупность таких процессов мы будем называть диастрофизмом и речь будет, следовательно, идти о зонах диастрофизма на материках. В значительной мере синонимами зон диастрофизма являются геосинклинали и складчатые зоны, хотя геосинклиналь — понятие историческое и более широкое, а складчатая зона — понятие, наоборот, более узкое. Выбор зон диастрофизма в качестве объекта для изучения закономерностей расположения структурных элементов в земной коре определяется тем, что для таких зон помимо их расположения может быть установлен и их возраст. А это позволяет рассмотреть вопрос и об изменении закономерностей расположения зон диастрофизма во времени. С точки зрения возможности датирования зоны диастрофизма выгодно отличаются от разломов, которые в других работах были главными объектами рассмотрения. Следует также отметить, что и в самом трассировании разломов и разделении их на классы по тем или иным признакам всегда имеется значительная доля субъективности.

Следовательно, основным параметром, подлежащим рассмотрению, явится простирание зон диастрофизма того или иного возраста. Помимо простиранья всей зоны диастрофизма в целом будут рассмотрены также простиранья отдельных складчатых комплексов (подзон диастрофизма), если простиранье последних отличается от простиранья всей зоны. Это позволит выделить простиранья структурных комплексов первого и второго порядка.

Для того чтобы определить простиранье всей зоны диастрофизма в целом, необходимо установить положение ее краев. Это невозможно сделать для архейской эры, поскольку диастрофизм архейского возраста, по-видимому, охватывал все доступные изучению части материков и каких-либо границ его распространения наблюдать не удастся. Поэтому для архейских пород рассматриваются и сопоставляются простиранья тех комплексов, которые сохранились на отдельных глыбах древних платформ с эpiarхейским возрастом консолидации. Другое обстоятельство, которое может поставить под сомнение определение простиранья в архейских комплексах, это широкое развитие в архее куполовидных и неправильной формы структур. Все же почти повсеместно в архейских комплексах можно наблюдать чередование полос, образованных преимущественно либо зеленокаменными породами, либо гранитами и гранитоиднейсами. Эти полосы и определяют архейские простиранья там, где рисунок складчатости становится слишком сложным.

Каким образом следует оценивать относительное значение того или иного простиранья зон диастрофизма? И этот вопрос для зон диастрофизма решается более объективно, чем для разломов. Мы можем оценить относительное значение того или иного простиранья, сравнивая между

собой площади, занимаемые зонами диастрофизма или отдельными структурными комплексами, различающимися по своему простиранию. Именно так выполнен нами соответствующий подсчет. Ошибки при этом могут возникнуть в связи с разной степенью обнаженности или в более общем смысле в связи с разной степенью доступности для оконтуривания участков с разным простиранием структур. Но рассматривая материки в целом, можно считать, что шансы здесь для участков с разным простиранием более или менее равны. Однако, конечно, в подсчеты площадей по ряду объективных и субъективных причин могут вкрасться ошибки, размер которых заранее трудно предвидеть. Решающим обстоятельством явится, насколько устойчивой окажется упорядоченность в простираниях зон диастрофизма и насколько будут преобладать одни простирания над другими.

Постановка задачи, которой посвящена данная статья, оправдана сейчас еще и тем, что за последние годы был опубликован ряд карт и специальных работ, прямо относящихся к данной проблеме. Имеются в виду в первую очередь карты докембрийского фундамента как территории СССР, так и всех материков (Геологическая карта докембрия континентов, 1974; Тектоническая карта фундамента территории СССР, 1974; Карта тектоники докембрия континентов, 1974), а также новейшие работы по абсолютному возрасту, стратиграфии и тектонике докембрия и некоторые обобщающие исследования по тектонике более поздних комплексов (Вопросы сравнительной тектоники..., 1964; Тектоника Евразии, 1966; Тугаринов, Войткевич, 1970; Кропоткин и др., 1971; Хаин, 1971; Геохронология СССР, 1973; Тектоника фундамента..., 1973; Тектоника Африки, 1973; Муратов, 1966, 1970, 1973; Структура фундамента..., 1974; Гафаров, 1975; Проводников, 1975, и др.). Все эти работы положены в основу дальнейшего рассмотрения. Из-за недостаточности данных из исследования исключены Антарктида и внутренние области Гренландии.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРОСТИРАНИЙ ЗОН ДИАСТРОФИЗМА НА МАТЕРИКАХ

На рис. 1 изображена упрощенная тектоническая схема материков. На ней в пределах древних платформ нанесены простирания зон диастрофизма разного докембрийского возраста: архейского, среднепротерозойского (карельского), ранне- и среднерифейского. Байкальские зоны показаны там, где они выходят за пределы областей, охваченных геосинклинальным развитием в палеозое и позже. В пределах геосинклинальных поясов выделены также каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские геосинклинали, в пределах которых показаны простирания отдельных отрезков складчатых комплексов.

К архейским зонам отнесены те, в которых главный диастрофизм происходил около 2600 ± 100 млн. лет назад или раньше. В среднепротерозойский комплекс включены те зоны, где главный диастрофизм имел место в период между 1900 и 1600 млн. лет назад. В основном сюда попадают комплексы карельской эпохи диастрофизма (1700 ± 100 млн. лет назад). В Африке — это комплексы Лимпопо, Убенди—Рузизи, Кибали—Торо—Буганда.

В следующую группу включены зоны, где главный диастрофизм развивался в раннем и среднем рифее, т. е. между 1400 и 1000 млн. лет назад. Сюда попадают готиды (1400 ± 100 млн. лет назад), система Кибара—Анколе в Африке (1300—1100 млн. лет назад), гренвилльский и дальшландский комплексы (1000 ± 100 млн. лет назад).

Несмотря на большие успехи абсолютной геохронологии, выделение в докембрии возрастных комплексов все еще страдает в ряде случаев неопределенностью. Последняя связана не столько с несовершенством методов, сколько с тем, что в докембрии, как никогда позже, были широ-

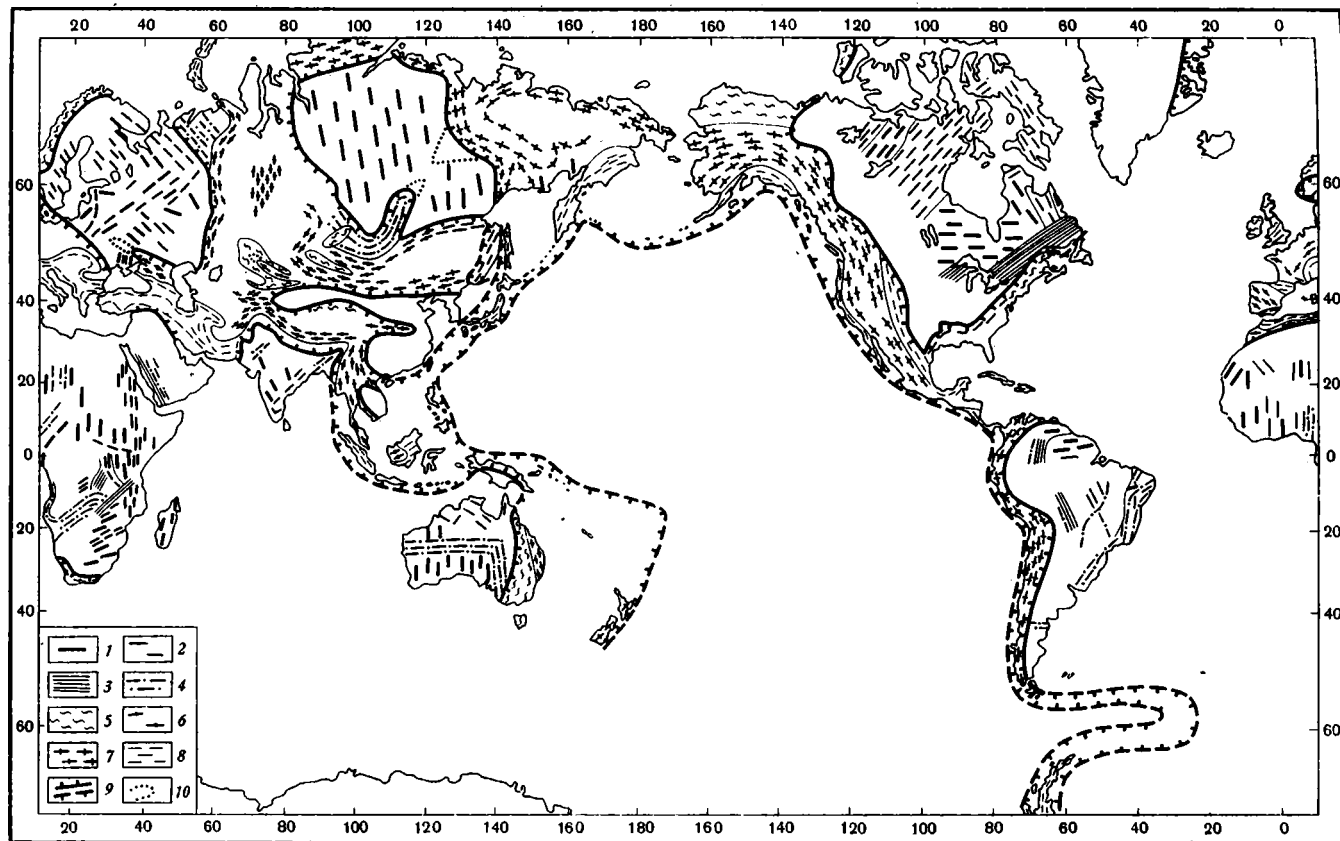


Рис. 1. Схема простираний складчатых комплексов разного возраста
 Усл. обозн.: простирание складчатых комплексов: 1—архейских, 2—среднепротерозойских, 3—позднепротерозойских (добайкальских), 4—байкальских, 5—каледонских, 6—герцинских, 7—киммерийских, 8—альпийских, 9—границы геосинклинальных поясов, 10—синеклиза на продолжении внутреннего угла платформы

ко распространены процессы метаморфического «омоложения» (диасхизиса, по М. А. Семихатову, 1974). Такое омоложение проявлено, например, во многих районах Африки и прежде всего в Норгидо-Нигерийском и Мозамбикском поясах. Во всех подобных случаях омоложения мы стремились показать на схеме не возраст последнего, а время основного диастрофизма, связанного с полным геосинклинальным развитием.

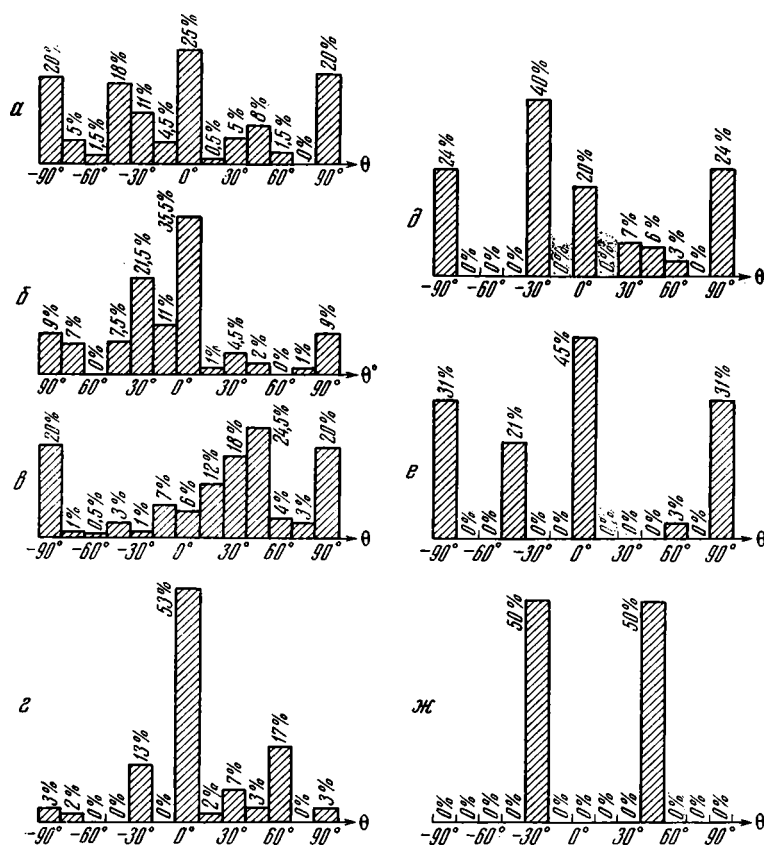


Рис. 2. Гистограммы распространности (в % площади) уклонений от меридиана простирающихся зон диастрофизма в фундаменте древних платформ ($\pm 7^{1/2}$). Со знаком минус — уклонения к западу; со знаком плюс — уклонения к востоку. Величина распространности широтного азимута симметрично изображена дважды в зонах $+90$ и -90 . а — Восточно-Европейская платформа; б — Сибирская платформа; в — Канадский щит; г — Африканская платформа; д — Южно-Американская платформа; е — Австралийская платформа; ж — Индийская платформа

Так, например, для Мозамбикского пояса показан возраст не байкальского омоложения, а преимущественно среднепротерозойского диастрофизма, завершившего, по имеющимся данным, полный цикл геосинклинального развития. Не следует, однако, полностью исключать возможные ошибки в определении возраста докембрийских комплексов.

Даже без каких-либо статистических подсчетов, из рассматривания схемы на рис. 1 следует, что на материках земного шара действительно наблюдается преобладание закономерной сетки простирающихся и ортогональной и диагональной системы. Другие простирающиеся играют подчиненную роль.

На рис. 2 изображены гистограммы уклонений от меридиана простирающихся докембрийских зон диастрофизма, наблюдаемых в фундаменте

древних платформ¹. Гистограммы отражают отдельно для разных платформ распространенность тех или иных уклонов от меридиана к востоку (+) и к западу (—) в процентах площади данной платформы. Точность указанных на гистограмме азимутов принимается равной $\pm 7\frac{1}{2}^\circ$. Значения для распространенности широтных простираний повторены на каждой гистограмме дважды на обоих концах. Не следует преувеличивать совершенство наших подсчетов. Погрешности, несомненно, возникают уже при измерении площадей, занятых тем или иным простиранием. Они связаны также и со свойствами картографических проекций. Однако при всем этом максимумы на гистограммах в общем столь хорошо выделяются, что любые возможные ошибки в подсчетах не могут нарушить общую картину².

Рассмотрение гистограмм убеждает в том, что очевидным абсолютным преимуществом пользуются ортогональные направления: либо оба, либо одно из них. Исключение составляет лишь Индийская платформа, на которой меридиональные и широтные простирания отсутствуют. Что касается диагональных простираний, то среди них на различных платформах максимумы, по-видимому, более или менее в равной степени распределены между азимутами $\pm 45^\circ$ и $\pm 30^\circ$. Учитывая допускаемый нами разброс частных значений, максимальная распространенность азимутов в «диагональной области» лежит в пределах между $\pm 22\frac{1}{2}^\circ$ и $\pm 52\frac{1}{2}^\circ$. Азимуты, лежащие между этой областью и ортогональной, повсеместно на гистограммах оказываются в хорошо выраженных минимумах.

Из рис. 1 видно также, что в разных областях и зонах разного возраста доминировали различные простирания из числа принадлежащих к этой же сетке. Так, на большей части территорий, занятых выходами архейских комплексов, наблюдаются меридиональные простирания. Таковы простирания в фундаменте Сибирской платформы, они же характерны для Австралийского щита, архейские породы с меридиональным простиранием занимают в Африке огромные площади. То же простирание известно на Украинском щите. Иные простирания занимают в архейских комплексах более ограниченные площади. Но и эти простирания беспорядочны. На юге Канадского щита и на Гвианском щите простирания архейских комплексов широтные. Диагональные простирания известны на Восточно-Европейской платформе, Индостанском полуострове, в Южной Африке.

Среднепротерозойские (карельские) комплексы в некоторых областях наследуют меридиональное архейское пространство (в Западной и Восточной Африке, Аравии, Австралии, на Украинском щите). Но в других областях комплексы этого возраста характеризуются преимущественно диагональными простираниями (на Восточно-Европейской платформе севернее Украинского щита, в Индии, на севере Австралии, в Центральной и Южной Африке, Южной Америке, на Канадском щите).

Преимущественно диагональным простираниям подчиняются ранние и среднерифейские комплексы; на северо-восток простирается Гренвилльская зона Северной Америки; оба диагональных направления встречаются в Южной Америке и Центральной Африке; северо-восточное простирание характерно для Индостана. Исключениями являются Австра-

¹ Подсчеты были выполнены Б. И. Дмитриевой.

² Измерения площадей выполнялись методом взвешивания по Тектонической карте фундамента территории СССР (1974) в масштабе 1 : 5 000 000 и по Карте тектоники докембрия континентов (1974) в масштабе 1 : 15 000 000. Первая карта составлена в конической, прямой, равнопромежуточной, равноугольной проекции, вторая — в поликонической, прямой, равнопромежуточной. Поскольку конечные результаты выражались не в абсолютных цифрах, а в процентах и общей измеренной площади и при этом раздельно для каждого материка, возможные ошибки, связанные с проекцией, не могут превышать 10% от полученных величин.

лия, где наблюдаются и широтные и меридиональные простирания, и Аравия с меридиональными простираниями.

Простирания архейских и протерозойских складчатых комплексов там, где они переработаны байкальским, палеозойским и более поздним геосинклинальным процессом, восстановить трудно. Но все же отметим, что на территории Турции и Ирана на докембрийских массивах, вкрапленных в зону альпийской геосинклинали, указываются меридиональные простирания (Kaaden, 1959; Schnilling, 1959; Graciansky, 1966). Эти массивы с меридиональным простиранием можно рассматривать как связующие звенья между Аравийским и Украинским щитами.

К началу позднерифейского (байкальского) времени произошло устойчивое разделение материков на древние платформы и геосинклинальные пояса (Муратов, 1965). Геосинклинальное развитие сосредотачивается теперь только в пределах последних.

С этого времени оказывается возможным гораздо определенной, чем раньше, выделять среди простираний структурных комплексов два разных порядка: простирания более общие и более частные. Общие или генеральные простирания относятся к большим отрезкам всего геосинклинального пояса, тогда как частные простирания проявляются в расположении отдельных геосинклиналей того или иного возраста или их отрезков. Подсчетов, подобных для докембрийских зон диастрофизма, для геосинклинальных поясов не производилось. Но основные особенности геометрической упорядоченности простираний видны из простого рассмотрения общей схемы (см. рис. 1).

Огромный геосинклинальный пояс окаймляет Тихий океан. Обычно говорят о Тихоокеанском «кольце». На самом деле это сферический многоугольник со сторонами, закономерно ориентированными. На юге, по обе стороны океана как в Андах, так и в Австралийских Альпах генеральные простирания пояса близки к меридиональным. Севернее генеральные простирания на западе и востоке океана становятся северо-западными. На западе это участок от Новой Гвинеи до Филиппин, на востоке — вся полоса от Центральной Америки до Аляски. Многоугольник замыкается на северо-западе отрезком (от Тайваня до Чукотки), имеющим северо-восточное генеральное простирание, почти точно перпендикулярное простиранию предыдущих отрезков.

На фоне этих генеральных простираний, подчиняющихся, как мы видим, все той же сетке ортогональных и диагональных направлений (из которых последние преобладают), наблюдаются гораздо более мелкие многочисленные изломы отдельных структурных комплексов второго порядка. Но и эти изломы соответствуют все той же упорядоченной системе направлений.

Только в вулканических островных дугах незаметно подчинения простираний единой сетке.

Палеозойский геосинклинальный пояс генерального северо-восточного простирания охватывает Южные и Северные Аппалачи, Ньюфаундленд, восточное побережье Гренландии, Северную Ирландию, Уэльс, Шотландию и Скандинавские горы.

Наибольший интерес представляют геосинклинальные пояса Евразии. Здесь выделяются Уральский пояс с меридиональным генеральным простиранием и Средиземноморско-Азиатский пояс с широтным генеральным простиранием. В пределах этих двух пересекающихся поясов наблюдается сложная «игра» частных простираний, но неизменно входящих все в ту же правильную сетку.

Например, на Полярном Урале, Пай-Хое и Новой Земле генеральное меридиональное простирание палеозойской геосинклинали осложняется зигзагообразным сочетанием диагональных простираний. Северо-западное простирание наблюдается в байкалидах Тимана и Канина Носа, а северо-восточное простирание проявляется на Таймыре.

При общем широтном простирании Средиземноморско-Азиатского пояса в его пределах во всей полосе от Байкала на восток до Апеннин на западе большую роль играют северо-западные простирания.

В Тянь-Шане общее широтное простирание сочетается с диагональными простираниями хребтов Каратау, Кураминского, Нуратау и Гиссарского. К востоку от Байкала на некоторой площади доминируют северо-восточные простирания в пределах того же пояса.

Особенно сложные изгибы и изломы частных простираний на фоне генерального широтного простирания наблюдаются в южной части Средиземноморско-Азиатского пояса, занятой альпийской геосинклиналью. Северо-западные простирания Апеннин, Динарид и Эллинид сменяются восточнее (в Турции) чередованием обоих диагональных направлений. Пенджабский «клин» также образован резким сочленением северо-восточного и северо-западного простираний наблюдается в глубине восточного Гималайского синтаксиса в районе большой излучины Брахмапутры. Крутые дуги складчатых комплексов, наблюдаемые в альпийской зоне Средиземноморья (дуги Западных Альп, Карпат, Гелленская, Сицилийско-Апеннинская и др.), соответствуют резким переходам от одного доминирующего частного простирания к другому.

На северной периферии того же геосинклинального пояса отрезки байкальских и палеозойских геосинклиналей, следующие диагональным простираниям, в некоторых местах в форме «шпор» вдаются внутрь соседних древних или молодых платформ. По простиранию в таких «шпорах» геосинклинальный режим постепенно вырождается и переходит в платформенный. «Шпорами» этого типа являются Донецкий бассейн, переходящий по простиранию в платформенные структуры Днепровско-Донецкой синеклизы; Балхашская ветвь герцинской геосинклинали, заменяющаяся по простиранию на эпикаледонской платформе Улутау глыбовыми структурами; Патомское нагорье, где слепо заканчивается северо-восточное ответвление байкальской геосинклинали, переходящей по простиранию в Вилуйскую синеклизу. Это те взаимоотношения между геосинклиналями и платформами, которые Н. С. Шатский называл «внутренними углами платформ» (Шатский, 1945).

Особые осложнения отмечаются в области пересечения меридионального и широтного геосинклинальных поясов Евразии — в Иране, Афганистане и Пакистане. Здесь в альпийской зоне, имеющей общее широтное простирание, наблюдаются поперечные меридиональные простирания и вся зона пересечения меридиональным «коридором» с особым рисунком строения на геологической карте. Этот коридор находится как раз на южном продолжении Тургайского пролива. Здесь альпийские структуры Евразийского широтного геосинклинального пояса оказались наложенными на более ранние, герцинские структуры меридионального Уральского пояса и последние как бы «просвечивают» сквозь первые.

Подводя итоги этому разделу, мы можем утверждать, что сетка доминирующих простираний имеет для материков всеобщее значение. Эта сетка состоит из ортогональной и диагональной систем направлений. Особенно устойчива первая, тогда как во второй наблюдаются некоторые колебания. При этом в разных областях и в разное время преобладали те или иные элементы этой сетки. В целом для архейской эры отмечается преобладание меридиональных простираний, а позже, начиная с протерозоя, повышается значение диагональных простираний. Начиная с байкальского эндогенного цикла, когда образовались геосинклинальные пояса, возможно выделение преобладающих простираний двух порядков — генерального и частного. Однако и генеральные, и частные простирания принадлежат все той же сетке доминирующих простираний.

Можно высказать соображения и о времени образования этой сетки. Она должна быть чрезвычайно древней: она должна была существовать

уже в раннем архее, поскольку архейские зоны диастрофизма уже следовали ей. Позже она сохранялась с исключительным постоянством вплоть до самого новейшего геологического времени.

ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЗОН ДИАСТРОФИЗМА

В наиболее общей форме диастрофизм — это результат нагревания верхней мантии и коры выше нормального (платформенного) уровня. Признаком связи диастрофизма с повышением температуры в верхней мантии является выплавление магм явно мантийного происхождения, основных и ультраосновных по составу. Свидетельствами повышения температур в земной коре являются региональный метаморфизм и гранитизация. На повышение температуры в недрах косвенно указывают и свойственные зонам диастрофизма контрастные колебательные движения коры, причину которых следует искать в большой подвижности вещества верхней мантии. Возможно, что эта подвижность имеет форму астеносферного диапиризма. Также косвенно свидетельствует о повышении температуры в коре и складкообразование, поскольку при нагревании понижается вязкость горных пород, т. е. повышается их текучесть, и становятся возможными «глубинный диапиризм» и внутрикоревая конвекция, составляющие центральные механизмы в складкообразовании (Белоусов, 1975; Эз, 1976).

Следовательно, зоны диастрофизма — это зоны повышенных температур в верхней мантии и коре и, значит, зоны повышенных тепловых потоков.

Повышение температуры в верхней мантии и литосфере требует приноса тепла из более глубоких и сильнее нагретых областей Земли. Такой принос может происходить только с веществом, поднимающимся снизу. Было высказано предположение, что подъем нагретого вещества из глубоких недр в верхнюю мантию и дальше в литосферу является составной частью общего процесса дифференциации вещества земного шара (Белоусов, 1975; стр. 240). Как показал Е. В. Артюшков (1968), всплывание относительно легкого вещества начинается, вероятно, с границы ядра и мантии.

Расчеты показывают, что если бы такое всплывание происходило сквозь ненарушенный материал нижней и верхней мантии, обладающий очень высокой вязкостью (не менее 10^{23} пуаз), то при разности плотностей в 2 г/см^3 шар радиусом в 75 км затратил бы не менее 200 млн. лет, чтобы подняться от подошвы нижней мантии до астеносферы. Такая скорость совершенно недостаточна, чтобы объяснить близкую синхронность проявления «возбужденных» эндогенных режимов на обширных площадях материков. Для того чтобы подъем не слишком крупных «пузырей» осуществлялся в течение не сотен, а десятков миллионов лет, необходимы облегченные пути в недрах Земли в форме «каналов», заполненных веществом, обладающих вязкостью на два-три порядка ниже вязкости окружающей среды (Белоусов, 1975, стр. 241). Такие каналы и следует предполагать под зонами диастрофизма, рассматривая последние в связи с этим как поверхностное выражение глубинных зон повышенной проницаемости.

Первоначальное образование таких каналов, несомненно, требовало растягивающих напряжений. Но в дальнейшем их существование могло поддерживаться, пока по ним происходило движение порций нагретого вещества.

Термически возбужденные режимы зон диастрофизма в архее проявлялись на материках повсеместно. Это означает, что в то время мантия и литосфера Земли под материками были пронизаны густой сетью каналов повышенной проницаемости. С некоторой долей приближенности можно сказать, что и мантия и литосфера Земли в то время характери-

зовались общей повышенной проницаемостью. С начала протерозоя зоны диастрофизма стали все больше концентрироваться вдоль некоторых полос (протогеосинклиналей). С байкальского времени диастрофизм сосредоточился в границах образовавшихся геосинклинальных поясов. Позже от одного эндогенного цикла к другому интенсивные эндогенные процессы проявлялись во всех более узких зонах, пока, наконец, к альпийскому циклу они не сосредоточились в узких полосках вдоль южного края Средиземноморско-Азиатского пояса и вдоль приближенного к океану края Тихоокеанского пояса.

Эта эволюция, по нашему предположению, должна была определяться соответствующей эволюцией сетки каналов повышенной проницаемости в недрах Земли. Сетка каналов была образована первоначально под всей площадью материков и в архее использовалась целиком. Но позже использование сетки каналов ограничивалось все менее и менее широкими зонами, а каналы, оставшиеся за пределами этих зон, постепенно отмирали, поскольку по ним прекращалась циркуляция нагретого вещества. Этот процесс постепенной концентрации используемой части каналов во все более узких зонах отнюдь нельзя представлять себе как беспорядочное угасание эндогенной активности: он имел, как мы только что видели, хорошо выраженную пространственную направленность, приведшую к наиболее длительному сохранению активности в узких полосах внутри Евразийского и Тихоокеанского поясов.

Но и неиспользуемые в течение какого-то времени глубинные каналы могут, по-видимому, испытать возрождение, будучи «потревоженными». На это указывают, например, особенности строения области пересечения двух геосинклинальных поясов в Евразии: уже с конца палеозоя неиспользуемые зоны проницаемости бывшего Уральского геосинклинального пояса были в некоторой мере снова оживлены в мезозое—кайнозое под влиянием процессов, происходивших в Средиземноморско-Азиатской альпийской геосинклинали, что и привело к своеобразному структурному рисунку этой области. Более ранние неоднородности в строении мантии и литосферы повлияли на пространственное распределение более поздних процессов диастрофизма.

По поводу причин, ведущих к преобладанию определенных направлений среди зон диастрофизма и других линеаментов, в литературе нет недостатка в общих словах о «ротационно обусловленной полярной деформации» земного шара. Дальше таких общих слов дело не пошло, если не считать весьма сомнительных рассуждений о «критических параллелях», «особых точках» на поверхности Земли и т. п.

Конечно, упорядоченная сетка глубинных зон повышенной проницаемости, охватывающая все материки, должна была первоначально быть как-то связана с глобальными напряжениями. Но в данный момент автор не хотел бы прибавлять еще одно поспешное суждение к тем, которые уже высказывались. Он ограничивается указанием на то, что перед нами большая геофизическая, физическая и, может быть, космогоническая задача исключительной важности. Эту задачу необходимо пытаться решать. Решение ее позволит проникнуть в самые глубокие тайники природы и механизма внутриземных процессов. При этом надо искать причины не только возникновения этой сетки, но и ее эволюции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выводы в этой статье сделаны на основании обобщения наблюдений над зонами диастрофизма на материках. Мы не рассматривали здесь расположение ни платформенных структур, ни структур океанического дна. И те и другие имеют природу, отличную от зон диастрофизма. Но предварительное ознакомление с основными данными указывает на полную возможность того, что и среди платформенных и океанических

структур будет обнаружена та же упорядоченность в простираниях. Если это оправдывается, выясненные закономерности будут иметь еще более широкое значение.

Но то, что платформы и океаны пока не рассмотрены, не мешает нам сформулировать некоторые выводы, имеющие и в этом виде, как мы уверены, определяющее значение для понимания процессов в земных глубинах. Вывод заключается в том, что развитие эндогенных процессов, их размещение в недрах были предопределены с древнейших эр существования Земли правильным рисунком очень глубоких неоднородностей. Эти неоднородности использовались глубинными процессами и их внешними проявлениями.

А частным выводом будет утверждение, что повсеместная устойчивость рисунка глубоких неоднородностей относительно современной географической сетки координат при огромной древности этих неоднородностей никак не вяжется с какими-либо поворотами материков или их частей, постулируемых концепциями дрейфа материков, в том числе и концепцией «тектоники плит». Эти же факты не вяжутся с предположением о далеких перемещениях географических полюсов. Можно сказать более определенно: рассмотренные здесь факты говорят против этих концепций.

Литература

- Ажгирей Г. Д.* О некоторых важных закономерностях тектонического строения и развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8.
- Артошков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Физика Земли, 1968, № 9.
- Борисов А. А.* Глубинное строение территории СССР. М., «Недра», 1967.
- Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Материалы совещ. по проблемам тектоники в Москве. М., «Наука», 1964.
- Воронов П. С.* Очерк о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. М., «Наука», 1968.
- Гафаров Р. А.* Проблемы тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы.— В сб.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1975.
- Геологическая карта докембрия континентов. М-б 1 : 15000000 (на 6 листах), Гл. ред. А. В. Сидоренко. Аэрогеология. Мин. геол. СССР, М., 1975.
- Геохронология СССР, под ред. Н. И. Полевой, т. I, Докембрий. Ред. Ю. И. Половинкина. Л., «Недра», 1973.
- Заварицкий А. Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
- Карта тектоники докембрия континентов. М-б 1 : 15000000 (на 12 листах). Главн. ред. Ю. А. Косыгин. Ин-т геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР, 1974.
- Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В.* Глобальная трещиноватость Земли и других планет.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева И. А., Трапезников Ю. А.* Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., «Наука», 1971.
- Муратов М. В.* Главнейшие этапы складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Муратов М. В.* Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1966, № 3.
- Муратов М. В.* Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Муратов М. В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В сб.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973.
- Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.
- Планетарная трещиноватость, под ред. С. С. Шульца. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Проводников Л. Я.* Фундамент платформенных областей Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974.
- Структура фундамента платформенных областей СССР. Объяснит. зап. к тект. карте фундамента территории СССР, м-б 1 : 5000000. Л., «Наука», 1974.
- Тектоника Африки, под ред. Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973.
- Тектоника Евразии. Объяснит. зап. к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5000000. М., «Наука», 1966.

- Тектоника фундамента древних платформ. Труды совещания. М., «Наука», 1973.
- Тектоническая карта фундамента территории СССР. м-б 1:5000000 (на 4 листах). Главн. редактор Д. В. Наливкин. Ин-т геол. и геохронологии АН СССР, 1974.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. 2-е изд. М., «Недра», 1970.
- Фаворская М. А., Томсон И. М., Баскина В. А., Волганская И. К., Полякова О. П. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., «Недра», 1974.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Изд-во АН УССР, 1963.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 4.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнит. тектоника древних платформ, ст. 1.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнит. тектоника древних платформ, ст. 5.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1955, № 5.
- Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. Межд. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геол. пробл. 3. М., «Наука», 1964.
- Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., «Наука», 1976.
- Cloos H. The ancient European basement blocks.— Amer. Geophys. Union, Trans., 1948, v. 29, No. 1.
- Elie de Beaumont L. Notice sur les systemes de montagnes. T. I—III, 1543 pp. Paris, Bertrand, 1852.
- Graciansky P. de. Le massif cristallin du Menderes (Taurus occidental, Asie Mineure), un exemple possible du vieux socle granitique remobilise.— Rev. géogr. Phys. et Géol. dynamique, 1966, v. 8, fasc. 4.
- Hobbs W. H. Lineaments of the Atlantic border regions.— Geol. Soc. America Bull., 1904, v. 15, 483—506.
- Hobbs W. H. The correlation of fracture system and the evidences for planetary dislocations within the Earth's crust.— Wisc. Acad. Sci., Trans., 1905, v. 15, 15—29.
- Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the land.— Geol. Soc. America Bull., 1911, v. 22, No. 2.
- Kaaden van der G. Age relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia, Turkey.— Bull. Min. Res. and Explor. Inst. Turkey, 1959, No. 52.
- Kober L. Tektonische Geologie. Berlin, 1942.
- Kutina J. Hydrothermal ore deposits in the Western United States (a new concept of structural control of distribution).— Science, 1969, v. 165.
- Kutina J. The Hudson Bay Paleolineament and anomalous concentration of metals along it.— Econ. Geol., 1971, v. 66, No. 2.
- Kutina J. Regularities in the distribution of hypogen mineralisation along rift structures. 24-th Int. Geol. Congr. (Canada), Abstracts, 1972.
- Moody J. D. Crustal shear patterns and orogenesis.— Tectonophysics, 1966, v. 3, No. 6.
- Schnilling R. D. Über eine präherzinische Faltungsphase im Kaz-Dag Kristallin.— Bull. Min. Res. and Explor. Inst. Turkey, 1959, No. 53.
- Sonder R. A. Mechanik der Erde. Stuttgart, 1956.
- Vening-Meinesz F. A. Shear pattern of the Earth's crust.— Amer. Geophys. Union, Trans., 1947, v. 28, No. 1.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Статья поступила
10 марта 1977 г.

УДК 551.24+553.9

А. С. ПЕРФИЛЬЕВ

**ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

Рассмотрены новые представления о геосинклинальном процессе, основанные на идеях мобилизма. Доказывается, что последовательные этапы формирования континентальной коры и механизм ее формирования определяют закономерности размещения некоторых эндогенных месторождений полезных ископаемых. Предполагается, что в этом процессе большую роль играет перераспределение вещества и мобилизация рудных компонентов.

В последнее десятилетие в теоретической геотектонике произошли большие качественные изменения. Они заключаются в том, что исследователи перешли от установления парагенетических ассоциаций пород, структур и других геологических явлений к созданию генетических моделей, объясняющих эти парагенезы. Этот генетический подход стал возможным благодаря двум обстоятельствам. Работами ученых советской тектонической школы (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, Ю. А. Кузнецов, А. В. Пейве, Ю. М. Пущаровский, Н. А. Штрейс, А. Л. Яншин и др.) были выявлены основные группы парагенетических ассоциаций (формаций) и структурно-формационных комплексов, выделены типы структур, отличающихся по своему формационному выполнению (мио- и эвгеосинклинали, эвгеосинклинали разного типа и т. д.), установлена закономерная смена в них одних формационных комплексов другими (М. В. Муратов, В. Е. Ханн). Одновременно был накоплен громадный фактический материал, характеризующий вещественный состав многих (особенно магматических) формаций, определялись петрохимические и геохимические характеристики слагающих их пород.

Второе очень важное обстоятельство связано с глобальными геолого-геофизическими исследованиями океанических пространств, которые позволили широко применить принцип актуализма для решения тектонических задач и, что самое главное, для выяснения строения глубоких частей земной коры и верхней мантии. Сейчас, по-видимому, ни у кого из исследователей не вызывает сомнения тот факт, что принципиальное различие строения коры океанов и континентов сопровождается принципиальным различием осадочных, магматических и метаморфических формаций, образующихся в этих крупнейших структурах.

Для внутренних частей океанов (рифты срединных хребтов, глубоководные впадины) с типичной океанической корой (маломощный «базальтовый» слой, отсутствие «гранитного» слоя) характерны такие породы, как гипербазиты, габброиды, метабазиты, океанические толеиты и глубоководные осадки.

Участки коры с так называемым переходным типом строения (зоны островных дуг и краевых морей) отличаются повышенной мощностью «базальтового» и «осадочного» слоев и локальным проявлением маломощного «гранитного» слоя. Для этих участков характерны андезитобазальтовые и андезитовые вулканические формации (островные дуги), мощные турбидитовые серии (краевые и внутренние моря), своеобразный

метаморфизм и проявление плагиогранитов. Подробно формации и метаморфизм современных участков с корой переходного типа рассмотрены в фундаментальных работах Ю. М. Пущаровского (1964, 1972), М. С. Маркова (1975), Н. А. Богданова (1975), Е. К. Мархинина (1967), Т. Матсумото (Matsumoto, 1967), А. Миасиро (Miyashiro, 1967).

Формации, магматизм и тип метаморфизма, свойственные континентальной коре (мощный «базальтовый» и «гранитный» слои), резко отличаются от океанической и переходной. Эти различия общеизвестны и не нуждаются в пояснениях.

Сравнение пород океанического дна с породами, развитыми на континентах, позволило А. В. Пейве (1969) сделать чрезвычайно важный вывод о том, что офиолитовые ассоциации континентов есть не что иное, как тектонические фрагменты океанической коры геологического прошлого. Этот вывод заставил во многом пересмотреть традиционные представления о геосинклинальном процессе. На примерах складчатых областей внутриконтинентальных блоков (Пейве и др., 1972_{1,2}), Альпийского пояса (Книппер, 1973), окраинных складчатых поясов Американского континента (Dewey, Bird, 1971; Bayley et al., 1970), современных островных дуг (Марков, 1975) и других регионов достаточно отчетливо показано, что основанием эвгеосинклинальных серий являются гипербазиты, выше которых располагаются габброиды и различные метабазиты. Этот комплекс был выделен М. С. Марковым (1975) под названием меланократового основания. В вертикальном разрезе выше меланократового основания выделяются последовательно формации океанической, переходной и континентальной стадий, которые, судя по составу и взаимоотношению пород, а также по аналогии с современными структурами, формировались соответственно на коре океанического, переходного (система глубоководных желобов, островных дуг и краевых морей) и континентального типа. Таким образом, стадийность отражает последовательную трансформацию коры океанического типа в кору континентального типа. Анализ вещественных и структурных преобразований, свойственных этим стадиям или их этапам, позволяет косвенно решить вопрос о вещественном и структурном преобразовании глубоких частей коры и верхней мантии в пространстве и во времени. Эти вопросы подробно рассмотрены в ряде специальных работ (Пейве и др., 1971, 1972_{1,2}; Зайцев и др., 1971; Зоненшайн, 1972 и др.).

Эвгеосинклинальные образования в большинстве случаев выходят на небольших разобренных площадях, слагая обособленные тектонические пластины среди других (неэвгеосинклинальных) серий (Альпийская зона), или образуют сравнительно узкие протяженные пояса (Урал), по ширине несоизмеримые с современными структурами с океаническим типом коры. Такое их положение заставляет сделать неизбежный вывод о громадной роли крупных горизонтальных перемещений в процессе формирования континентальной коры (Пейве, 1969). Любая генетическая модель формирования коры, в постулативную часть которой заложен принцип актуализма, в качестве одного из важнейших элементов должна включать в себя те или иные мобилистические построения.

Трансформация океанической коры в континентальную сопровождается метаморфическими и магматическими процессами, изменяющими состав вещества коры, и не может не сопровождаться перераспределением существовавших и формированием новых концентраций рудных компонентов.

Разработка новой теории геосинклинального процесса, в основу которой положены отмеченные выше принципы, разумеется, еще далека от завершения. Однако многое в этом отношении уже сделано, и главные положения этой теории были изложены в ряде статей (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972₂, 1976₂). На основе этих принципов была разработана методика составления тектонических карт как мелкомасштабных, так и

региональных. В настоящее время сдана в печать тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 (редакторы А. В. Пейве, А. Л. Яншин) и вышла из печати тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 (редакторы А. В. Пейве, С. Н. Иванов, А. С. Перфильев, В. М. Нечеухин).

Анализ истории и механизма формирования земной коры, несомненно, позволит с новых позиций подойти к выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых в ней. Это, разумеется, дело будущих исследований, которые только начинаются. В последние годы появилось довольно много специальных работ, в основном посвященных анализу металлогении в связи с концепцией «новой глобальной тектоники». Эти исследования в основном касаются латеральных и временных закономерностей размещения эндогенных месторождений в связи с главной границей раздела кор разного строения (зоны Бенюфа-Заварицкого и их палеоаналоги). Роль таких зон в размещении месторождений не вызывает сомнений. Разные аспекты этого вопроса подробно рассмотрены в ряде фундаментальных работ (Смирнов, 1974; Барсуков, Дмитриев, 1972; Зоненшайн и др., 1976; Ковалев, 1972; Guild, 1972; Siltoe, 1972, и др.).

Крупные горизонтальные перемещения разнородных блоков сами по себе влияют на размещение месторождений полезных ископаемых. Действительно, в аллохтонных массах сохраняются те месторождения, которые были сформированы ранее, а в результате горизонтальных перемещений они оказываются внутри складчатых структур, для которых минерализация такого типа не свойственна. Примером таких месторождений являются медноколчеданные руды Блявинского аллохтона Южного Урала, асбестовые месторождения Тетерорд-Майн (Квебек) и Адвокат (Ньюфаундленд) в Канаде, медные и хромитовые рудопроявления Омана и др. В перечисленных примерах породы океанической коры вместе с заключенными в них месторождениями слагают останцы крупных аллохтонных масс, перемещенных далеко в глубь обрамляющего континентального блока. Горизонтальные движения нередко проявляются крупноамплитудными сдвигами, которые могут резко нарушить созданную ранее металлогеническую зональность. Классический пример такого нарушения — Таласо-Ферганский сдвиг северо-западного простирания, по которому субширотные металлогенические зоны смещены на 200 км (Буртман, 1964).

СТАДИЙНОСТЬ РАЗВИТИЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Как уже отмечалось, в разрезе любой палеоокеанической структуры выделяется ряд последовательных стадий, фиксирующих последовательное преобразование океанической коры в континентальную. Каждой из этих стадий свойствен определенный набор формаций (осадочных и магматических). Стадии различаются по набору месторождений полезных ископаемых. Этот вывод не нов. Многие исследователи, начиная с Ю. А. Билибина и В. И. Смирнова, связывали с определенными стадиями геосинклинального процесса и определенные типы месторождений.

Рассмотрим зависимость металлогении от стадийности на конкретном примере Урала. Уральская палеоокеаническая структура возникла в конце кембрия — раннем ордовике в результате раскалывания и раздвигания существовавшего ранее докембрийского континентального блока. Начальным этапам такого раздвигания отвечает рифтогенная стадия с характерными формациями щелочных и субщелочных основных вулканитов, сочетающихся с обломочными породами аркозового и грауваккового состава. По мере дальнейшего раздвигания, начиная с середины ордовика, на месте рифта образуется структура с океаническим типом коры.

Рифтогенные формации отодвигаются на фланги (западный и восточный) этой структуры и в современной структуре Урала сохранились фрагментарно по западному и в меньшей степени восточному обрамлению эвгеосинклинали. Сейчас на Урале не выявлено сколько-нибудь крупных месторождений, связанных с формациями этой стадии, однако повышенные фоновые содержания золота, ванадия, марганца в кремнисто-углистых породах рифтогенных формаций (Хворова, 1968) в результате мобилизации могут дать промышленные концентрации этих элементов. Не исключено, что именно с этой стадией связаны коренные источники тех алмазов, которые находили в переотложенном залегании среди терригенных образований раннего и среднего палеозоя на западном склоне Урала. Связь кимберлитов с горизонтальным движением континентальных блоков рассматривалась нами в специальной статье (Пейве и др., 1976).

В палеоокеанической структуре, начиная с середины ордовика, накапливаются комплексы пород океанической стадии, формирующиеся на меланократовом, океаническом основании. Строение этого основания рассмотрено во многих работах (Иванов и др., 1974; Перфильев, Руженцев, 1973 и др.). Оно сложено породами дунит-гарцбургитового и пироксенит-габбрового состава, которые отвечают верхам мантии и «базальтовому» слою палеоокеанической структуры.

С породами меланократового основания связаны крупнейшие месторождения хромитов, а также месторождения платины и ванадийсодержащих титаномагнетитов.

Раннему этапу океанической стадии отвечают спилит-диабазовые и кремнисто-сланцевые формации, которые практически лишены полезных ископаемых. На позднем этапе этой стадии с контрастными натриевыми формациями связаны медноколчеданные месторождения Урала, а также месторождения марганца и некоторые месторождения магнетитов, видимо, регенерированные из пород меланократового основания интрузиями габбро-норитов.

Переходная стадия знаменует собой начало тектонического скупивания и шарьирования. В процессе этого скупивания происходит формирование «переходной» коры и начинает образовываться «гранитный» слой. Переходной стадии, ее раннему этапу, отвечают андезито-базальтовая и андезито-дацитовая (дифференцированная) формации, плагиограниты и также, вероятно, интрузии габбро-норитов. Метаморфизм и интрузивная деятельность, сопровождающие тектоническое скупивание и формирование «переходной» коры, приводят к вторичной мобилизации и регенерации ряда элементов, формировавших рудные залежи и на более ранних стадиях (медь, платина, титаномагнетит). Одновременно расширяется «спектр» рудопроявлений (свинец, цинк, барий, золото и др.). Наиболее характерны для этого этапа медно-полиметаллические сульфидные месторождения, связанные с дифференцированной андезито-дацитовой формацией.

Поздний этап переходной стадии и начало континентальной знаменуются интенсивным тектоническим скупиванием всей палеоокеанической структуры, что сопровождается формированием контрастных, калий-натриевых субщелочных вулканических серий, интрузий габбро-гранитного состава, гранодиоритов и позднее (в собственно континентальную стадию) крупных масс гранитов нормального ряда. Эти процессы приводят к тому, что в позднем палеозое палеоокеаническая структура полностью замыкается и на ее месте формируется континентальная кора.

С этим этапом становления коры связаны скарновые магнетитовые и медно-магнетитовые, золото-кварцевые, золото-мышьяковые, а также медно-порфировые, медно-молибденовые и вольфрамовые рудопроявления. Легко увидеть, что вновь расширяется «спектр» рудопроявлений за счет появления таких металлов, как молибден, вольфрам и др.

Таким образом, последовательная трансформация океанической коры в континентальную сопровождается соответствующим изменением набора эндогенных месторождений. При этом наблюдается повторная регенерация ранее существовавших элементов, хотя, разумеется, главная масса месторождений того или иного типа полезного компонента связана с определенной стадией.

Последовательное раздвигание и расширение Уральской палеоокеанической структуры, равно как и ее последующее постепенное замыкание приводит к тому, что в разных зонах формации, отвечающие той или иной стадии, имеют различный возраст.

В Тагильской структурно-формационной зоне океанической стадии отвечают отложения позднего ордовика — самых низов силура, в западной части Магнитогорского синклинория — силурийского, а в осевой части и на востоке Магнитогорского синклинория — верхнесилурийско-нижнедевонского возраста. Соответственно переходная стадия в Тагильской зоне начинается в конце лландовери, в западном борту Магнитогорского синклинория — в конце силура, а восточнее — в конце среднего девона и т. д.

В современной структуре Уральская эвгеосинклиналь представляет собой сложную систему крупных тектонических пластин, последовательно надвинутых друг на друга в западном направлении (Перфильев, 1977). В большинстве случаев каждая из этих пластин сложена формационными комплексами пород океанической и переходной стадий определенного возраста. В результате может создаться ложное впечатление о «циклической» повторяемости определенных формаций и соответственно о «полициклическом» повторении металлогенических особенностей, которое на самом деле связано с тектоническим сдвиганием структурно-формационных зон с различным возрастом однотипных формационных комплексов.

Как показали исследования последних лет, формирование континентальной коры в разных складчатых системах имеет различный механизм (Пейве и др., 1976₂). При этом вновь формирующаяся кора вбирает в себя весьма разнородные участки с разнотипной корой. Соответственно невозможно говорить о «типовом наборе» месторождений полезных ископаемых, связанных с определенной стадией трансформации коры любых складчатых систем. Однако для крупных регионов, где становление континентальной коры происходит более или менее однотипно (хотя и не одновременно), такие связи устанавливаются довольно отчетливо.

Тектонические карты отдельных крупных регионов, в составлении которых использованы рассмотренные выше принципы трансформации океанической коры в континентальную, с успехом могут использоваться для прогнозирования поисков месторождений полезных ископаемых, минуя промежуточную инстанцию — металлогенические карты. Примером такой карты является уже упоминавшаяся тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Анализ формирования коры Евразийского континента (Пейве и др., 1976₂) показал, что существуют по крайней мере три главных механизма, приводящих к образованию континентальной коры. Первый из них, наименее изученный, по-видимому, наиболее широко проявился в глубоком докембрии, когда, вероятно, происходила первичная дифференциация вещества Земли и возникли первичные блоки с континентальной и океанической корой достаточно больших размеров. Этот механизм совершенно неясен, и на его разборе мы останавливаться не будем.

Для фанерозойских складчатых систем намечаются по крайней мере два механизма (способа) преобразования океанической коры в конти-

нентальную. Надо сразу отметить, что для обоих этих способов предполагается существование уже сформированных докембрийских континентальных блоков.

Первый из механизмов формирования континентальной коры, названный автохтонным (Пейве и др., 1976₂), предполагает образование гранитно-метаморфического слоя за счет метаморфизма и гранитизации формаций океанической и переходной стадии развития, т. е. за счет вещества самой палеоокеанической структуры. Этот процесс невозможен без длительного и многократного скучивания вещества (шарьирование и складчатость), которое приводит к многократному тектоническому сдвиганию разнородных формационных комплексов.

В тектоническом скучивании участвуют блоки с корой различного типа и с различным формационным выполнением. Это и кора океанического типа, и участки с хорошо выраженной переходной корой, для которой наряду с вулканическими дугами характерны мощные призматические породы, наплавленные в краевых и внутренних морях. Кроме того, в скучивание вовлекаются участки с ранее сформированным гранитно-метаморфическим слоем и крупные блоки (микроконтиненты) древней континентальной коры, входящие в состав палеоокеанической структуры.

Спаивание разных по строению и возрасту блоков в единый континентальный массив, или наращивание ранее существовавших континентов возможно лишь при весьма интенсивных и многократных эпохах тектонической и соответственно магматической и метаморфической активизации, в результате которой происходит достаточно интенсивное перераспределение вещества, его гомогенизация и т. д. Показателем такой переработки являются орогенный магматизм (вулcano-плутонические ассоциации) и гранитообразование, обычно многократно повторяющиеся в процессе автохтонного становления континентальной коры.

Наиболее сложен вопрос об источниках вещества, формирующего гранитно-метаморфический слой. Нам представляется, что главный источник силикатного материала — терригенные породы комплексов океанической и в особенности переходной стадий, которые аккумулировали материал, снесенный с древних континентов, а также микроконтиненты с докембрийскими гранитно-метаморфическими комплексами. И то, и другое, как отмечалось, весьма характерно для областей с автохтонным способом формирования континентальной коры. Тектонические и геохимические аспекты формирования гранитно-метаморфического слоя в палеоокеанической структуре за счет внутреннего перераспределения вещества в процессе магматизма, метаморфизма и горизонтальных движений были рассмотрены в специальных работах (Павленко и др., 1975). Подчеркнем только, что автохтонный механизм формирования континентальной коры подразумевает достаточно интенсивные горизонтальные перемещения вещества. Название отражает автохтонность исходного материала, из которого формируется кора, а не отсутствие горизонтальных движений.

Второй способ формирования континентальной коры — аллохтонный. При этом механизме происходит тектоническое совмещение комплексов палеоокеанической структуры и гранитно-метаморфических образований обрамляющих ее континентальных масс. Это совмещение может достигаться при пододвигании континента под палеоокеаническую структуру (Урал; Перфильев, 1977) или при надвигании докембрийских образований на палеоокеан (многие районы Тетиса; Книппер, 1975). В обоих случаях в новообразованной континентальной коре большая часть «гранитного» слоя образована древними, чужеродными гранитно-метаморфическими образованиями. Разумеется, и в этом случае в результате ремобилизации гранитоидного материала из докембрийских пород может происходить гранитизация эвгеосинклинальных формаций палео-

океанической структуры, которые также входят в состав «гранитного» слоя. Как показывает изучение Урала и Южного Тянь-Шаня, ремобилизация гранитоидов особенно характерна тогда, когда древние гранитно-метаморфические комплексы пододвигаются под формации палеоокеанической структуры и соответственно попадают на глубины, достаточные для выплавления гранитных эвтектик.

Разные способы формирования континентальной коры в фанерозойских складчатых системах обычно сочетаются. Нельзя говорить о чисто аллохтонной или чисто автохтонной коре этих систем. Однако в каждом конкретном случае преобладающим оказывается один из механизмов. Аллохтонный механизм был ведущим в системах линейного типа (Урал, Южный Тянь-Шань, Альпийский пояс и т. д.); автохтонный — в мозаичных системах казахстанского и алтае-саянского типа.

Строение и состав континентальной коры во многом зависят от механизма ее образования, от того, какие формационные комплексы и типы коры участвуют в тектоническом скучивании и от степени метаморфической и магматической их переработки, приводящей в конечном счете к образованию нового гранитно-метаморфического слоя и новообразованной континентальной коры в целом. В известной степени эти факторы можно рассматривать как независимые. Различное их сочетание и роль в каждом конкретном случае, как нам представляется, во многом определяют металлогеническую специализацию разных складчатых систем и их разных частей. Попробуем рассмотреть это на некоторых примерах.

Аллохтонный механизм в предельном случае может почти не сопровождаться метаморфическим и магматическим перераспределением вещества в процессе тектонического скучивания. При этом в тектонических пластинах пород океанической коры либо не должны возникать рудные концентрации элементов вообще, либо должны сохраняться те концентрации, которые возникли на ранних этапах ее становления. Сейчас трудно говорить о месте и времени формирования таких типичных для океанической коры месторождений, как хромитовые и медноколчеданные; вероятно, рудные концентрации этих элементов обязаны своим происхождением внутреннему перераспределению вещества в процессе тектонических движений, связанных с формированием самой океанической коры или самыми начальными стадиями ее трансформации.

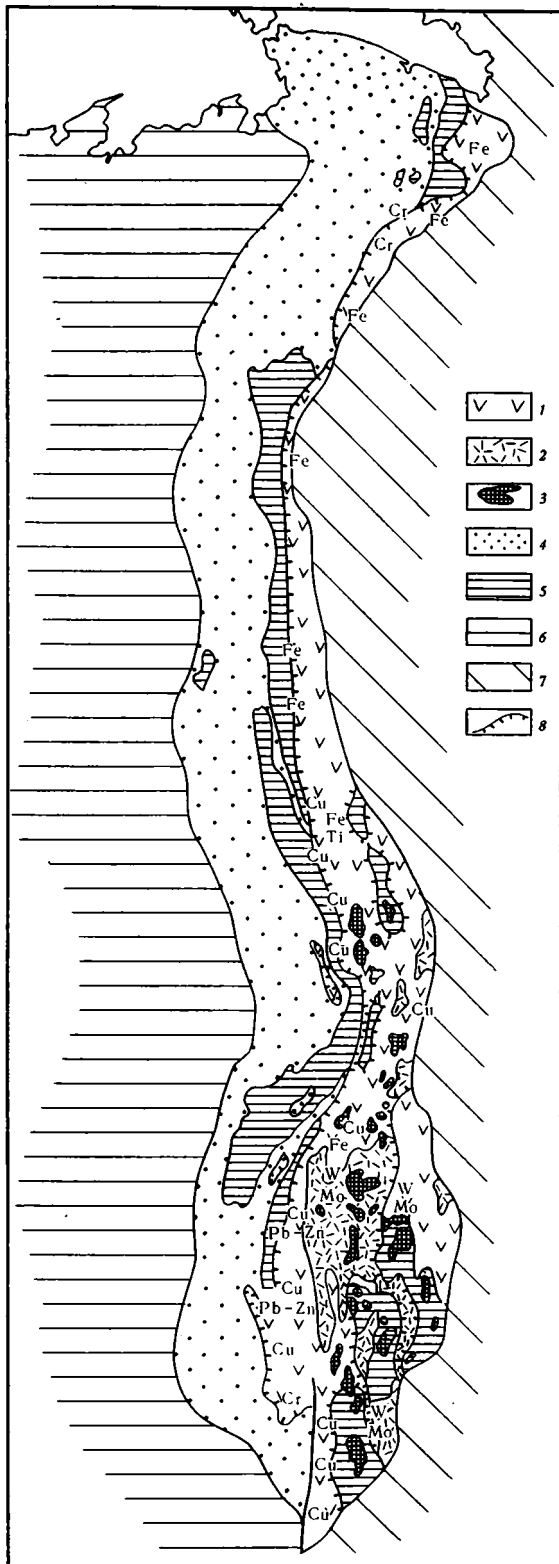
Крупные офиолитовые аллохтоны, характерные для линейных систем, являют собой прекрасные примеры «законсервированных» процессами шарьирования месторождений такого типа (хромитовые и медноколчеданные месторождения Урала, хромиты Турции в Альпийском поясе и т. д.).

Такое представление хорошо согласуется с относительно слабой метаморфической и магматической переработкой эвгеосинклинальных пластин Альпийского пояса и объясняет «бедный спектр» эндогенных месторождений пояса. Рудопроявления и сравнительно небольшие месторождения других элементов (например, золота), вероятно, связаны с их необычайно сильной подвижностью даже при минимальном метаморфизме, сопровождавшем шарьирование тектонических пластин. Подвижность золота уже на зеленосланцевой ступени доказана сейчас многими исследователями (Буряк, 1966; Моисеенко, 1965), а источником его вполне могли служить породы океанической коры (напомним общеизвестный факт повышенных кларковых содержаний золота в ультрабазитах и базитах; Виноградов, 1962; Щербаков, 1967).

Западный и, вероятно, восточный фланги Уральской эвгеосинклинали, как отмечалось, также надвинуты на кристаллинику западного и восточного обрамления палеоокеанической структуры. Процесс надвигания (или, что то же, пододвигания древней континентальной коры под палеоокеаническую структуру) начался, когда в ней уже были достаточно хорошо развиты вулканические серии переходной стадии. Соот-

Рис. 1. Схема размещения некоторых эндогенных рудопроявлений в Уральской эвгеосинклинали

1 — комплексы океанической и переходной стадий (O—C₁); 2 — комплексы континентальной стадии (C₁—C₂); 3 — гранитоиды (Pz₃); 4 — выходы докембрийских метаморфит; 5 — палеозойские отложения, сформировавшиеся на докембрийской континентальной коре; 6 — Русская плита; 7 — Западно-Сибирская низменность; 8 — главные шарьжи



ветственно «законсервированными» оказались не только хромитовые и медноколчеданные месторождения меланократового основания и комплексов океанической стадии, но и медно-полиметаллические месторождения переходного этапа (рис. 1).

Континентальные массы западного и восточного обрамления Уральской эвгеосинклинали, пододвигаясь под породы палеоокеанической структуры, «столкнулись» примерно в ее осевой части, где произошло соответственно значительное утолщение сиалических масс, частичное плавление и ремобилизация гранитно-метаморфического параавтохтона.

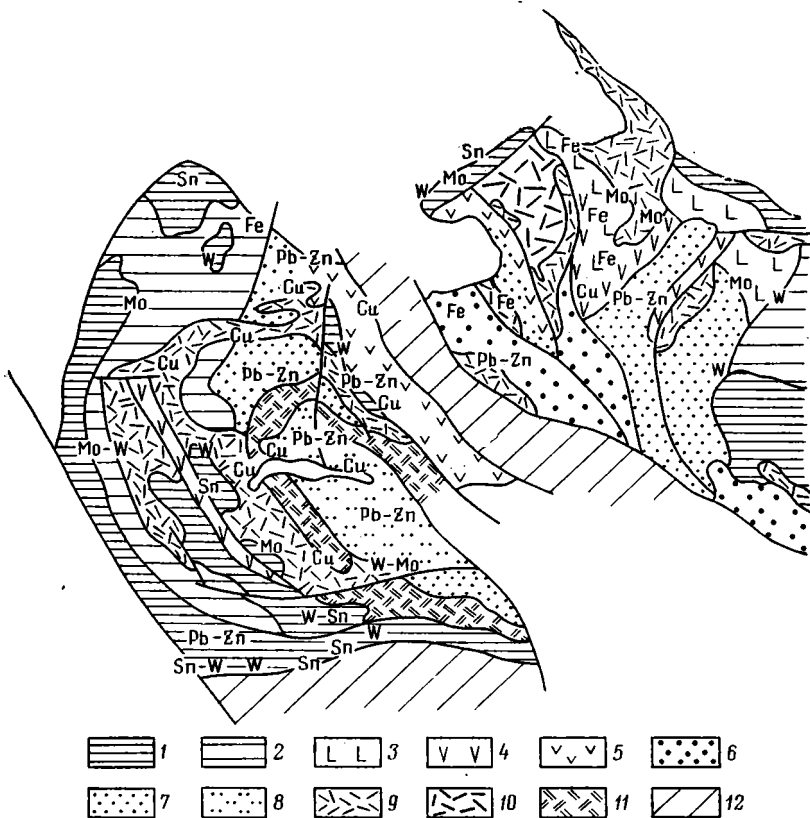


Рис. 2. Схема размещения некоторых эндогенных рудопроявлений в Центральном Казахстане и в Алтае-Саянской области

1 — выходы докембрийских метаморфит; 2 — те же комплексы под более молодыми отложениями (в Центральном Казахстане), включая отдельные зоны с фрагментами офиолитовых ассоциаций); 3 — комплексы «зрелой» океанической стадии (V—Ст₁); 4 — вулканические комплексы островных дуг (V—Ст); 5 — те же комплексы ордовикско-силурийского возраста; 6 — терригенные комплексы краевых и внутренних морей (Ст₃—О₁); 7 — те же комплексы ордовикско-силурийского возраста; 8 — те же комплексы силурийско-девонского возраста; 9 — вулканоплутонические ассоциации раннего — среднего девона; 10 — то же под чехлом; 11 — вулканоплутонические ассоциации в позднем палеозое; 12 — позднепалеозойская аллохтонная континентальная кора Южного Тянь-Шаня и Обь-Зайсанской складчатой системы

Эта зона выражена в современной структуре «гранитной осью» Урала (Перфильев, 1977). С этой зоной связан иной металлогенетический спектр. Помимо золото-кварцевых месторождений здесь распространены рудопроявления молибдена, вольфрама и некоторых редких элементов. К флангам «гранитной оси» приурочены контактово-метасоматические месторождения железа, которые, возможно, следует связать с мобилизацией этого элемента из эвгеосинклинальных серий самыми ранними гранитными выплавками из пододвигающегося параавтохтона.

Автохтонный механизм формирования континентальной коры предполагает в качестве обязательного условия необычайно интенсивные и, что важно, многократные процессы метаморфизма и гранитизации, приводящие к гомогенизации исходного субстрата и возникновению новой коры.

Рассмотрим разные варианты сочетаний разнотипных кор, участвующих в процессе формирования новой коры.

Салаириды Алтае-Саянской области (Кузнецкий Алатау, Кембро-Саян, основание Минусинской впадины, а также районы, примыкающие с юга к Западному Саяну) представляют собой пример длительного формирования «гранитного» слоя, начавшегося еще в кембрии. Окончательное «спаивание» этих систем в единый континент произошло только в начале девона (Моссаковский, 1975).

Н. Н. Херасков (1975) показал, что для этих территорий наиболее сложными были ранние стадии формирования коры (рис. 2). Здесь выделяются два комплекса океанических формаций, залегающих друг на друге. Нижний представлен преимущественно основными вулканитами, по-видимому, спилит-диабазового состава. Эти породы повсеместно метаморфизованы в зеленосланцевой (до амфиболитовой) фации метаморфизма и интенсивно дислоцированы. Для этих образований принимается рифейский возраст.

На формациях раннего этапа океанической стадии несогласно залегают венд-кембрийские комплексы, выделенные Н. Н. Херасковым (1975) под названием «чехла океанических плит». Они сложены спилито-кератофировой контрастной формацией, латерально замещающейся карбонатно-силицилитовой. Терригенные породы и вулканиты андезитового ряда, отвечающие переходной стадии развития коры, распространены локально. Океанические комплексы раннего и позднего этапов были многократно метаморфизованы и гранитизированы (отмечается гранитизация кембрийского, ордовикского и девонского возрастов).

Таким образом, в рассмотренном случае главными компонентами вещества, формирующего новообразованный «гранитный» слой при тектоническом скупивании, оказываются формационные комплексы океанической коры, прошедшие многократную тектоно-метаморфическую переработку. Наиболее характерны для рассматриваемой территории месторождения и рудопоявления железных руд, золота и в меньшей степени месторождения меди (медноколчеданные и медно-порфиновые с молибденом).

Восточная часть Центрального Казахстана (см. рис. 2) представляет собой фрагмент крупной палеоокеанической структуры, сложенной преимущественно эвгеосинклинальными сериями. Складчатые системы, обрамляющие эту структуру с запада и юга, включают в себя крупные блоки докембрийских метаморфит (Улутау, Кокчетав, структуры Северного Тянь-Шаня).

В эвгеосинклинальной области распространены венд-кембрийские и ордовикские формационные комплексы океанической стадии, представленные спилит-диабазовыми и кремнисто-яшмовыми формациями. Реже здесь встречаются породы контрастной натриевой (спилит-кератофировой) формации. Очень большая роль в этой структуре принадлежит комплексам переходной стадии, построенной весьма сложно и формировавшейся в течение длительного времени (от ордовика до конца силура севернее Тектурмасского и в Чингизском антиклинории; в течение позднего ордовика, силура и девона в Прибалхашье).

Среди этих комплексов выделяются андезито-базальтовые формации островных дуг (например, Чингизская дуга), но главная роль принадлежит мощным терригенным сериям полимиктового состава. Судя по составу (кварц и плагиоклаз в качестве основных составляющих), эти толщи в основном формировались за счет сноса материала с вулканиче-

ских островных дуг. Однако можно предположить, что значительную роль играет также снос материала с обрамляющих докембрийских комплексов. Это фиксируется особенно отчетливо в западных, краевых частях терригенных линз (Никитин, 1973).

Формирование континентальной коры в рассматриваемой палеоокеанической структуре происходило очень длительно. К девонскому этапу оформился континент на северной части этой структуры, что сопровождалось массовой гранитизацией и метаморфизмом пород и формированием на краю континента девонского краевого вулканического пояса (Богданов, 1965). В Северном Прибалхашье континентальная кора сформировалась в начале верхнего палеозоя, что также сопровождалось гранитизацией пород. Гранитизация распространялась и в ранее сформированную континентальную глыбу. Можно уверенно говорить о том, что формирование континентальной коры рассматриваемой эвгеосинклинали сопровождалось многократным тектоническим скупиванием, гранитизацией пород и их метаморфической переработкой. «Матрицей» новообразованного «гранитного» слоя были в основном комплексы океанической и переходной стадий, причем для последней характерны мощные терригенные серии, снос в которых определялся как поднятиями внутри самой эвгеосинклинали, так и обрамляющими докембрийскими гранитно-метаморфическими образованиями.

Металлогенетическая характеристика рассматриваемой эвгеосинклинали определяется месторождениями и рудопроявлениями меди, золота и полиметаллов. При этом надо иметь в виду, что наряду с медноколчеданными (Майкаин) месторождениями, приуроченными к контрастным сериям океанического типа, существует много медно-порфириновых рудопроявлений, которые приурочены к орогенным вулканоплутоническим комплексам. Подобным же образом полиметаллические рудопроявления связаны с разными по возрасту магматическими образованиями. Важно, что они помимо островодужных вулканитов распространены и в терригенных породах (группа месторождений Северного Прибалхашья).

С областями развития терригенных комплексов близкого генетического типа связаны полиметаллические месторождения и в других зонах (месторождения Рудного Алтая, рудопроявления Западно-Саянского синклиория и др.).

Западная часть Центрального Казахстана и, видимо, большая часть Северного Тянь-Шаня существенно отличаются по своему строению. Прежде всего здесь распространены докембрийские метаморфизованные и гранитизированные комплексы, обнажающиеся в Улутаусском антиклинории, Кокчетавской, Чуйской, Сарыташской глыбах, на Северном Тянь-Шане и т. д. Судя по характеру нижнепалеозойских образований (терригенные и карбонатные породы, вулканиты с повышенной щелочностью и т. д.), можно думать, что и под ними достаточно широко распространено докембрийское метаморфическое основание.

Наряду с этим существуют сравнительно узкие зоны, в которых развиты офиолитовые ассоциации пород океанической коры или близкие им образования (Джалаир-Найманская зона, Калмыккульский и Степнякский синклиории и т. д.). Соотношение этих офиолитовых зон с докембрийскими комплексами не очень ясно. Некоторые исследователи (Зоненшайн и др., 1976) считают, что это остатки рифтовых зон с океанической корой, которые возникли в конце рифея — венде в результате раскалывания и раздвигания континентальных глыб. Важно, что на этой территории существуют докембрийские гранитно-метаморфические комплексы и фрагменты позднедокембрийско-раннекембрийской океанической коры, которые к началу девона вместе с северной частью рассмотренной выше палеоокеанической структуры спаялись в единый континентальный массив. Формирование этой континентальной коры сопровождалось

многократным гранитообразованием, которое широко проявилось в ордовике, девоне, а на юге и в верхнем палеозое.

Разнородность материала, включенного в новообразованный «гранитный» слой, с нашей точки зрения определила широкий металлогенический спектр этого региона. Здесь известны месторождения и рудопроявления меди, железа и золота, но наряду с ними широко распространены месторождения олова, вольфрама, молибдена и редких элементов. Отмечается закономерное увеличение рудопроявлений этих элементов в южной части региона, где, как отмечалось, процессы гранитизации проявились очень широко и многократно.

Внутри палеоокеанических структур с автохтонным механизмом формирования гранитно-метаморфического слоя нередко встречаются крупные массивы докембрийской континентальной коры, которые, по-видимому, аналогичны так называемым микроконтинентам современных океанов (о. Мадагаскар, Сейшельские острова и др.). Примерами таких палеоструктур могут служить Сангиленский массив юга Тувы, Хангайский массив Северной Монголии. Если первый из них, может быть, смыкается на северо-востоке с докембрийскими образованиями Сибирской платформы и, таким образом, не совсем подходит под категорию «микроконтинента», то Хангайский массив целиком располагается внутри палеоокеанической структуры.

Важно отметить, что в таких массивах среди гнейсов и других метаморфических пород присутствуют разнообразные гранулиты, которые как нам представляется, слагают в основном «базальтовый» слой докембрийской континентальной коры (Пейве и др., 1976₁). В Сангиленском массиве эти образования были изучены и описаны в последние годы (Козаков, Митрофанов, 1976), а в Хангайском встречены во включениях, выносимых четвертичными базальтами (Кеpezжинская, 1975).

Блоки докембрийской коры интенсивно переработаны, гранитизированы и метаморфизованы и вошли в современной структуре в состав молодой (в рассмотренных случаях — девонской) континентальной коры, образуя наряду с другими метаморфитами ее «гранитный» слой. Эта переработка, судя по этапам гранитизации, была неоднократной. Для Сангиленского массива известны позднерифейские, раннепалеозойские и девонские гранитоиды, а для Хангайского к ним прибавляются широко распространенные гранитоиды верхнепалеозойского возраста. Гранулиты ретроградно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, сопровождающей гранитизацию, и сохранились в виде отдельных реликтов. В рассмотренном случае, как легко увидеть, в новообразованный гранитный слой вовлечены не только фрагменты гранитно-метаморфических образований докембрия, но и гранулиты докембрийского «базальтового» слоя. Металлогеническая специализация Сангиленского массива определяется рудопроявлениями редкоземельных и редкометалльных элементов. Месторождений олова, вольфрама в массиве пока не найдено, хотя известны проявления вольфрамового оруденения в пределах предполагаемого продолжения массива под палеозойскими складчатыми образованиями и по его северному краю (см. рис. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы привели разные варианты сочетаний различных вещественных комплексов, из которых формируется новообразованная континентальная кора и ее «гранитный» слой. Число таких примеров можно увеличить, но, как нам представляется, не вызывает сомнения тот факт, что металлогеническая специализация разных складчатых систем и их частей зависит от сочетания этих вещественных комплексов. Пространственное совмещение комплексов во многом определяется характером горизонтальных тектонических движений. Разумеется, не менее важную роль

играет и латеральное перемещение вещества в процессе размыва и седиментации. Однако этот вопрос требует специального рассмотрения и выходит за рамки настоящей статьи, хотя некоторые его аспекты мы попытались затронуть в конкретных примерах.

Для рудной концентрации многих, если не большинства, рассмотренных рудных компонентов необходима переработка исходного субстрата в процессе метаморфизма, гранитизации и тектонического скучивания. Это положение достаточно хорошо иллюстрируется приведенными выше примерами. Более того, в зонах с однотипным строением промышленные концентрации руд появляются там, где эти процессы были интенсивны. В участках, где они проявлены слабее, встречаются только рудопроявления того же типа. Для сравнения приведем Кузнецкий Алатау с его железорудными и золоторудными проявлениями и саянскую (Кембросаян) часть этой зоны с отдельными рудопроявлениями этих элементов.

Метаморфизм и гранитообразование, как показывают многочисленные исследования (Моссаковский, 1975; Пейве и др., 1976₂ и т. д.), функционально связаны (с нашей точки зрения определяются) этапами интенсивных горизонтальных тектонических движений, как крупноамплитудных, так и местных, сопровождающихся складчатостью. Таким образом, и этот в конечном счете рудообразующий фактор определяется латеральными тектоническими движениями.

Рассмотренные полезные компоненты распадаются на две группы. Золото, медь, хром, железо, а также полиметаллы (свинец, цинк) ассоциируют с породами, образующими кору океанического и переходного типа, т. е. с комплексами собственно палеоокеанических структур. Поскольку породы меланократового основания и вулканические серии океанической стадии рассматриваются как мантийные производные, связанные с ними месторождения хрома и меди, вероятнее всего, связаны с этими же источниками. Выше высказывалось предположение о том, что эти же комплексы служат источниками золота и железа, мобилизованных в процессе метаморфизма и гранитизации, однако этот вывод весьма гипотетичен.

Значительно сложнее определить источник вещества свинцово-цинковых рудопроявлений. Факт тесной связи этих месторождений с вулканитами островных дуг как современных (Япония, восточная Камчатка), так и древних, по-видимому, не вызывает сомнений. Однако сложной оказывается проблема происхождения самих вулканитов андезито-базальтовой ассоциации. Многие исследователи, начиная с Д. Грина и А. Рингвуда, связывают их формирование с глубокими частями мантии. Но имеется ряд геологических фактов, которые, по нашему мнению, противоречат таким представлениям. Была высказана альтернативная гипотеза (Павленко и др., 1974), согласно которой, эти вулканиты являются продуктом палингенеза смеси океанических толеитов и осадочных пород.

Наличие докембрийских гранитно-метаморфических комплексов, вошедших при тектоническом скучивании в состав новообразованного «гранитного» слоя, сопровождается появлением месторождений олова, вольфрама, молибдена и некоторых редких элементов. Этот факт наводит на мысль о том, что рудные концентрации таких элементов возникли за счет мобилизации вещества древних метаморфических комплексов в процессе метаморфизма и гранитизации. Разумеется, такое предположение весьма гипотетично и требует основательной проверки. Однако парагенетическая связь месторождений указанных элементов с массами докембрийских метаморфит, вошедших в состав более молодой коры, как будто намечается довольно отчетливо. Кроме приведенных примеров можно назвать разновозрастные месторождения Центрально-Французского, Чешского и Армориканского докембрийских массивов, вошедших в состав верхнепалеозойской континентальной коры, и др. При этом оказывается неважным, попали эти метаморфиты в новую кору тектониче-

ски (аллохтонный механизм Урала) или первично представляли собой микроконтиненты, вошедшие в состав новой коры в результате тектонического сучивания. Не исключено, что возможен и третий вариант, — а именно мобилизация переотложенного вещества докембрийских метаморфит, снесенных в бассейны краевых и внутренних морей со смежных континентальных блоков. Вероятно, этому типу отвечают олово-вольфрамовые месторождения Монголо-Алтайского антиклинория, приуроченные к зонам гранитизации среди терригенных толщ горно-алтайской серии.

Наиболее спорным представляется вопрос о роли гранулитовых комплексов («базальтового» слоя древних континентальных блоков) в рассматриваемом процессе. Приведенный выше пример Сангиленского массива как будто указывает на гранулиты как источник мобилизованных рудопроявлений редких элементов. По-видимому, аналогичное положение занимают редкометальные месторождения Северной Норвегии. Можно было бы не останавливаться на этом примере, но в самое последнее время А. С. Павленко получил прямые геохимические данные об экстракции редкометальных элементов из гранулитов Сангиленена при их метаморфизме и гранитизации.

Приведенные выше предположения нельзя рассматривать в качестве сколько-нибудь законченного исследования. Мы коснулись лишь некоторых аспектов проблемы и пытались показать, что новые представления о формировании земной коры заставляют пересмотреть многие привычные представления о связи металлогении с геосинклинальным процессом. Основная задача этой статьи — показать зависимость размещения эндогенных месторождений полезных ископаемых от механизма тектонического сучивания и от особенностей материала, участвующего в тектоническом сучивании и в формировании коры.

Литература

- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— *Геохимия*, 1972, № 12.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— *Бюл. МОИП, Отд. геол.*, 1965, № 5, 6.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., «Наука», 1975.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М., «Наука», 1964.
- Буряк В. А. О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотосного района.— В кн.: *Генетические закономерности и общие закономерности золотой минерализации Дальнего Востока*. М., «Наука», 1966.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах горных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев Е. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения, М., «Недра», 1976.
- Иванов С. Н., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблемы тектоники Урала.— В кн.: *Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса*. М., «Наука», 1974.
- Кепежинская В. В. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов.— В кн.: *Глубинные ксенолиты и верхняя мантия*. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М., «Наука», 1975.
- Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа.— *Геол. рудн. месторожд.*, 1972, № 5.
- Козаков И. К., Митрофанов Ф. П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского среднего массива Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: *Тр. II сессии Научного совета по геологии докембрия*. Л., «Наука», 1976.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Моисеев В. Г. Метаморфизм золотых месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М., «Наука», 1975.

- Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. ч. II. Палеогеография и палеотектоника. Алма-Ата, «Наука», 1973.
- Павленко А. С., Перфильев А. С., Моссаковский А. А. Вещественное преобразование океанической коры континентов.— Тез. докл. на Всес. совещ. «Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии», М., 1975.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклиальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклиальных областей.— Докл. сов. геологов к XXIV сес. МГК, М., «Наука», 1972.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Савельева Г. Н. Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов.— Сов. геология, 1976, № 5.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. Автореф. док. дис. М., ГИН АН СССР, 1977.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Пуцаровский Ю. М. Пути тектонического районирования пояса кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан.— В кн.: Кайноз. тектон. зоны периферии Тихого океана. М., «Наука», 1964.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Смирнов В. И. Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.
- Херасков Н. Н. Формации и начальные стадии геосинклиального развития Западного Саяна. Автореф. канд. дис., М., ГИН АН СССР, 1975.
- Хворова И. В. Кремнеобразование в геосинклиальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., «Наука», 1968.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967.
- Bailey E. N., Blake M. C., Jr., Jones D. L. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1970, No. 0700-C.
- Dewey J., Bird J. Origin and Emplacement of the Ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland.— J. Geophys. 1971, v. 76.
- Guild P. W. Metallogeny and the new global tectonics.— Rep. 24-th sess. I. G. C., Sect. 4, «Mineral deposits», Montreal, 1972.
- Matsumoto T. Fundamental problem in the Circum-Pacific orogenesis.— Tectonophysics, 1967, v. 4, No. 4—6.
- Miyashiro A. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands.— Medd. Dansk. geol. foren., 1967, v. 17, H. 4.
- Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America and the subduction of oceanic lithosphere.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 3.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
18 апреля 1977 г.

УДК 551.24(574.3)

Р. М. АНТОНЮК, Г. Ф. ЛЯПИЧЕВ, Н. Г. МАРКОВА,
Т. Г. ПАВЛОВА, С. М. РОЗЕН, С. Г. САМЫГИН,
С. Г. ТОКМАЧЕВА, В. И. ШУЖАНОВ, И. Г. ЩЕРБА

СТРУКТУРЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

По особенностям формирования земной коры в палеозоидах Казахстана выделяются два блока. Восточный (Ерементау-Балхашский) характеризуется одноактным становлением континентальной земной коры, западный (Кокчетавско-Чуйский) — двухактным. Эволюция земной коры восточного блока проходила три стадии: океаническую, переходную и континентальную и была растянута во времени от докембрия до конца палеозоя. В Кокчетавско-Чуйском блоке уже в конце рифея возник микроконтинент. В процессе его формирования в докембрии и начале палеозоя он подвергся деструкции с возникновением участков с океанической или субокеанической земной корой. Становление континентальной коры этого блока завершилось в девоне. Сочетание конструктивного и деструктивного процессов привело к формированию континентальной земной коры мозаичного типа.

Палеозойды Центрального Казахстана могут служить характерным примером складчатых областей «нелинейного» или «мозаичного» типа. Выяснение истории их развития и становления земной коры построено на материалах, которые были собраны и обобщены в процессе составления макета территории Центрального Казахстана для новой тектонической карты Северной Евразии. Как известно, эта карта основана на принципах выявления времени становления континентальной земной коры и стадийности ее формирования (Пейве и др., 1972, 1976).

По особенностям формирования континентальной коры центрально-казахстанские палеозойды являются одним из структурных элементов Урало-Монгольского пояса (Муратов, 1974, и др.). Они отчетливо делятся на две области (рис. 1). В современной структуре граница между этими областями может быть намечена по западным крыльям Ерементау-Ниязского и Атасуйского антиклинориев, по северному крылу Атасу-Моинтинского антиклинория, югу Токрауской впадины и юго-западному крылу Северо-Балхашского антиклинория, далее по северному крылу Центрально-Джунгарского антиклинория. Эта граница трассируется выходами существенно кремнистых толщ позднерифейско-кембрийского возраста (акдымская серия и ее аналоги), которые с той или другой долей вероятности могут сопоставляться с образованиями континентального подножия. В позднем рифее и венде к востоку и к северу от этой границы существовал океанический бассейн. Сформированный на месте этого бассейна Ерементау-Балхашский блок характеризуется однопольным становлением континентальной коры, при котором процессы вторичного расширения с образованием бассейнов океанического типа почти или вовсе не проявились. Западная часть палеозойд (Кокчетавско-Чуйский блок) характеризуется гораздо более сложным процессом становления коры. Рассмотрим сначала более простую эволюцию коры восточной части центральноказахстанских палеозойд.

ЕРЕМЕНТАУ-БАЛХАШСКИЙ БЛОК

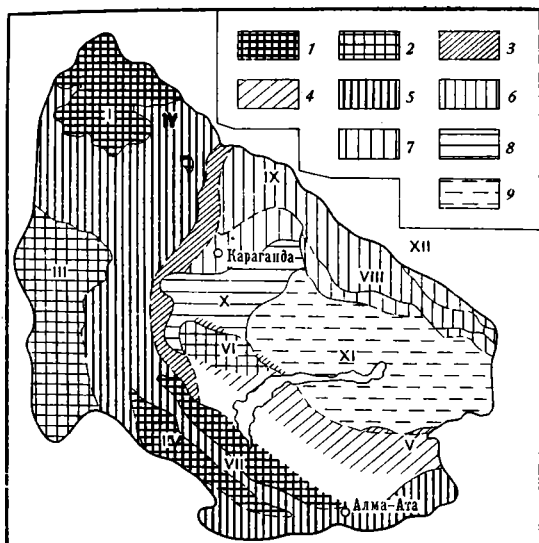


Рис. 1. Схема районирования центральноказахстанских палеозойд по возрасту кор и гранитно-метаморфических слоев.

1—2 — микроконтинент: 1 — с корой, сформировавшейся к началу позднего рифея (1 — Кокчетавский, II — Чуйский и Бурунтавский массивы), 2 — с корой, сформировавшейся к концу рифея (III — Улутавский, IV — Моинтинский, V — Южно-Джунгарский массивы); 3—4 — подножие континентального склона: 3 — с чехлом кремнистых пород и кварцевых аренитов, 4 — с чехлом карбонатных пород; 5—7 — область с девонской континентальной корой, объединяющая участки гранитно-метаморфического слоя, сформировавшиеся: 5 — в конце ордовика (VI — Степнякский синклиниорий, VII — Джалаир-Найманская зона), 6 — в первой половине силура (VIII — Чингиз-Тарбагатайский, IX — Бошекульский антиклинорий), 7 — в конце силура; 8—9 — область с позднепалеозойской континентальной корой, объединяющая участки гранитно-метаморфического слоя, сформировавшиеся: 8 — в позднем девоне (X — Жаман-Сарыусый антиклинорий), 9 — в конце раннего карбона (XI — Балхашский антиклинорий); XII — Иртыш-Зайсанская зона

В формировании коры Ерементав-Балхашского блока выделяются три стадии: океаническая, переходная («островодужная») и континентальная. Геологические комплексы, отвечающие океанической стадии, залегают на меланократовом фундаменте. Выходов пород меланократового основания относительно немного. О характере разреза можно говорить, лишь базируясь на предварительных отрывочных сведениях, собранных нами в самые последние годы. Разрез меланократового фундамента восстанавливается фрагментарно по отдельным тектоническим блокам, часто находящимся среди серпентинитового меланжа. Очень трудно судить об истинной мощности разных его частей.

Общая последовательность разреза такая же, как в эвгеосинклиналиях линейного типа: перидотиты — пироксениты — габброиды — диабазы и спилиты. Основные отличия следующие: 1) необычайно широкое развитие метаморфизованных офиолитов — гранатовых амфиболитов и горнблендитов, эклогитоподобных пород; 2) широкое распространение габбро-диабазов и офитовых

габбро, обычно тесно связанных с комплексом параллельных даек; 3) гораздо меньшее развитие пород «полосчатого комплекса», т.е. частотного переслаивания меланократовых габбро, пироксенитов, верлитов и дунитов.

Породы меланократового фундамента, особенно ультрамафиты, пересчитанные на безводный состав, по своим химическим особенностям чрезвычайно близки океаническим гипербазитам. Они содержат одинаковое количество кремнезема, магния и щелочей, характеризуются близкой железистостью, но отличаются меньшим количеством глинозема и титана. Габбро-амфиболиты также обнаруживают отдаленное сходство с некоторыми разновидностями слабо измененного габбро океанов, хотя в целом характеризуются повышенной железистостью и щелочностью (Антонюк и др., 1976).

В современной тектонической структуре породы меланократового фундамента образуют четко выраженные пояса, например, в горах Тек-

турмас, которые пространственно совпадают с зонами развития формаций, свойственных океанической стадии развития — главным образом недифференцированной спилит-диабазовой (толеит-базальтовой), реже яшмовой и кремнисто-карбонатной, — а иногда и формаций, свойственных переходной стадии (граувакковой, терригенно-кремнистой и отдаленно-кремнистой).

Соотношения пород меланократового фундамента и формаций океанической стадии не совсем ясны. Часто они имеют тектонические контакты. Но граувакки «океанических» формаций содержат обломки габбро, амфиболитов и редко серпентинитов (Антонюк, 1974).

Известны океанические комплексы двух возрастов — позднерифейско-вендского (ерементауская серия) и позднерифейско- (или вендско-?) -раннеордовикского (карамурунская, тектурмасская, итмурундинская свиты уртынджальской серии, казыкская, тюретайская и другие). Латеральные соотношения между этими комплексами неизвестны.

Сейчас мы не можем сказать, имеем ли мы дело действительно с двумя возрастными комплексами, или это один комплекс с разным хронологическим объемом в разных частях центральноказахстанских палеозоид со скользящей верхней, а может быть, и нижней возрастной границами. Ранний комплекс развит по северной и восточной периферии Ерементау-Балхашского блока палеозоид, а поздний известен ныне в срединной, прибалхашской части этого блока. Вполне вероятно, что поздний комплекс возник в результате вторичного расширения океанического ложа. Вне зависимости от правдоподобности такой картины остается бесспорным, что в течение позднего рифея и кембрия на месте Ерементау-Балхашского блока на меланократовом фундаменте сформировался океанический чехол мощностью до 6000 м, который включал спилит-диабазовую, кремнисто-карбонатную и яшмовую формации (рис. 2, I, VI). Поздний океанический комплекс имеет «сдвоенный» разрез: вулканы и венчающие их яшмы повторяются в вертикальной колонке дважды.

Спилит-диабазовая (толеит-базальтовая) формация сложена внизу недифференцированными базальтами толеитового ряда, которым резко подчинены (первые единицы процентов) глубоководные осадки — яшмы и радиоляриты, кремнистые алевролиты и аргиллиты, кремнистые туффиты, разнозернистые граувакки, реже известняки. Часто по вертикали они сменяются контрастными вулканическими толщами, содержащими наряду с толеитовыми базальтами покровы и пачки плагиобазальтов со слабым щелочным уклоном (спилиты), также переслаивающиеся с различными океаническими осадками, силлы и дайки альбитофиров и кератофиров.

Недифференцированные базальты по химическим особенностям приближаются к океаническим толеитам, хотя беднее их окисью титана и магния и превосходят их по содержанию суммарного железа. Для них, так же как для океанических толеитов, характерно резко пониженное содержание калия, которое в 2,5—4,5 раза ниже, чем содержание этого компонента в базальтах других формационных типов. Недифференцированные базальты также характеризуются весьма низким содержанием щелочных и высоким содержанием сидерофильных элементов. Величина отношения калия к рубидию в них достигает 2000, рубидия к цезию — 2, титана к цирконию — 130. Плагиобазальты по химизму не имеют прямых аналогов среди океанических базальтов и занимают промежуточное положение между океаническими толеитами и океаническими щелочными базальтами. Но в них сохраняется та же тенденция распределения элементов-примесей, что и в недифференцированных базальтах и океанических толеитах. Такая же тенденция распределения элементов-примесей характерна и для альбитофиров и кератофиров. Величина начального отношения изотопов стронция-87 к стронцию-86 в кератофирах того же

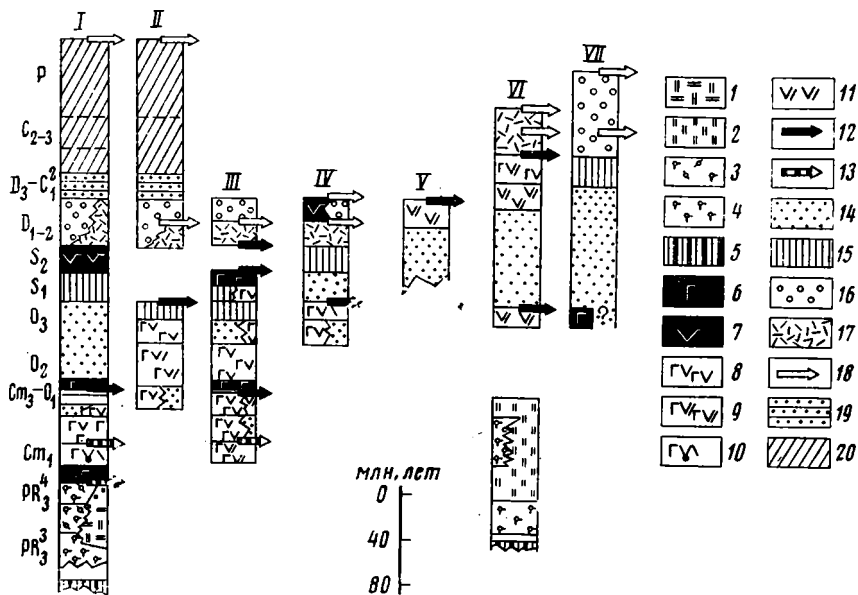


Рис. 2. Геологические комплексы океанической и переходной стадий. *Формации океанической стадии:* 1 — карбонатно-кремнистая, 2 — яшмовая, 3 — контрастно-дифференцированная спилит-плагиолипаритовая, 4 — спилит-диабазовая, 5 — параллельных даек. *Недифференцированные и слабодифференцированные вулканогенные серии в структурах вторичного растяжения:* 6 — базальтовая, 7 — андезит-базальтовая. *Формации переходной стадии:* последовательно дифференцированные серии в структурах островных дуг: 8 — базальт-андезитовая, 9 — базальт-андезит-липаритовая, 10 — базальт-трахиандезит-липаритовая, 11 — андезит-липаритовая, 12 — диорит-гранодиорит-гранитная, 13 — габбро-гранодиоритовая; осадочные формации: 14 — терригенная и терригенно-туфогенная часто флишеидная типа окраинных морей; 15 — нижняя моласса. *Формации континентальной стадии:* 16 — верхняя моласса, 17 — порфировая формация вулканических поясов, 18 — калиевых гранитоидов, 19 — карбонатная, 20 — молассоидная. *Типы разрезов:* I — Бошекульско-Ерементавский, II — Степнякский, III — Чингиз-Тарбагатайский, IV — Предчингизский, V — Акжал-Аксаранский, VI — Прибалхашский, VII — Северо-Джунгарский

порядка, что в океанических базальтах, и равна $0,7049 \pm 0,0023$, $0,7053 \pm 0,0021$ (Антонюк, 1974; Антонюк и др. 1976).

Преобразование коры Ерементав-Балхашского блока в кору континентального типа началось на участках развития раннего океанического комплекса уже в вендское время и постепенно охватывало всю остальную территорию. Процесс этот происходил крайне неравномерно и длительно, что нашло отражение в распространении чрезвычайно разнообразного спектра формаций «переходных» комплексов.

Геологические комплексы переходной стадии формирования коры центральноказахстанских палеозоид представлены двумя группами. Одна группа включает комплексы, слагающие структуры типа островных дуг (рис. 2, I, III), а другая — окраинных морей (рис. 2, V—VII). Среди комплексов островодужного типа отчетливо различаются комплексы так называемых первичных островных дуг, заложенные на «первозданной» океанической коре, и комплексы «вторичных» островных дуг, которые возникали в процессе эволюции окраинных морей. Примером первых могут служить кембрийские и ордовикские комплексы Бошекульского и Чингиз-Тарбагатайского антиклинориев, вторых — средне-позднедевонские формации Акжал-Аксаранской зоны, фаменско-турнейские вулканиты Северного Прибалхашья. Формационные ряды того и другого типа комплексов на уровне групп формаций одинаковы. И там, и здесь ряд начинается контрастно дифференцированными вулканоген-

ными габбро-плагиогранитными интрузивными формациями, которые позднее сменяются последовательно дифференцированными вулканогенными формациями и комагматичными им гранодиоритами. Но в деталях одноименные магматические формации структур типа «первичных» и «вторичных» островных дуг отличаются. Комплексы «вторичных» островных дуг более щелочные и более калиевые. Эта петрохимическая тенденция выдерживается повсеместно, но часто маскируется региональными петрохимическими особенностями (Ляпичев и др., 1976).

Среди «первичных» островодужных структур есть моноциклические и долго живущие полициклические. «Вторичные» островодужные структуры всегда моноциклические. Полициклическое развитие «первичных» дуг — обычное явление. Так, в Чингиз-Тарбагатайской островодужной структуре, развивавшейся в течение кембрия, ордовика и силура, отмечаются комплексы четырех циклов (см. рис. 2). При этом последовательно формирующиеся геологические комплексы составляют один эволюционный ряд, в магматитах которого со временем нарастает кремнекислотность, щелочность и доля калия в ней. В целом же среди вулканических пород преобладают порфириды и их туфы андезитового и андезито-базальтового состава, обычно зеленокаменно измененные, в заметном количестве встречаются кислые дифференциаты. Среди осадков много кремнистых и тонкообломочных отложений грауваккового состава, но местами присутствует грубообломочный материал кварц-полевошпатового, полимиктового и вулканомиктового состава и биогермные известняки; часто развиты ритмично построенные толщи. Количество осадочных пород вверх по разрезу повсеместно увеличивается (Самыгин, 1974). Суммарная мощность островодужных комплексов оценивается не менее чем в 13000 м.

Район Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория примечателен еще и тем, что он наглядно иллюстрирует последовательность и направленность формирования гранитно-метаморфического слоя в пределах крупной островодужной структуры. Возраст комплексов — показателей становления гранитно-метаморфического слоя омолаживается в «центробежном» направлении, и нами выделяются участки с временем становления этого слоя в первой половине и в конце силура (см. рис. 1, 2, III, IV). Если в центральных частях более древнего участка нижняя моласса (талдыбойская свита) и постепенно сменяющая ее выше вулканогенная формация (намасская свита) являются верхнеордовикскими, а по окраинам этого участка аналогичные им формации — нижнесилурийскими (альпейская и жумацкая свиты на юго-западе, доненжальская свита на северо-востоке), то в пределах участков более молодого гранитно-метаморфического слоя нижние молассы относятся уже к верхнему силуру, внедрение же магматических комплексов-показателей (гранодиоритов и биотитовых гранитов) произошло на рубеже силура и девона.

Геологические комплексы структур типа окраинных морей сложены по преимуществу терригенными осадочными формациями, либо терригенными и кремнистыми формациями флишеидного облика (см. рис.2). На Жаман-Сарысуйском, Атасуйском, Атасу-Моинтинском антиклинориях, в Нуринском и Карасорском синклинориях (срединная часть Ерементау-Балхашского блока) они представлены песчано-алевритовыми отложениями среднего и верхнего ордовика (чажогайская и шундинская свиты), зеленоцветными песчаниками и алевrolитами нижнего силура, нижнего, среднего и частично верхнего девона (майские слои), иногда содержащими прослой кислых и основных туфов (Нуринский и Карасорский синклинории). На Балхашском антиклинории это ритмично-слоистые песчано-алевритовые толщи силура и всего девона; в Предчингизье и в Джунгарии — те же толщи, существенно обогащенные вулканогенным и вулканомиктовым материалом (Щерба, 1973).

Если представить современную картину пространственного размещения геологических комплексов переходной стадии, то, отвлекаясь от масштабов горизонтальных движений, которые мы сейчас не можем оценить и учесть в полной мере, можно видеть, что на раннепалеозойском этапе геологической истории Еремантау-Балхашский блок представлял собой сочетание вулканической островной дуги (Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий), в пределах которой гранитно-метаморфический слой в значительной мере сформировался уже к силуру, и отгороженного этой дугой от океанического бассейна (Иртыш-Зайсанская зона) окраинного моря, где этот процесс завершился много позже — в конце девона и раннего карбона. Так, на Жаман-Сарысуйском антиклинории и в Успенской зоне комплекс — показатель становления гранитно-метаморфического слоя представлен франскими вулканитами, а в Северном Прибалхашье — нижней молассой с вулканитами (каркаралинская и калмак-эмельская свиты) и гранитоидами (балхашский и тодарский комплексы) визе-башкирского возраста. Некоторое представление о длительном и сложном характере развития коры переходного типа дает рис. 2, где указано начало и продолжительность формирования комплексов переходной стадии в различных структурных зонах, а также возраст гранитоидных интрузий. Процесс гранитизации океанического субстрата и его чехла был весьма неравномерным. По длительности его (вероятно, зависящей от интенсивности процесса и проницаемости коры) зоны различаются на 250 млн. лет.

Длительность процесса преобразования коры в течение переходной стадии ее эволюции привела к тому, что в Еремантау-Балхашском блоке центральноказахстанских палеозоид выделяются две области: одна с континентальной корой, возникшей в девоне, когда началось формирование известково-щелочного (до субщелочного) вулканогенного комплекса (кайдаульская свита) и калиевых гранитов так называемого девонского вулканического пояса, а другая — к среднему карбону, времени массового появления аналогичных пород в составе позднепалеозойского вулканического пояса (керегетасская свита, калдырминский и саякский интрузивные комплексы). Таким образом, эти два пояса, с которыми ассоциируют соответствующие верхние молассы, выступают как комплексы — показатели становления континентальной коры с развитым на больших пространствах в виде сплошной оболочки гранитным слоем.

Во многих местах рассматриваемого блока палеозоид распространены ультракислые и щелочные граниты, образовавшиеся много позже комплексов — показателей становления коры континентального типа. Их возраст в северной и восточной частях Еремантау-Балхашского блока — послесреднедевонский, а в южной части — позднепермский (акчатауский комплекс). Они указывают на продолжавшийся процесс созревания коры. Эти граниты в петрохимическом отношении являются конечным членом одного исторического ряда гранитоидных комплексов, чей состав отражает генеральную петрохимическую тенденцию становления континентальной коры, показателем зрелости которой надо считать степень кремнекислотности и калиевой щелочности.

Таковы главные вехи становления коры континентального типа на месте океанического субстрата восточного блока центральноказахстанских палеозоид. Следует подчеркнуть, что изложенный материал не дает никаких оснований для предположений об изначально сиалическом, континентальном ложе геосинклинальных структур на рассмотренной территории.

КОКЧЕТАВСКО-ЧУЙСКИЙ БЛОК

Существенно иной была эволюция коры в западном блоке центральноказахстанских палеозоид. К вендскому времени, т. е. к тому времени, когда в Еремантау-Балхашском блоке появились лишь первые зародыши

островных дуг, Кокчетавско-Чуйский блок представлял собой микроконтинент, состоявший из нескольких разнородных докембрийских массивов. Наиболее крупные из них — Кокчетавский и Улутавский — отличались последовательностью геологических событий в процессе формирования коры.

Древнее раннедокембрийское (дорифейское) ядро, занимающее центральную часть Кокчетавского массива, сложено глубокометаморфизованными породами зерендинской серии. Здесь широко проявлена гранитизация: калиевый порфиробластез, мигматиты и гранито-гнейсы калиевого ряда, образовавшие поля гранито-гнейсовых куполов к началу рифея, т. е. примерно ко времени 1,6 млрд. лет тому назад. Широкое

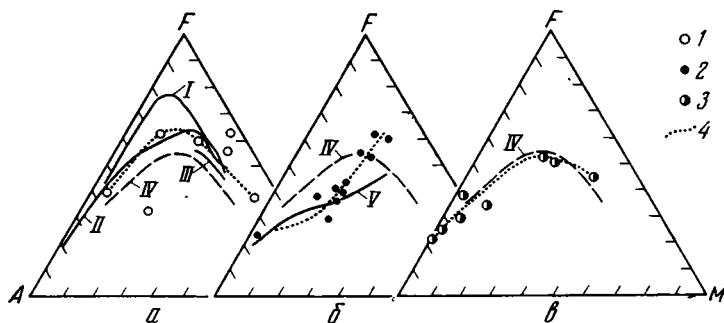


Рис. 3. Диаграммы *AFM* вариаций состава вулканитов позднего докембрия Кокчетавского массива

I — фигуративные точки анализов вулканитов нижнего — среднего рифея западной окраины массива (*a*); *2* — то же восточной окраины массива (*б*); *3* — то же терминального рифея (*в*); *4* — петрохимические тенденции в породах Кокчетавского массива. Линии на диаграммах: *I* — вариации состава в породах плутона Скергаард; *II* — в породах третичного вулкана Тингмули, Исландия (*I, II* — Carmichael, 1964, фиг. 3); *III* — в породах позднеэретичного базальтового потока Мак-Картис, Нью-Мексико (Carden, Loughlin, 1974); *IV* — граница между толеитовыми сериями — сверху и известково-щелочными — снизу (Irvine, Baragar, 1970, фиг. 2); *V* — вариации состава серии: высокоглиноземистый базальт — андезит — дацит — риолит (Carmichael, 1964)

проявление калиевой гранитизации в пределах этого сложного складчатого комплекса позволяет предполагать, что здесь формировалась земная кора, дифференцированная на базальтовый и гранитно-метаморфический слой.

В раннем — среднем рифее древнее ядро Кокчетавского массива уже выступает как сиалический блок, западнее которого накапливаются основные вулканиты ефимовской серии, метаморфизованные в зеленосланцевой фации (Розен, 1971). Это высоко магнезиальные толеиты (основание разреза неизвестно), в меньшей мере — кислые вулканиты, которые сопровождалась граувакками, черными глинистыми (аспидными) сланцами, железистыми и карбонатными отложениями общей мощностью более 5000 м. Вариации составов вулканитов обнаруживают толеитовую тенденцию, весьма близкую к закономерностям изменения состава лав вулкана Тингмули, Исландия (рис. 3, *a*) а также сходных с ними толеитовых серий Гавайских островов и Срединно-Атлантического хребта. Если проведенная параллелизация справедлива, а в этом убеждают также данные по геологическому положению вулканитов и ассоциация вулканитов с такими породами, как черные аспидные сланцы, известняки и мощные глинисто-песчаные отложения, можно предполагать существование земной коры океанического типа западнее древнего ядра Кокчетавского массива в раннем — среднем рифее.

Восточнее древнего ядра в это время формировалась вулканическая толща, в которой резко преобладают средние и основные вулканиты. Они

представлены высокоглиноземистыми базальтами и андезитами с относительно пониженной магнезиальностью, с которыми ассоциируют калиевые, редко натриевые дациты и риолиты, относящиеся к даутской свите ефимовской серии. Особенности химизма вулканитов этого комплекса (рис. 3, б) — преобладание высокоглиноземистых базальтов и андезитов, непрерывный характер серии, присутствие натровых разновидностей риолитов — позволяют предполагать, что даутские вулканиты формировались в условиях островной дуги, содержавшей фрагменты земной коры континентального типа. Вулканиты верхнего рифея, представленные порфироидами кууспекской свиты боровской серии, относятся главным образом к калиевым риолитам и соответствуют в целом порфировой формации. По-видимому, в пределах древнего ядра Кокчетавского массива уже к началу верхнего рифея сформировалась достаточно мощная земная кора, подобная по своему строению коре современных континентов. Об этом также свидетельствует широкое развитие кварцево-песчаных толщ (кварцевые арениты кокчетавской свиты), которые вместе с порфировой формацией могут рассматриваться как комплекс — показатель становления континентальной коры.

Существенно иные особенности обнаруживает вулканизм последнего временного отрезка докембрия — венда, представленный нематаморфизованными отложениями николюско-бурлукской серии. Выявленная в целом толеитовая тенденция этих вулканитов (см. рис. 3, в), подтверждаемая здесь присутствием натровых риолитов, осложняется, во-первых, широким и самостоятельным развитием калиевых риолитов, которые обусловили общий контрастный характер серии, и, во-вторых, несколько повышенной щелочностью базальтоидов. Связь с грубообломочными полимиктовыми конгломератами и локальное распространение этих отложений на массиве в приразломных впадинах в ассоциации с гипербазитами позволяют предполагать, что эти вулканиты генетически связаны с процессами вторичного растяжения в зонах, подобных континентальным рифтам. Об этом также косвенно свидетельствует латеральный переход в синхронную ассоциацию базальтовых и кремнистых пород за пределами палеоконтур массива. Относительно контрастные базальт-риолитовые серии связаны, по-видимому, с развитием рифтовых структур в участках относительно консолидированной сиалической коры (Маракушев, 1975).

В пределах Улутавского массива древнейшие докембрийские образования представлены порфироидами типа липаритовых порфириров, риолитов. Калиевая тенденция в кислых вулканитах, а также калиевая гранитизация с возрастом 1100—950 млн. лет свидетельствуют о существовании достаточно зрелого гранитно-метаморфического слоя в раннем рифее. Средне-позднерифейская история развития Улутавского массива характеризуется накоплением резко сокращенных разрезов карсакпайской серии (в объеме, выделенном М. С. Марковым, 1962) в областях поднятий и формированием мощных контрастных по составу толщ на их склонах. Этот этап начинается с накопления грубообломочных конгломератов и вулканогенных пород несколько повышенной щелочности (сарысайская свита) и отмечает начальную стадию образования рифтогенных структур. Возникают протяженные зоны деструкции, которые сопровождаются основными вулканитами, превращенными в порфиритоиды, амфиболиты, и амфибол-цоизитовые сланцы в ассоциации с гипербазитами. По составу породы варьируют от безоливиновых толеитовых базальтов до толеитовых андезитов (рис. 4, а).

Еще одна фаза растяжения и деструкции коры с образованием нового вулканогенного комплекса (бурмашинская свита) проявилась при завершении формирования карсакпайской серии. В более молодых базальтоидах намечается тенденция изменения химизма от толеитовых базальтов к известково-щелочным типам.

В контрастных сериях пород среднего — верхнего рифея Улутавского массива химизм основных пород широко варьирует от толеитовых до известково-щелочных типов пород, от базальтов до андезитов (рис. 4, б). Породы кислого ряда на диаграммах *AFM* резко обособлены от основных пород и по химизму близки к орогенным липаритам. Очевидно, они являются коровыми продуктами.

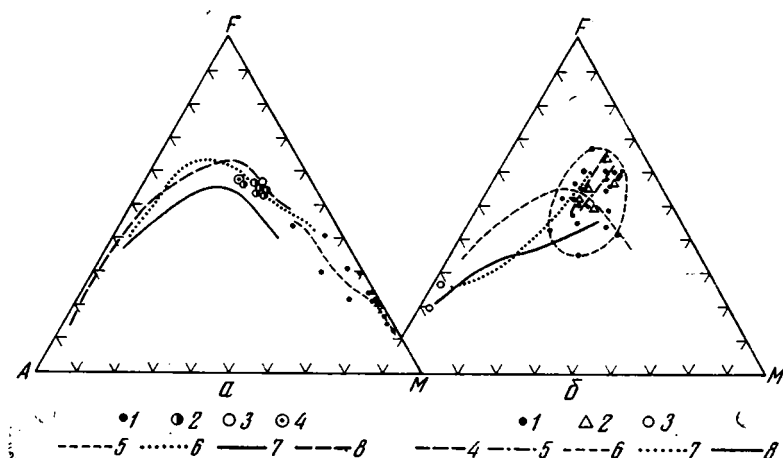


Рис. 4. Диаграммы *AFM* вариаций состава вулканитов среднего (а) и среднего — верхнего (б) рифея Улутавского массива.

(а) 1 — фигуративные точки анализов гипербазитов (Петрография Центрального Казахстана, т. II, 1971), 2 — вулканитов зон деструкции, 3—4 — средних составов пород по Ноккольдсу (Nockolds, 1954): 3 — безоливиновый толеитовый базальт, 4 — толеитовый андезит. Вариационные кривые: 5 — гипербазитов Улутая, 6 — пород нижнего — среднего рифея западной части Кокчетавского массива (рис. 3, а), 7 — граница между толеитовыми и известково-щелочными сериями (Irvine, Baragar, 1970, fig. 2), 8 — вариационная кривая пород третичного вулкана Тингмули, Исландия (Carmichael, 1964, fig. 3). (б) Вулканиты среднего — верхнего рифея: 1 — фигуративные точки анализов основных вулканитов карсакапской серии (Марков, 1962; Розанов, 1976), 2 — основных вулканитов жаксыкаиндинской свиты (Петрография Центрального Казахстана, т. I, 1967), 3 — кислых вулканитов верхнего рифея (Розанов, 1976). Вариационные кривые: 4 — анализ пород бурмашинской свиты (Розанов, 1976), 5 — жаксыкаиндинской свиты, 6 — граница между толеитовыми и известково-щелочными сериями, 7 — пород нижнего — среднего рифея восточной окраины Кокчетавского массива (рис. 3, б), 8 — пород высокоглиноземистой базальт — андезит — дацит — риолитовой серии Каскадных гор, США (Carmichael, 1964)

Следующий этап становления коры Улутавского массива знаменуется формированием верхнерифейского кислого вулканогенного комплекса (коксуйская серия) с возрастом 800—700 млн. лет и образованием калиевых гранитов с возрастом 650—600 млн. лет (Зайцев и др. 1972). Таким образом, признаки формирования коры континентального типа (Пейве и др., 1972) в Улутавском массиве охватывают значительный интервал времени, проявляясь в виде длительного процесса калиевой гранитизации и становления гранитоидов (Павлова, 1964).

Судя по фрагментарным данным, сходную с только что рассмотренной историей формирования континентальной коры можно предполагать для Моинтинского (Вознесенский, 1971) и Южно-Джунгарского массивов, которые, по-видимому, составляли одно целое. Думается, что так называемая Чуйская глыба, очень близкая по особенностям своего развития в докембрии к Кокчетавскому массиву, в конце рифея — начале венды также входила в состав микроконтинента.

В рифее и венде во многих местах микроконтинента заложились зоны вторичного растяжения (Джалаир-Найманская, Сарытумская и др., Маркова, 1961), которые, однако, не привели к образованию бассейнов

океанического типа (рис. 5). В кембрии возникла также протяженная зона растяжения, расширяющаяся к северу от Джалаир-Найманской зоны к Степнякскому прогибу. В пределах последнего в начале среднего ордовика зародилась островная дуга. Формационный ряд этой островной дуги (рис. 2, II) — сагская серия, лидиевская и майлисорская свиты — в целом не отличается от поздних формационных рядов полициклических «первичных» островных дуг, таких, как Чингиз-Тарбагатайская. Однако он начинается контрастно дифференцированной спилит-липаритовой

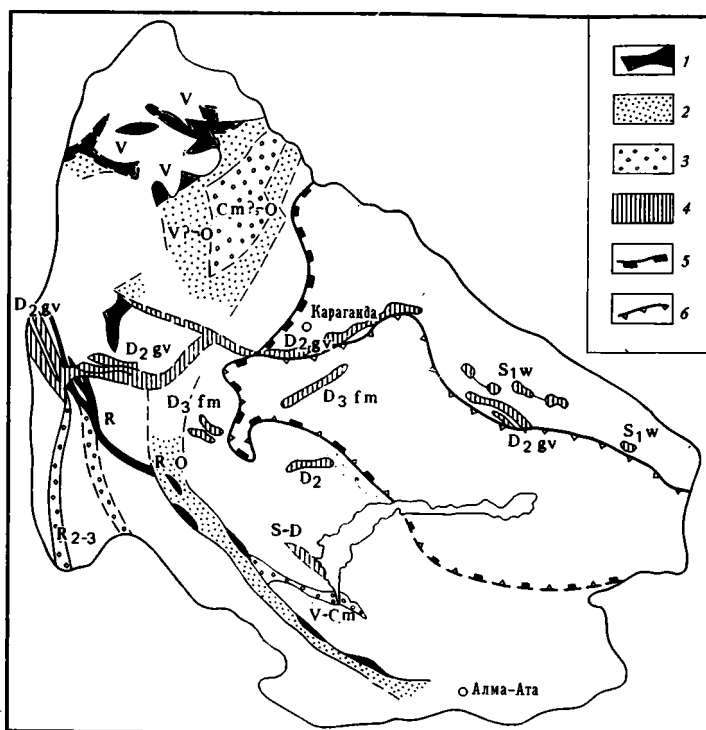


Рис. 5. Схема распространения зон деструкций. Структуры рифтингового типа: 1—2 — развивавшиеся на меланократовом основании (1 — редуцированного цикла развития, 2 — полного цикла развития); 3 — развивавшиеся на утоненном гранитно-метаморфическом слое; 4 — структуры вторичного растяжения типа вулканических грабенов и впадин; 5 — граница Кокчетавско-Чуйского и Ерементау-Балхашского блоков; 6 — граница областей с девонской и позднепалеозойской корой

формацией, кислые члены которой характеризуются высоким уровнем щелочности и чрезвычайно большой дисперсией содержания калия и натрия. Подобных формаций нет ни в одной структуре. Ерементау-Балхашского блока. Эта особенность, очевидно, связана с положением структур вторичного растяжения в пределах Кокчетавско-Чуйского блока с докембрийской континентальной корой. Появление в позднем ордовике нижней молассы (маятаская свита) и гранодиоритов (крыккудукский комплекс) знаменовало становление в их пределах зрелого гранитно-метаморфического слоя. Время образования новой континентальной коры маркируется раннедевонскими гранитоидами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из краткого обзора, в двух основных блоках палеозойд Центрального Казахстана принципиальный ход преобразования океанической коры в континентальную сохранялся, хотя последовательность событий существенно различалась. Одним из таких существенных отличий

является разный тип зон деструкции. Последние в истории центрально-казахстанских палеозойд играли настолько большую роль, что заслуживают хотя бы краткого рассмотрения.

Структуры «вторичного растяжения», которые условно обозначены нами как деструктивные, составляют две группы (рис. 5). Структуры вторичного растяжения первой группы возникают и относительно недолго функционируют на фоне продолжающегося процесса сиализации океанической коры; деструктивная роль их заключается в «разубоживании» создающейся континентальной коры более основным базальтовым или андезито-базальтовым материалом (см. рис. 2). Происходит это часто во время формирования нижних моласс (переходная стадия), или позже, в начале континентальной стадии. В целом же магматические формации этих структур подчиняются общей петрохимической тенденции, так что любой конкретный исторический ряд их обнаруживает со временем увеличение кремнекислотности и калиевой щелочности (Никитина, Шужанов, 1974). В качестве примеров могут служить жумацкая свита ($S_1\omega$) Чингиз-Тарбагатайской зоны, вулканиты Мынарала (S_1), Предчингизья, Спасской зоны и Сарысу-Тенизского водораздела (D_2gv), Джайльминской мульды (D_3fm).

Другая группа деструктивных зон характеризуется новообразованием океанической или субокеанической коры в результате рифтинга и раздвигания континентальной коры; при этом раздвиг мог происходить на разных глубинных уровнях, отражаясь в особенностях химизма, сопровождающих вулканитов. По особенностям химизма структуры этой группы близки к рифтовым. В казахстанских палеозойдах, как и в некоторых других районах, типоморфной формацией является контрастная базальт-липаритовая формация с весьма характерными взаимоотношениями калия и натрия в липаритах. Химизм и особенности развития некоторых структур рифтингового типа были рассмотрены выше при описании Кокчетавско-Чуйского блока.

В заключение следует подчеркнуть главные особенности эволюции коры в палеозойдах Центрального Казахстана. Формирование континентальной коры протекало длительно и развивалось стадийно. Этот процесс начался с возникновения отдельных участков гранитно-метаморфического слоя среди безграничных океанических структур. К концу докембрия обособились два крупных блока. В Еремантау-Балхашском блоке становление континентальной коры продолжалось с самого конца венда вплоть до конца палеозоя и имело однонаправленный характер. Оно началось с формирования в отдельных местах и в разное время участков гранитно-метаморфического слоя (ранее всего — в пределах островодужных структур), позднее объединившихся в обширные области зрелой континентальной земной коры. Кокчетавско-Чуйский блок к концу докембрия представлял собой микроконтинент с развитой континентальной корой, формирование которой происходило в разных докембрийских массивах по-разному. С венда интенсивно проявились деструктивные процессы, приведшие к довольно широкому развитию новообразованных океанических структур. Процесс созидания коры континентального типа в их пределах протекал относительно быстро и закончился уже к девону. Сочетание конструктивного и деструктивного процессов привело к формированию складчатой области мозаичного типа.

Литература

- Антонюк Р. М. Океаническая кора эвгеосинклинали области востока Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Антонюк Р. М., Глухин И. В., Климахина З. А. Раннегеосинклинали магматические формации палеозойд Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 4.

- Вознесенский В. Д.* Стратиграфия допалеозойских и нижнепалеозойских отложений Ата-су-Моинтинского водораздела.— В кн.: Докембрий Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А., Ступникова Н. И., Траянова М. В., Филатова Л. И.* Итоги геохронологического изучения докембрия Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8.
- Ляпичев Г. Ф., Чолпонкулов Т. Ч., Звонцов В. С., Никитина Л. Г., Азбель К. А., Копятевич Р. А., Кузубный В. В., Леонов А. В., Лялин Ю. И., Севрюгин Н. А., Тимофеева Е. Н., Токмачева С. Г., Фрид Н. М., Шужанов В. М., Ярославцева Н. С.* Закономерности развития вулканизма Казахстана.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976.
- Маркушев А. А.* Петрохимия метаморфических пород в связи с проблемой выделения формаций по составу исходных отложений.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975.
- Марков М. С.* Тектоника южной части Карсакпайского синклиория.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 72.
- Маркова Н. Г.* Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпакадалы.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 62.
- Муратов М. В.* Урало-Монгольский складчатый пояс.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Никитина Л. Г., Шужанов В. М.* Закономерности размещения и петрохимические особенности девонских вулканических ассоциаций Центрального Казахстана.— Тез. II Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, «Недра», 1974.
- Павлова Т. Г.* Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улугау.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 101.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Петрография Центрального Казахстана, т. I, М., «Наука», 1967.
- Петрография Центрального Казахстана, т. II, М., «Наука», 1971.
- Розанов С. Б.* Спилитовая джеспилитоносная формация раннего протерозоя Казахстана.— В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1976.
- Розен О. М.* Стратиграфия и радиогеохронология Кокчетавского массива.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Самыгин С. Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1974, вып. 253.
- Щерба И. Г.* Герцинская структура Северного Прибалхашья.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1973, вып. 249.
- Carden J. R. Loughlin.* Petrochemical variations within the Mc Cartis Basalt flow, Valencia country New Mexico.— Bull. Geol. Soc. America, 1974, No. 9.
- Carmichael J. S. E.* The Petrology of Tingmulí a tertiary volcano in Eastern Iceland.— J. petrol., 1964, v. 5, part. 3.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.— Canad. j. Earth sci., 1971, v. 8, No. 5.
- Nockolds S. R.* Average chemical composition of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, No. 10—12.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
18 марта 1977 г.

УДК 551.24(265.2+265.3+265.4)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА, Ю. Н. РАЗНИЦИН,
О. А. ШМИДТСРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА БЕРИНГОВА,
ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ

Краевые моря — Берингово, Охотское и Японское имеют разное тектоническое строение и происхождение. Глубоководные котловины Берингова моря сформировались в результате отделения Алеутской островной дугой части океана с последующим прогибанием дна котловин. Южно-Охотская котловина представляет собой линейный тыловой прогиб, сопряженный с островной дугой, разрушивший более ранний тектонический план; вообще значительная часть дна Охотского моря характеризуется мозаичной структурой и представляет область неустойчивого режима земной коры. Глубоководная котловина Японского моря является новообразованной, возникшей в результате тектонической деструкции зрелой континентальной коры. Все указанные процессы относятся к кайнозою. Тектоническая деструкция — явление широко распространенное, но еще недостаточно познанное. Она проявляется в разных формах. В пределах северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса хорошо выявляется деструкция, свойственная геосинклинальной стадии тектогенеза.

В развитии современной геосинклинальной теории важную роль играют данные о строении и структурной эволюции краевых морей Тихоокеана. Эти моря принадлежат приокеаническому геосинклинальному поясу. Новейшие исследования, проведенные в Геологическом институте АН СССР и отраженные на только что составленной Тектонической карте Северной Евразии¹, показали, что краевые моря (в их значительной части) лежат в пределах полосы, в которой земная кора континентального типа еще не полностью сформировалась. Это открывает интересные возможности, чтобы выяснить, каков механизм превращения океанической коры в континентальную, какие при этом происходят структурные и вещественные преобразования.

Мировой материал показывает, что в тектонически динамичных областях большое значение имеют крупные раздвиги и вообще деструктивные процессы. Выясняется, что им принадлежит большая роль также в развитии Тихоокеанского тектонического пояса (Кропоткин, Шахварстова, 1965). На примере Тихоокеанского пояса было показано, что геосинклинальный процесс протекает сложным путем с постоянным перемещением тектоносферных масс в разных направлениях и что существующие представления об этом процессе должны быть значительно расширены и углублены (Пущаровский, Яншин, 1974). Такое представление позволяет по-новому подойти к анализу строения дна морей, о которых идет речь в статье, и, как нам кажется, полнее и глубже раскрыть геодинамику геосинклинальных приокеанических поясов.

Единства взглядов о структуре и тектоническом развитии Берингова, Охотского и Японского морей, как известно, нет. Это относится, напри-

¹ Карта была доложена на совещании, посвященном тектонике СССР, созданном Межведомственным тектоническим комитетом в феврале 1977 г. См. также статью А. В. Пейве и др., 1976 г.

мер, к пониманию происхождения существующих в них глубоководных котловин. Некоторые геологи и геофизики (Васильковский, Евланов, 1977; Сычев и Снеговской, 1976) рассматривают все их как реликты океана. Другие считают котловины молодыми новообразованиями, получившимися в результате опускания континентальных структур. Третьи (Пущаровский, 1972) полагают, что они имеют весьма различное происхождение. Есть мнение, что краевые моря образовались согласно модели спрединга (Watts et al., 1977) и т. п.

Очень противоречиво понимание строения центральной части Охотского моря и вообще его структуры. Рядом авторов поддерживается, например, представление о существовании здесь большого сиалического блока — срединного массива «Охотни»². С другой стороны, существуют работы, отрицающие такой массив (Марков и др., 1967). Однако нужно заметить, что вообще тектоническое районирование дна Охотского моря находится еще на совершенно недостаточном уровне.

Разногочия имеются также в отношении трактовки структуры дна Берингова моря. Особенно это относится к пониманию тектонических связей между северо-восточными районами Азии и Аляской. Дискутируется тектоническая природа поднятия Шириша.

В части, касающейся Японского моря, дебатированы вопросы о времени его возникновения, о структуре возвышенности Ямато и ее отношении к тектоническим образованиям суши и др.

Необходимо упомянуть также о взглядах, отрицающих геосинклинальную природу краевых морей (Сычев, Снеговской, 1976), хотя сторонников обратной точки зрения несравненно больше. Одной из последних работ, трактующих глубоководные котловины как геосинклинальные формы, является книга К. В. Боголепова и Б. М. Чикова (1976).

В предлагаемой статье мы коснемся строения и тектонического развития всех трех акваторий, затрагивая также и некоторые вопросы геологии их обрамления. Анализ тектоники акваторий был выполнен в ходе составления тектонических карт Берингова, Охотского и Японского морей, авторами которых были соответственно О. А. Шмидт, Ю. Н. Разницын и Е. Н. Меланхолина. Масштабы карт: 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000. Принципом анализа было выявление времени и стадий становления континентальной земной коры и структурных преобразований, сопровождающих этот процесс.

Необходимо добавить, что еще немного лет назад не было ясного представления, что эвгеосинклинали зарождаются на океаническом субстрате и время начала их развития оставалось подчеркнута проблематичным. Отсюда и принцип тектонического районирования в зависимости от времени не начала, а завершения геосинклинального процесса. Сейчас благодаря новому шагу в геосинклинальной теории мы можем судить и о времени завершения, и о времени начала. Таким образом, этот сложный природный процесс — геосинклинальный процесс — попал в поле нашего зрения полностью. К этому привел, в частности, и анализ современных геосинклиналей в Тихоокеанском поясе. В то же время новые идеи в свою очередь открыли дополнительные возможности для познания современных геосинклинальных явлений в приокеанических областях, и авторы хотели бы надеяться, что им удастся показать это данной статьей.

Объем статьи не позволяет подробно осветить историю взглядов по рассматриваемым вопросам. Как известно, литература существует очень большая. Мы сможем цитировать только немногие работы.

² Доклад Ю. А. Косыгина и др. на совещании по тектонике СССР Межведомственного тектонического комитета в феврале 1977 г.

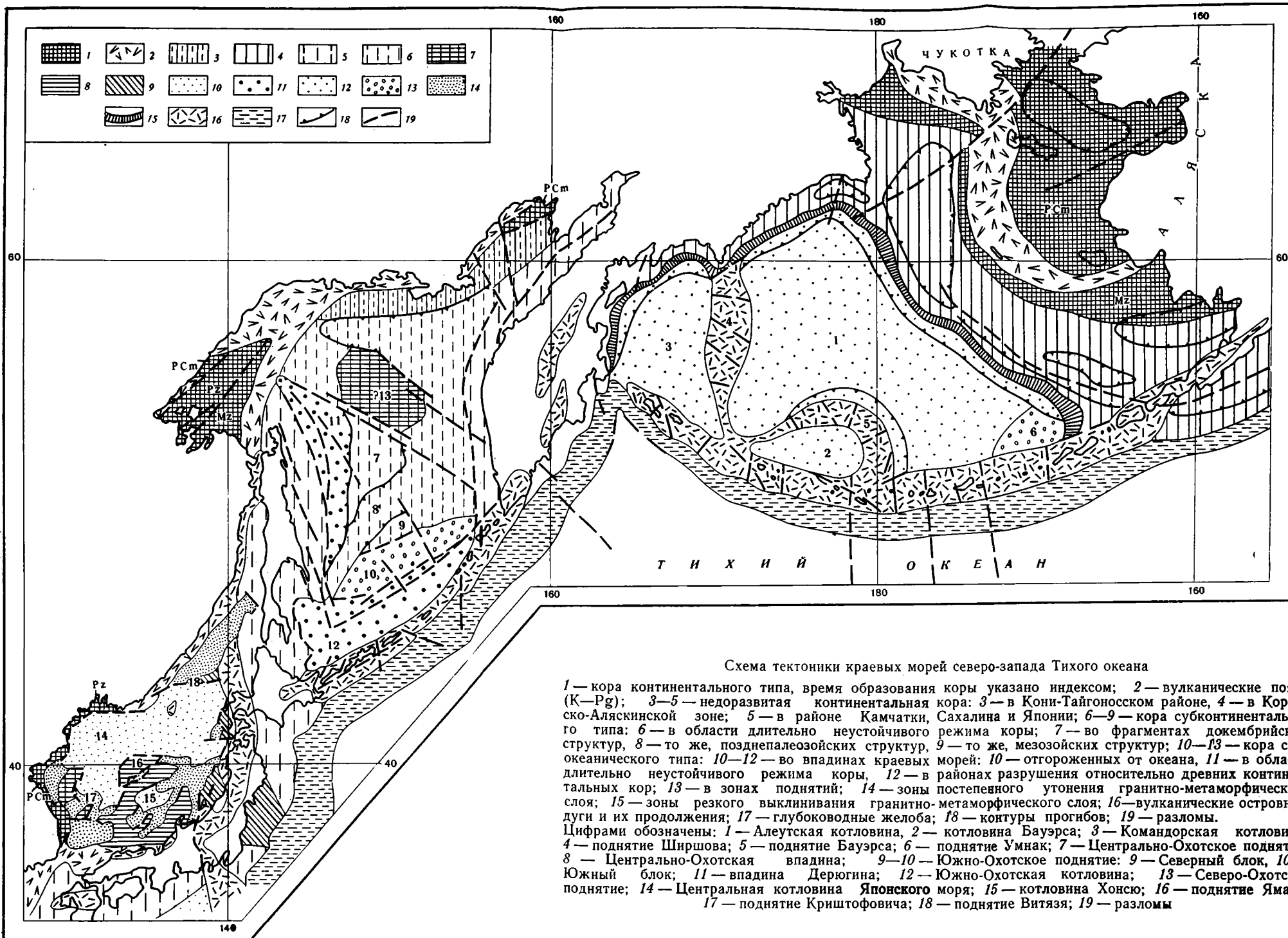


Схема тектоники краевых морей северо-запада Тихого океана

1 — кора континентального типа, время образования коры указано индексом; 2 — вулканические пояса (К—Pg); 3—5 — недоразвитая континентальная кора: 3 — в Кони-Тайгоносском районе, 4 — в Коряско-Аляскинской зоне; 5 — в районе Камчатки, Сахалина и Японии; 6—9 — кора субконтинентального типа: 6 — в области длительно неустойчивого режима коры; 7 — во фрагментах докембрийских структур, 8 — то же, позднепалеозойских структур, 9 — то же, мезозойских структур; 10—13 — кора субокеанического типа: 10—12 — во впадинах краевых морей: 10 — отгороженных от океана, 11 — в области длительно неустойчивого режима коры, 12 — в районах разрушения относительно древних континентальных кор; 13 — в зонах поднятий; 14 — зоны постепенного утонения гранитно-метаморфического слоя; 15 — зоны резкого выклинивания гранитно-метаморфического слоя; 16 — вулканические островные дуги и их продолжения; 17 — глубоководные желоба; 18 — контуры прогибов; 19 — разломы. Цифрами обозначены: 1 — Алеутская котловина, 2 — котловина Бауэрса; 3 — Командорская котловина; 4 — поднятие Ширшова; 5 — поднятие Бауэрса; 6 — поднятие Умнак; 7 — Центрально-Охотское поднятие; 8 — Центрально-Охотская впадина; 9—10 — Южно-Охотское поднятие; 9 — Северный блок, 10 — Южный блок; 11 — впадина Дерюгина; 12 — Южно-Охотская котловина; 13 — Северо-Охотское поднятие; 14 — Центральная котловина Японского моря; 15 — котловина Хонсю; 16 — поднятие Ямато; 17 — поднятие Криштофовича; 18 — поднятие Витязя; 19 — разломы

В северо-западном секторе Тихоокеанского тектонического пояса, как и всюду на западе Тихого океана, выделяются две подольные зоны: окраинно-материковая и окраинно-океаническая. Первая из них характеризуется повсеместным присутствием в разрезе земной коры гранитно-метаморфического слоя. Граница распространения полноразвитого типа континентальной коры примерно отвечает полосе Восточно-Азиатского вулканического пояса. Восточнее (до фронтальных глубоководных желобов) лежит область, где гранитно-метаморфический слой хотя и присутствует, но не всюду, и если рассматривать область в целом, континентальная кора здесь еще не полностью сформировалась. Окраинно-океаническая зона включает тектонические системы: глубоководный желоб — островная дуга — краевое море (глубоководную часть), а также восточную Камчатку, как краевое поднятие современного геосинклинального пояса. Соответствующие особенности строения здесь земной коры хорошо известны.

Окраинные моря включают структурные зоны с разными свойствами земной коры. Их водами покрыты районы как окраинно-материковой, так и окраинно-океанической зон. Тектоника морей будет описана в последовательности — Берингово, Охотское, Японское моря, т. е. в направлении с севера на юг (рисунок). В заключительной части будут сделаны выводы, основанные на сравнительно-тектоническом анализе.

Берингово море. Тектоническая система Алеутской дуги и глубоководного желоба ограничивает на юге обширный и сложнопостроенный регион Берингова моря, где выявляются структурные связи между Азией и Северной Америкой. Северная часть этой площади представляет собой обширную шельфовую область. Южная часть характеризуется расчлененным рельефом дна, где глубоководные котловины разделены поднятиями; вместе с Алеутской системой она отвечает области современного геосинклинального процесса.

В шельфовой части Берингова моря с севера на юг выделяются 4 тектонические зоны, отличающиеся временем становления земной коры континентального типа.

Самую северную зону занимают продолжения чукотских и северо-американских структур. Со стороны Чукотки сюда протягивается крупное поднятие, сложенное докембрийскими кристаллическими породами, и структуры, образованные смятыми палеозойскими терригенно-карбонатными толщами. Со стороны Аляски — блок Сьюард, где под палеозойскими отложениями залегают метаморфические комплексы докембрийского возраста.

Далее на юг простирается зона мезозойской континентальной коры. Она протягивается от Аляскинского хребта южнее о. Нунивак в сторону о. Св. Матвея. Здесь зона сужается, перекрываясь образованиями вулканического пояса. На Чукотке ей соответствует зона мезозойского хребта Золотого (Александров, 1975), сходная по формационным особенностям и характеру гранитоидного магматизма.

Зона вулканического пояса наложена на образования описанных выше тектонических зон и является продолжением хорошо изученного Охотско-Чукотского отрезка окраинного вулканического пояса. В Беринговом море породы вулканического пояса хорошо обнажены на западе о. Св. Лаврентия и на о. Св. Матвея, где известны толщи переслаивающихся кислых и средних субаэральных эффузивов и ассоциирующие с ними тела гранитоидов с возрастом 74—76 млн. лет (К—Аг-метод)³. Отдельные участки распространения подобных пород имеются в ряде мест на Аляске, однако в целом пояс прерывается в Беринговом море,

³ Устное сообщение В. Паттона (W. Patton).

не доходя до берегов Северо-Американского континента. С формированием вулканического пояса было связано становление континентальной коры во всей зоне мезозой.

Южнее вулканического пояса от Корякского нагорья до Южной Аляски протягивается зона незаконченного формирования континентальной коры. Для нее характерно существование протяженных глубоких прогибов, выполненных терригенными кайнозойскими отложениями, пока еще слабодислоцированными (Marlow et al., 1976), а также отсутствие калиевого гранитоидного магматизма, свойственного континентальным областям. Южной границей зоны являются склоны глубоководных котловин Берингова моря.

Характерной особенностью мелководных площадей Берингова моря является наличие крупных зон нарушений, нередко со сдвиговой составляющей смещения. Крупный разлом Калтаг тянется из центральных районов Аляски, пересекает устье р. Юкон и на 500 км прослежен в мелководную часть Берингова моря. Это правый сдвиг, смещающий мезозойские структуры на 150—200 км. Другой крупной зоной нарушений является разлом Берингова пролива, пересекающий всю шельфовую часть Берингова моря. Вдоль него, вероятно, также происходили сдвиговые смещения — сдвиг структур Чукотки и Аляски относительно друг друга.

Область современной геосинклинали состоит из глубоководных котловин Алеутской, Командорской и Бауэрса; разделяющих их поднятий — Бауэрса и Ширшова, а также поднятия, соответствующего плато Умнак. На юге область включает Алеутскую систему.

Наиболее крупная Алеутская глубоководная котловина имеет глубины от 3500 до 3800 м. Здесь на нормальном океаническом «базальтовом» слое⁴ залегает «надбазальтовый» слой (около 2,5 км), представленный, вероятно, вулканогенно-осадочными породами палеозойского возраста. Выше располагается слой (около 1,5 км) слабоуплотненных осадков, вероятно, мезозойских. Разрез венчается слоем неуплотненных осадков кайнозойского возраста мощностью около 2 км. В периферических частях котловины, вдоль склонов Аляскинского шельфа и хр. Бауэрса, имеются прогибы, заполненные осадками мощностью до 4—5 км.

Глубоководная котловина Бауэрса, расположенная между хр. Бауэрса и Алеутской грядой, имеет глубины до 4000 м и такое же строение коры, как и Алеутская котловина, но с несколько меньшими мощностями осадочных толщ. К бортам котловины происходит уменьшение мощности и подъем подошвы осадков. Командорская глубоководная котловина, примыкающая к Камчатскому шельфу, имеет глубины до 3800 м. Она слабее других изучена геофизически. Вдоль края Камчатского шельфа по гравиметрическим данным отмечается прогиб, заполненный осадками. Скважина 191, пробуренная в 19-м рейсе судна «Гломар Челленджер» вблизи хр. Ширшова, вскрыла около 1000 м осадков, представленных в основном диатомовыми илами и терригенными отложениями, а под ними прошла несколько метров по океаническим базальтам, имеющим возраст 29,6 млн. лет. На юге котловина соединена глубоководным проливом с Тихим океаном.

Неравномерность заполнения котловин осадками связана, возможно, с различием в их структурном положении.

Все поднятия в отличие от котловин характеризуются утолщенным «базальтовым» слоем. Плато Умнак представляет собой поднятие, расположенное в тылу Алеутской гряды на глубинах 200—300 м. Она характеризуется тем же строением разреза коры, что и Алеутская глубоководная котловина и является, вероятно, ее приподнятой частью. Поднятие Бауэрса представляет собой дугообразное ответвление Алеутской дуги.

⁴ Данные о строении земной коры взяты из работы Д. Шора (Shore, 1964) и В. Людвиг и др. (Ludwig et al., 1971).

Сводовая часть его — это мелководная банка с глубинами 200—300 м. Это асейсмичная структура, которая по геофизическим характеристикам вместе с прилегающим к ее выпуклой части прогибом сходна со структурами типа дуга—желоб. На сейсмических профилях здесь видны многочисленные разломы, определяющие структуру хребта. По характеру отложений, пройденных скважиной 188 на склоне поднятия («Гломар Челленджер»), можно предполагать, что оно потеряло свою активность в плиоцене. Поднятие Ширшова представляет собой субмеридиональный хребет, расположенный на глубинах 500—1000 м, связанный с Алеутской дугой и поднятием Бауэрса. Можно предполагать поэтому, что поднятие Ширшова также имеет вулканическую природу, а у его восточного края тоже находится прогиб, заполненный осадками. Серией разломов поднятие расчленено на блоки.

Итак, в Беринговоморском регионе выявляется картина приращения в мезозое и кайнозое континентального блока, хотя развитие этого процесса и не следует понимать упрощенно. Вся эта область отделена от ложа Тихого океана современной геосинклинальной зоной, тектоническое положение которой в свете сказанного выше вполне закономерно. Мозаичная геосинклинальная область Берингова моря сочетается на юге с Алеутской линейной геосинклинальной системой дуга — желоб с высокой степенью современной тектонической подвижности. Это фронтальная система в геосинклинальной области, где происходит преобразование океанической коры в континентальную.

Мы здесь не касаемся строения Алеутской островной дуги и глубоководного желоба. Отметим только, что в результате специального изучения ксенолитов из лав, слагающих Командорские острова, а также обломков туфобрекчий, не установлены породы, характерные для гранитно-метаморфического слоя. Были обнаружены габброиды, ультраосновные породы, серпентиниты, иногда с обломками габброидов, яшм и терригенных пород (аналогично меланжу), яшмы, фтаниты, терригенные, вулканогенно-обломочные и терригенно-карбонатные породы. Такой состав пород дополнительно свидетельствует об образовании Алеутской дуги на океаническом основании. Начало этого процесса, по имеющимся данным (Шмидт, 1974), относится к раннему кайнозою.

Большие глубины и мощности отложений во впадинах, прилегающих к Алеутской гряде с севера, свидетельствуют о том, что во время формирования островной дуги и сопряженных с ней поднятий эти впадины прогибались, существенно преобразуя отчлененный дугой участок океанского дна.

Наличие серии поперечных разломов, начинающихся в Тихом океане, пересекающих желоб и отражающихся в структуре гряды, свидетельствует о единстве глубинной структуры гряды и желоба и вряд ли может быть объяснено с позиции тектоники плит. В данном случае имеет место явление, во многом (если не полностью) сходное с описанным в районе Малых Антил (Peter, Westbrook, 1976). Здесь выделяются широтные разломы, которые прослеживаются из западной части Атлантики, через хр. Барбадос и желоб Пуэрто-Рико, проявляясь в Малоантильской островной дуге. В связи с их существованием также высказывается сомнение в возможности приложения к данному району модели простой субдукции (см. там же). Новейшими геофизическими исследованиями намечаются подобные разломы и для зоны, прилегающей к Курилам⁵.

Охотское море. В пределах Охотского моря по его периферии также выделяются участки с корой континентального типа. Среди них есть участки с корой докембрийского возраста — продолжение под водными морями структур Аянского антиклинория и Тайгоносского массива (су-

⁵ Устное сообщение Б. И. Васильева.

ществование в заливе Шелихова фрагмента докембрийской коры можно предполагать по данным аэромагнитной съемки; Беляев и др., 1966). Существует участок с континентальной корой позднепалеозойского возраста, который является продолжением структур Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы; Караулов, 1970). К востоку располагается участок с позднемеловой корой — продолжение под водами моря структур Сихотэ-Алиня. Но все эти зоны имеют весьма ограниченное распространение.

Комплексы известково-щелочных средних и кислых эффузивных и интрузивных формаций верхнеюрского — мелового и верхнемелового — палеогенового возраста (соответственно Охотско-Чукотская и Сихотэ-Алиньская ветви Восточно-Азиатского вулканического пояса), являясь комплексами — показателями становления континентальной коры, отражают процесс приращения к материке участков с сформированной континентальной корой в направлении с запада на восток.

Продолжения структур Сахалина и Камчатки под воды Охотского моря, занимающие значительные площади, относятся к области с континентальной корой незавершенного развития.

Вся центральная часть акватории представляет собой современную мозаичную геосинклинальную область — область длительного неустойчивого состояния земной коры. Остановимся вкратце на ее отдельных структурных элементах.

Району возвышенности Института океанологии отвечает Центрально-Охотское поднятие. Акустический фундамент, выявленный при непрерывном сейсмическом профилировании, залегает здесь на глубинах, не превышающих первых сотен метров, часто выходя на поверхность дна. При драгировании выступов фундамента в 13-м рейсе научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев» были подняты гранодиориты, кварцевые диориты, плагиолипариты, зеленые сланцы и филлитовидные слюдисто-кремнистые сланцы (Геодекян и др., 1976). Возраст гранодиоритов и кварцевых диоритов (К—Аг-метод) составляет 83—101 млн. лет. Земная кора имеет здесь «гранитный» и «базальтовый» слои, мощность ее (пересечение профилей ГСЗ 10-М, 9-М и 13-Ю) невелика и не превышает 20 км (Марков и др., 1967). Такой тип коры мы называем субконтинентальным.

С востока и юга Центрально-Охотское поднятие граничит с Центрально-Охотской впадиной, которая включает прогиб Макарова. Земная кора здесь также имеет «гранитный» и «базальтовый» слои; мощность ее составляет приблизительно 25 км. По данным НСП, в прогибе Макарова мощность осадочного чехла достигает 1500 м. Акустический фундамент интенсивно расчленен, разбит большим количеством разломов, так что в целом структура представляет собой широкую зону тектонических нарушений.

Южнее протягивается Южно-Охотское поднятие. Его северный блок располагается в северной части возвышенности Академии Наук СССР. Акустический фундамент здесь, так же как и в районе Центрально-Охотского поднятия, имеет сильно расчлененный рельеф, залегает на глубинах в несколько сотен метров, но часто его выступы встречаются на поверхности дна. Драгировки одного из них на северном склоне возвышенности принесли следующий каменный материал: кварцевый диорит, гранодиориты, в том числе и сильно катаклазированные, плагиолипариты, липаритовый порфир, дацит, андезит, андезито-базальт, диабаз, оливинный андезито-базальт, габбро-норит, базальтовый туф. Наиболее достоверные цифры абсолютного возраста (К—Аг-метод) составляют: 57—59 млн. лет (Геодекян и др., 1967). Земная кора состоит здесь из «гранитного» и «базальтового» слоев общей мощностью 25—30 км (Марков и др., 1967). Породы, драгированные на северном блоке Южно-Охотского поднятия, относятся к известково-щелочной островодужной ассоци-

ации. Можно считать, что данная конкретная ассоциация, вероятно, отражает стадию достаточно развитого гранитно-метаморфического слоя.

Южный блок Южно-Охотского поднятия обладает субокеанской корой. По данным ГСЗ «гранитный» слой здесь отсутствует. Мощность коры составляет приблизительно 25 км. Драгировки здесь менее удачны, но в общем они дали комплекс пород островодужной ассоциации. Порода «базальтового» слоя не вскрыты. Возможно, что в данном случае островодужный вулcano-плутонический комплекс сливается с «базальтовым слоем». Северный и южный блоки разделены крупным разломом.

Субокеанический тип коры присущ также впадине Дерюгина. Сейсмические границы раздела характеризуются здесь аномально высокими значениями граничных скоростей, из-за чего можно предполагать отсутствие «гранитного» слоя (Марков и др., 1967). Глубина впадины превышает 1700 м. Акустический фундамент (по данным НСП) в районе впадины расчленен и местами выходит на поверхность дна в виде выступов. Слои рыхлых осадков смяты, нарушены большим количеством разрывов. Максимальная их мощность (по данным НСП) около 1500 м. На западном склоне впадины запись практически исчезает, что может быть связано с отсутствием здесь рыхлых осадков и приближением к поверхности дна плотных пород. Мощность нижележащих так называемых слоистых образований, по данным МОВ (Лившиц и р., 1972), на западном склоне составляет не более 1000 м у его бровки. Максимальных значений (до 4000 м, по данным МОВ) общая мощность отложений достигает в восточной половине впадины. На восточном склоне она уменьшается до 1000 м. Контуры впадины определяются разломами. Формирование ее происходило в конце мела при растяжении земной коры с выводом на поверхность глубоких горизонтов океанической коры и верхней мантии — офиолитовых аллохтонов Восточного Сахалина (Разницин, 1975). Эта впадина — важное свидетельство деструктивных явлений, происходящих в процессе геосинклинального развития.

Земная кора глубоководной Южно-Охотской котловины имеет простое строение и состоит из осадочного и «базальтового» слоев. По данным МОВ, мощность осадков в средней части впадины достигает почти 4 км. Акустический фундамент представляет собой кровлю «базальтового» слоя (Снеговской, 1974). Вторичный характер впадины не вызывает сомнений, причем особенно интенсивное ее развитие происходило в позднем кайнозое. Граница Мохоровичича имеет глубину залегания 16 км по краям впадины и 8 км в области максимальных глубин моря (Суворов, 1975). К склону впадины приурочены крупные протяженные разломы, выделяемые по гравитационным ступеням (Аномальные гравитационные поля..., 1974). Эти разломы хорошо читаются и на профилях НСП. Впадина вписывается в систему Курильской дуги и глубоководного желоба, и поэтому есть основание рассматривать ее как результат компенсационного прогибания, вызванного оттоком глубинных масс. С другой стороны, строение ее юго-западной части показывает, что она обрывает более ранние структуры и что кора испытывает здесь растяжение, обычно свойственное деструктивному процессу.

Итак, в центральной части Охотского моря располагается мозаичная, тектонически динамичная геосинклинальная область. От океана она отделена линейной системой Курильской островной дуги. В мозаичной области происходило как созидание, так и разрушение земной коры. В неустойчивом состоянии она находится и в настоящее время.

В этом же плане можно рассматривать, по-видимому, и северную часть Охотского моря, лежащую за системой охотских разломов, протягивающейся из района о. Ионы в направлении Южной Камчатки на 800 км. Тектонически она пока еще плохо расчленяется. Региональные соотношения позволяют предполагать присутствие в ней фрагмента древних континентальных структур — Северо-Охотского массива. Мощ-

ность коры в этой северной части не превышает 30 км. Возможно, что тип коры правильнее понимать как субконтинентальный.

Японское море. В районе Японского моря хорошо видно наращивание континентальных областей все более молодыми зонами в направлении к океану. Выявляются также признаки неоднократного разрушения сформированной коры на ряде приокеанических участков.

С запада к Японскому морю подходят структуры Северо-Китайской платформы с докембрийской континентальной корой. Их возраст определяется в интервале 1700—2100 млн. лет в центральной части Корейского полуострова, около 600—800 млн. лет на юго-востоке и северо-востоке полуострова, а также в пределах Ханкайского массива Приморья. Проявлениями девонского известково-щелочного магматизма кислого и среднего состава фиксируются последующие этапы роста гранито-метаморфического слоя.

В северной части КНДР и в соседних районах Приморья, а также в зоне Хидэ-Оки на о. Хонсю формирование существующей континентальной коры относится к поздней перми и отчасти триасу, когда здесь были образованы комплексы кислых и средних вулканических и интрузивных пород известково-щелочной серии. Эти комплексы были особенно распространены на границе новообразованного континента с молодой геосинклиналью — как на месте палеозойской складчатой области, так и по краю Ханкайского массива с древним гранитным слоем.

Анализ структурных соотношений на северо-востоке КНДР и в Приморье позволяет предполагать, что заложение палеозойской геосинклинали сопровождалось здесь деструкцией континентальных структур с отчленением от них блока Ханкайского массива и, возможно, более мелких фрагментов гранито-метаморфического слоя. Доказательства деструктивных процессов намечаются в отдельных районах и для юрского времени.

На восточной и южной периферии Японского моря, в пределах Сихотэ-Алиня и большей части Японских островов, располагается область с позднемезозойским возрастом континентальной коры. Становление «гранитного» слоя здесь было связано с широчайшим развитием позднемезозойского известково-щелочного магматизма среднего и кислого состава, особенно значительным в зоне Восточно-Азиатского вулканического пояса. Вулкано-плутонические комплексы пояса — от аптских до палеогеновых — распространены не только на востоке Сихотэ-Алиня, но и в пределах внутренней зоны Юго-Западной Японии и на юге Корейского полуострова. По возрасту, геологическим и петрохимическим особенностям пород устанавливается тектоническая общность этих территорий и принадлежность их единой зоне, отвечавшей в конце мела окраине Азиатского континента (Меланхолина, Молчанова, 1977). Образования вулканического пояса накладываются и на мезозойский складчатый комплекс, как это видно в Сихотэ-Алине, и на участки древнего «гранитного» слоя, оказавшиеся на континентальной окраине на юге Корейского полуострова.

Со стороны океана вулканическая зона нередко окаймлялась выступами более древних пород и сочеталась с терригенными прогибами мезозойско-кайнозойской геосинклинали: Западно-Сахалинским, Исикари-Румо, Идзуми, Цусимским. Далее в сторону океана располагалась эвгеосинклинальная зона. В пределах большей части мезозойско-кайнозойской геосинклинальной области на Сахалине и в Японии формирование континентальной коры относится к концу кайнозоя и не закончено донныне.

Однако отдельные участки этой области уже подвержены значительной структурной перестройке в связи с формированием системы глубоководных желобов — островных дуг — окраинных морей. В современной структуре тектонические элементы позднемезозойского и даже кайнозой-

ского возраста местами оказываются разобщенными, иногда разделенными глубоководными участками Японского моря.

Значительная часть Японского моря представляет собой область разрушения континентальной коры (Kobayashi, 1941; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенев, 1973; Меланхолина, Ковылин, 1976). Фрагменты «гранитного» слоя различного возраста сохранились в пределах подводных возвышенностей Криштофовича (докембрийского возраста), Ямато (позднепалеозойского возраста) и Витязя (позднемезозойского возраста). При сопоставлении данных драгирования, ГСЗ и гравиметрии на них устанавливается гранитно-метаморфический слой мощностью до 6 км, а общая мощность земной коры — до 20—25 км.

В Центральной глубоководной котловине моря, на юго-западе котловины Хонсю и в грабене Кита-Ямато установлены области с новообразованной субокеанической корой. Они характеризуются маломощной (10—12 км) земной корой с отсутствием «гранитного» слоя и достаточно сложнопостроенным «базальтовым», наличием слоя недислоцированных осадков (до 2—2,5 км) и слабым тектоническим расчленением. Границами глубоководных котловин часто служат зоны резкого выклинивания (обрыва) «гранитного» слоя и некоторого уменьшения мощности «базальтового» слоя коры. Новообразование субокеанической коры особенно четко устанавливается для Центральной котловины моря, границы которой секут континентальные складчатые структуры докембрийского, позднепалеозойского и позднемезозойского возраста. Фланговые части котловины заходят внутрь областей с континентальной корой. На их продолжении в Татарском проливе, в заливе Тояма и в юго-западной части моря располагаются участки утонения и современного разрушения «гранитного» слоя.

Анализ соотношений структур континентальных и субокеанических областей показывает образование последних в результате разрыва и раздвижения пластин «гранитного» слоя (возможно, и нижележащих частей литосферы). Начало процесса деструкции выявляется после формирования Восточно-Азиатского вулканического пояса, т. е. в палеогене (возможно, в олигоцене). С горизонтальным перемещением пластин «гранитного» слоя было связано замыкание прогиба Идзуми, значительное складкообразование и скупивание в пределах юго-западной Японии с надвиганием к югу, а также образование серии раздвиговых структур в материковой части Дальнего Востока СССР и на Корейском полуострове. Передвинутые к югу и юго-востоку фрагменты древнего «гранитного» слоя образовали блок Ямато и другие возвышенности в глубоководной части моря, а также группу Японских островов.

Территория северо-восточной Японии была включена в вулканический пояс неоген-четвертичных островных дуг. Таким образом, пояс островных дуг оказался наложенным как на участки с океанической корой (в Идзу-Бонинской дуге), так и на участки древнего «гранитного» слоя, отчленившиеся от континента (в Японии). Однако четвертичные вулканические серии сходны между собой на всем протяжении островных дуг независимо от характера основания (Горшков, 1967). Геологическое и петрохимическое сопоставление показывает близость четвертичных известково-щелочных серий островных дуг к меловым, изученным в пределах Восточно-Азиатского пояса. В результате интенсивной магматической деятельности в вулканической зоне островных дуг происходит современный рост «гранитного» слоя коры. Тот же процесс идет, по-видимому, и на вулканическом поднятии Богорова в Центральной котловине Японского моря и еще в ряде мест.

В целом в системе Японского глубоководного желоба — островной дуги — окраинного моря выявляется крупная перестройка земной коры, происходящая в кайнозойское время. Намечаются признаки подобных перестроек также для мезозойского и, вероятно, палеозойского времени.

Сравнительно-тектонический анализ Берингова, Охотского и Японского морей позволяет сделать следующие общие замечания и выводы.

1. Прежде всего выясняется большое различие по происхождению и развитию крупных частей приокеанического геосинклинального пояса. Когда теперь речь идет о сложности геосинклинального развития, то за этим стоит значительное конкретное содержание, а не некая недостаточно познанная абстракция. Все это важно для более полного понимания истории фанерозойских геосинклинальных зон вообще.

2. В северо-западном секторе Тихоокеанского пояса различные тектонические явления, свойственные приокеаническому геосинклинальному поясу, проявляются в большом многообразии. В их основе лежит действие различных тектонических механизмов. Поэтому поиски универсального геодинамического закона (например, закона субдукции) в приокеанической геосинклинальной полосе вряд ли принесут успех. Это, конечно, не означает, что не существует общей причины, обусловившей образование геосинклинального пояса в полосе раздела океана и континента. Но эта причина еще не выяснена, хотя в общем виде можно сказать, что здесь происходит сложное взаимодействие глубинных масс тектоносферы океанического и континентального блоков.

3. В описываемом секторе Тихоокеанского пояса в мезозое и кайнозое происходило наращивание континентальной коры. Оно происходит и в настоящее время. Процесс этот является характерной особенностью тектонического развития тихоокеанской окраины Азии вообще. Формированием континентальной коры здесь охвачена очень широкая полоса, расположенная между окраинно-материковым Восточно-Азиатским поясом вулканоплутонических формаций и фронтальными глубоководными желобами. В пределах этой полосы выделяются участки с разной степенью зрелости гранитно-метаморфического слоя, а также лишенные такового, и участки с разной мощностью и, очевидно, строением «базальтового» слоя. Местами обнаруживаются фрагменты континентальной коры с разной степенью сохранности, образовавшиеся в разное геологическое время, в том числе и докембрийское. Совокупность таких свойств характеризует динамическое, с тектонической точки зрения, состояние рассматриваемой полосы, которая и отвечает в целом геосинклинальному поясу. Последний отчетливо расчленяется на линейные системы и мозаичные области. Линейные системы обычно окаймляют мозаичные области, которые тяготеют к материковому блоку. Приокеанические геосинклинальные пояса подобного строения существовали и в геологическом прошлом.

4. Рассмотрение строения окраинно-материковой и окраинно-океанической зон на северо-западе Тихоокеанского пояса показывает, что приращение континента — процесс медленный, сложно и противоречиво протекающий. Созидательный процесс здесь существенно нарушается разрушительными явлениями, деструкцией формирующейся коры, создаваемого тектонического плана. Иногда (например, в случае Японского моря) явления деструкции достигают особенно большого масштаба, определяющего характер крупного района геосинклинального пояса. В случае Охотского моря имеет место мозаичное сочетание разновозрастных субокеанических и субконтинентальных поднятых и погруженных структур, свидетельствующих в совокупности о неустойчивом, динамичном состоянии земной коры. В данном случае возможна аналогия с некоторыми другими областями мозаичного строения, существующими в современном геосинклинальном поясе на западе Тихого океана. Нам кажется, в частности, что можно говорить о сходстве с центральной Индонезией, хотя там тектонический рельеф более контрастный. Очевидно, Индонезия в целом находится на несколько иной стадии геосинклинального развития.

Берингоморский регион сравнительно с Охотоморским выступает как область более раннего геосинклинального развития. Она в большей мере подвержена тектонической дифференциации океанической коры, чем деструктивным процессам. Отсюда и более четкая линейная тектоническая зональность, отражающая последовательное разрастание гранитно-метаморфического слоя.

5. Механизм деструктивных процессов разнообразен. Не разбирая проблему в целом, можно указать (как это видно на примере глубоководной впадины Японского моря или впадины Дерюгина в Охотском море), что деструкция в приокеаническом геосинклинальном поясе связана в большей степени с раздвиговыми явлениями. Они могут приводить к утонению и разрыву глубинных слоев земной коры, изменяя ее структуру и вызывая отрыв и срыв горных масс верхних этажей, а также их нисходящее движение, обусловленное хотя бы действием гравитации.

6. Тектоническая деструкция вообще — явление распространенное, но еще недостаточно познанное. Оно проявляется в разных формах (Пушаровски, 1976). Деструкция может привести к образованию новых океанов (Атлантика), может вызвать возникновение внутриматериковых рифтовых впадин типа Красного моря или Байкала; может привести к появлению между расколотыми частями континентов геосинклиналей с океаническим типом земной коры (Урал и др.); иногда (как в Восточной Арктике) сложная и избирательная деструкция может образовать пеструю мозаику блоков, различных по типу коры, разделенных нередко четко выраженными зонами отрыва, утонения и выклинивания гранитно-метаморфического слоя. Деструкция может происходить в условиях не только континентальной коры, но и океанической, вызывая существенное изменение структурного плана океанического дна. В пределах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса проявлена деструкция, свойственная геосинклинальной стадии тектогенеза окраинно-океанического пояса. Общую геодинамику современного геосинклинального пояса, как уже упоминалось, можно связывать со сложноподправленным перемещением глубинных масс, вызванным взаимодействием океанической и континентальной литосферы.

7. В заключение хотелось бы обратить внимание еще на один вопрос. Тектоническая обстановка всегда играла и продолжает играть важную роль в выявлении перспектив поисков нефти и горючего газа. Знание тектонических закономерностей размещения нефтяных и газовых месторождений очень важно для правильного прогноза. Вместе с тем проблема связи нефтегазоносности со стадийностью геосинклинального развития еще почти не затронута в литературе. Это тем более относится к новому пониманию сущности геосинклинального процесса. Кайнозойская геосинклинальная зона Тихоокеанского пояса (где гранитно-метаморфический слой, если брать зону в целом, еще не сформировался) заключает тектонические формы, содержащие крупные месторождения нефти и газа и перспективные в этом отношении. Среди них важное значение имеют глубокие прогибы, выполненные мощными позднемезозойско-неогеновыми миогеосинклинальными отложениями, и их подводные продолжения. Представляет интерес факт обнаружения глубоководным бурением горючего газа в Японском море. Анализ тектонической истории земной коры в зависимости от стадий становления и преобразования континентальной коры открывает интересные возможности для дальнейшего развития работ по выяснению связи нефтегазоносности с тектоническими процессами. Это касается как размещения месторождений, так и генетических проблем.

Литература

- Александров А. А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. Автореф. канд. дис., ГИН, М., 1975.
- Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Беляев И. В., Корсаков О. Д., Чиков Б. М., Юнов А. Ю.* Тектоническое районирование залива Шелхова и прилегающих районов (по геофизическим данным).— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 5.
- Берсенева И. И.* Происхождение и развитие впадины Японского моря.— В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Тихоокеанск. отд. Ин-та океанол. ДВНЦ АН СССР, Владивосток, 1973.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М.* Геология дна океанов. М., «Наука», 1976.
- Васильковский Н. П., Евланов Ю. Б.* Геологическое строение дна Японского моря (с позиций эпиконической его природы). Тезисы первого съезда советских океанологов. М., «Наука», 1977.
- Геодекян А. А., Удищев Г. Б., Баранов Б. В., Берсенева А. Ф., Бёрк К., Богатииков О. А., Габов В. В., Гнибиденко Г. С., Дмитриев Ю. И., Зоненшайн Л. П., Куренцова Н. М., Разницын Ю. Н., Рудник Г. Б., Суцеевская Н. М.* Коренные породы дна Охотского моря.— Сов. геология, 1976, № 6.
- Горшков Г. В.* Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
- Караулов В. Б.* Палеозойские структуры Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы).— Геотектоника, 1970, № 1.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 134, «Наука», 1965.
- Лившиц М. Х., Журавлев А. В., Балабко Н. С.* Основные особенности структурного плана и характера изменения мощностей слоистых образований вдоль Трансохотского профиля МОВ. Рига, «Зинатне», 1972.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С.* Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Меланхолина Е. Н., Ковылин В. М.* Тектоническое строение Японского моря.— Геотектоника, 1976, № 4.
- Меланхолина Е. Н., Молчанова Т. В.* Тектоническая система позднемезойской континентальной окраины востока Азии.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пуцаровский Ю. М.* Как образовался Арктический океан.— «Природа», 1976, № 10.
- Пуцаровский Ю. М., Яншин А. Л.* Тихоокеанский тектонический пояс.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса, Магадан, 1974.
- Разницын Ю. Н.* Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан).— Геотектоника, 1975, № 2.
- Снеговской С. С.* Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Суворов А. А.* Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Сычев П. М., Снеговской С. С.* Глубоководные впадины Японского, Охотского и Берингова морей.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Шмидт О. А.* Проблемы тектонического развития Командорских островов.— Геотектоника, 1974, № 6.
- Kobayashi T.* The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands.— J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 1941, ser. 2, 5, pt. 7.
- Ludwig W. J., Murauchi S., Den N., Ewing M., Hotta H., Houtz R., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Sato T., Ando S.* Structure of Bowers ridge, Bering sea.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 26.
- Marlow M. S., Scholl D. W., Cooper A. K., Buffington E. C.* Structure and evolution of Bering Sea shelf south of St. Lawrence Island.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, v. 60, No. 2.
- Peter G., Westbrook G. K.* Tectonics of south-western North Atlantic and Barbados Ridge complex.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, v. 60, No. 7.
- Shore G. G.* Structure of the Bering sea and the Aleutian ridge.— Marine geol., 1964, v. 1, No. 3.
- Watts A. B., Weissel J. K., Larson R. L.* Sea-floor spreading in marginal basins of the Western Pacific.— Tectonophysics, 1977, v. 37, No. 1—3.

УДК 551.24+551.461.8

С. В. РУЖЕНЦЕВ, М. С. МАРКОВ, Г. Е. НЕКРАСОВ,
С. Г. БЯЛОБЖЕСКИЙ.

КРАЕВЫЕ МОРЯ ДРЕВНИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Рассмотрены история и условия формирования краевых морей в фанерозойских эвгеосинклинальных зонах. Показано, что существуют различные типы этих структур: остаточные и новообразованные. Формирование новообразованных краевых морей происходит в результате растяжения и срывов по различным горизонтам коры и мантии.

В последние годы в тектонике вновь широкое развитие получил сравнительно-геологический метод. Это связано с тем, что многими исследованиями показана океаническая природа эвгеосинклинальных зон на ранних этапах их развития. Такая постановка вопроса позволила по-новому взглянуть на природу структур современных переходных зон и в первую очередь краевых морей. Оказалось — последние различны по своему формационному выполнению, строению фундамента и структурно-морфологическим особенностям, что указывает на их генетическое разнообразие (Пушаровский, 1972; Хизен, 1975). Вместе с тем общим для них является положение в тыловой части островных дуг, отсутствие «гранитного слоя», повышенные мощности отложений, которые включают гемипелагические осадки, массы пирокластического и вулканотерригенного материала. В целом же для котловин окраинных морей характерны туффитово-карбонатно-терригенная и туффитово-кремнисто-терригенная с турбидитами формации (Безруков, 1970; Безруков, Мурдмаа, 1971).

На происхождение окраинных морей существуют различные точки зрения. В основном они базируются на геофизических и геоморфологических данных, геологическая интерпретация которых не всегда однозначна. Правда, в последние годы в связи с развитием глубинного бурения стали привлекаться и непосредственные геологические наблюдения. Анализ всех этих материалов позволил выделить две основные группы структур: остаточные и новообразованные.

Остаточные впадины (Васильковский, 1963; Марков и др., 1967; Марков, 1975; Пушаровский, 1974; Сычев, Снеговской, 1976; Shor, 1964) характеризуются наличием полного разреза океанической коры (устанавливаются третий, второй и первый слои). Следовательно, здесь должны присутствовать породы меланократового основания, океанические толеиты и глубоководные осадки, представленные различными океаническими формациями (красных глубоководных глин, нанопланктонных илов, лав, туфогенно-кремнистой и др.). Мощности океанических толеитов и осадков не превышает 1—1,5 км. Судя по геофизическим данным по Берингову морю, они часто бывают дислоцированы (смяты и разбиты разломами). При этом степень их дислоцированности увеличивается по мере приближения к Алеутской островной дуге (Сычев, Снеговской, 1976), которая, видимо, начала формироваться за счет глубинного скупивания этих же пород. Не исключено, что такое скупивание в отдельных участках краевых морей компенсируется возникновением частных зон растяжения. Залегаящий выше комплекс отложений собственно кра-

этого моря представлен сложным сочетанием гемипелагической, глинисто-алевролитовой формаций с граувакками и вулканомиктовыми горизонтами. Причем вверх по разрезу, как правило, увеличивается роль вулканомиктовых пород по мере роста и развития зон поднятий островных дуг.

Новообразованные моря (Японское, Тасманово и др.) характеризуются расчлененным рельефом дна, резкими перепадами мощностей осадочного слоя. В геофизическом разрезе, как правило, не выделяются нижние горизонты вулканогенно-осадочного чехла. По-видимому, они были дезинтегрированы в процессе растяжения и сохранились лишь местами. В этом случае на различных горизонтах меланократового фундамента залегают грубообломочные турбидитные и глинисто-терригенно-туфогенные отложения, сопоставляемые с «грабеновыми фациями» (см. Klein, 1975, фиг. 6). Лишь выше них появляются нормальные гемипелагические осадки краевых морей, в состав которых попадает аллохтонный туфотерригенный материал с соседних островных дуг. Такая последовательность литологических комплексов отличает новообразованные краевые моря от остальных.

Существуют различные представления на генезис новообразованных краевых морей. Одни авторы связывают их возникновение с опусканием блоков континентальной коры (Васильев, 1975; Сергеев, 1976), другие — с явлением ее базификации (Белоусов, Рудич, 1960; Петрушевский, 1964; Драновский, 1975). Однако в последнее время все большее значение придается процессам горизонтального растяжения (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кариг, 1974; Пушаровский, 1974; Марков, 1975; Меланхолина, Ковылин, 1976; Chase et al., 1970; Karig, Jensky, 1972; Hayes, Ringis, 1973; Bischoff, Henyey, 1974; Brother, 1974; Burk, Drake, 1974; Karig, 1975; Karig, Moore, 1975; Klein, 1975; Weissel, Natts, 1975). Считается, что механизм такого растяжения может быть различным. Большинство исследователей (особенно зарубежных) связывает его с различными вариантами спрединга.

Следовательно, предполагается, что современные краевые моря — это комплекс разнообразных структур, отличающихся как по тектонической позиции, так и в генетическом отношении. Имеющиеся материалы часто не позволяют однозначно решить вопрос о механизме их формирования. Вот почему представляется перспективным изучение палеотипных аналогов краевых бассейнов. Конечно, их установление в фанерозойских складчатых системах сопряжено с трудностями из-за сложного покровно-складчатого строения последних. Однако если удастся снять эффект наложенных горизонтальных перемещений (палинспастические реконструкции), мы получаем хорошие объекты для выяснения особенностей внутреннего строения и тектонического развития рассматриваемой категории структур. Они выделяются по ряду признаков, важнейшим из которых является положение между островными дугами или островодужным поднятием и континентом. Кроме того, учитывается тип коры, степень развития поднятия, обрамляющего прогиб со стороны океана, и формационное выполнение.

По этим признакам различаются две основные группы структур. Первая включает прогибы, в значительной своей части сформировавшиеся на океанической коре. Часто они отличаются четким разделением формаций пассивного (приконтинентального) и активного (островодужного) краев. Вдоль первого накапливались преимущественно аркозы и ортокварциты, вдоль второго — разнообразные туфы, вулканомиктовые породы и граувакки. Характерно присутствие центральной зоны конденсированных осадков (глинисто-кремнистые сланцы, фтаниты, туфосилциты, туффиты, тонкие пепловые туфы). Иногда кремнисто-туффитовые отложения занимают обширные территории, иногда же могут отсутствовать вообще, вследствие чего аркозы и вулканотерригенные серии при-

ходят в непосредственное соприкосновение, образуя сложные фациальные переходы. Одновременно в этой же зоне иногда происходят излияния базальтоидов.

Вторая группа включает прогибы, развивавшиеся на складчатом основании (кора переходного и частично континентального типа). Структурно они сопряжены с кордильерами, которые представляют собой хорошо выраженные горные системы, возникшие на месте островных дуг. Как правило, такие поднятия обладают складчатым фундаментом. Здесь активно идет процесс гранитообразования, а также формируются известково-щелочные серии островодужного типа. Рассматриваемые прогибы выполнены мощными толщами граувакк, отличающихся пестрым минералогическим составом (смешение вулканомиктового и сиалического материала) и большим фациальным однообразием. Указанные массы обломочных пород возникли главным образом за счет размыва кордильер. Ширококластичными местами также играет существенную роль. Примером подобного рода комплексов являются зилайская серия (D_3fm-C_1t) Южного Урала, маастрихтские граувакки Корякии, некоторые терригенные «эпизвгеосинклинальные» серии мезозоя — кайнозоя Североамериканских Кордильер (Eisbacher, 1974; Dickinson, 1976). По основным своим признакам эти прогибы существенно отличаются от современных краевых морей, вследствие чего в дальнейшем мы их не рассматриваем.

Таким образом, интересующие нас структуры определяются сравнительно четким комплексом признаков: положением между островной дугой и континентом, океаническим типом коры и туфокремнисто-терригенным формационным выполнением.

Рассмотрим некоторые примеры. Вне зависимости от генезиса, описание структур дано от более молодых к древним. Во всех указанных районах, отличающихся, как правило, сложной складчатой структурой, проводились палинспастические реконструкции. Результаты этих исследований опубликованы в специальных работах. Поэтому из-за недостатка места мы не рассматриваем их в данной статье, а ограничиваемся ссылками на соответствующие публикации.

Тайгоносско-Западно-Корякская система расположена к востоку и юго-востоку от мезозойд Северо-Востока СССР. Она испытывала сложное развитие на протяжении палеозоя и мезозоя (Некрасов, 1971, 1976; Заборовская, Некрасов, 1974) (рис. 1).

В нижнем — среднем палеозое здесь отчетливо различаются следующие структурные зоны: континентальный склон, краевой бассейн и островная дуга, которая восточнее, видимо, граничила с собственно океаном. На континентальном склоне в это время, возможно, отлагались гравелиты и конгломераты, сменившиеся во времени кератофирами, реже спилитами и алевролитокремнистыми породами (верхнепылгинская толща). В краевом бассейне на породах меланократового основания залегают базальты, кремнистые сланцы и пелагические известняки ордовика, сменяющиеся вверх по разрезу кремнисто-терригенными образованиями, а затем рифогенными известняками силура — девона. Разрез надстраивается туфогенно-граувакковой формацией низов карбона, а завершается континентальной молассой визе — намюра.

В пределах островной дуги на метаморфизованных (вплоть до глаукофановых сланцев) и дислоцированных породах меланократового основания и базальтах несогласно залегают терригенно-карбонатные отложения силура — девона, сменяющиеся андезитами, туфами и терригенными отложениями нижнего карбона.

Таким образом, в этой зоне край океанического бассейна был отчленен островной дугой от остальной части океана уже в конце раннего — начале среднего палеозоя. Последняя, видимо, образовалась в результате скупивания и метаморфизма пород океанической коры.

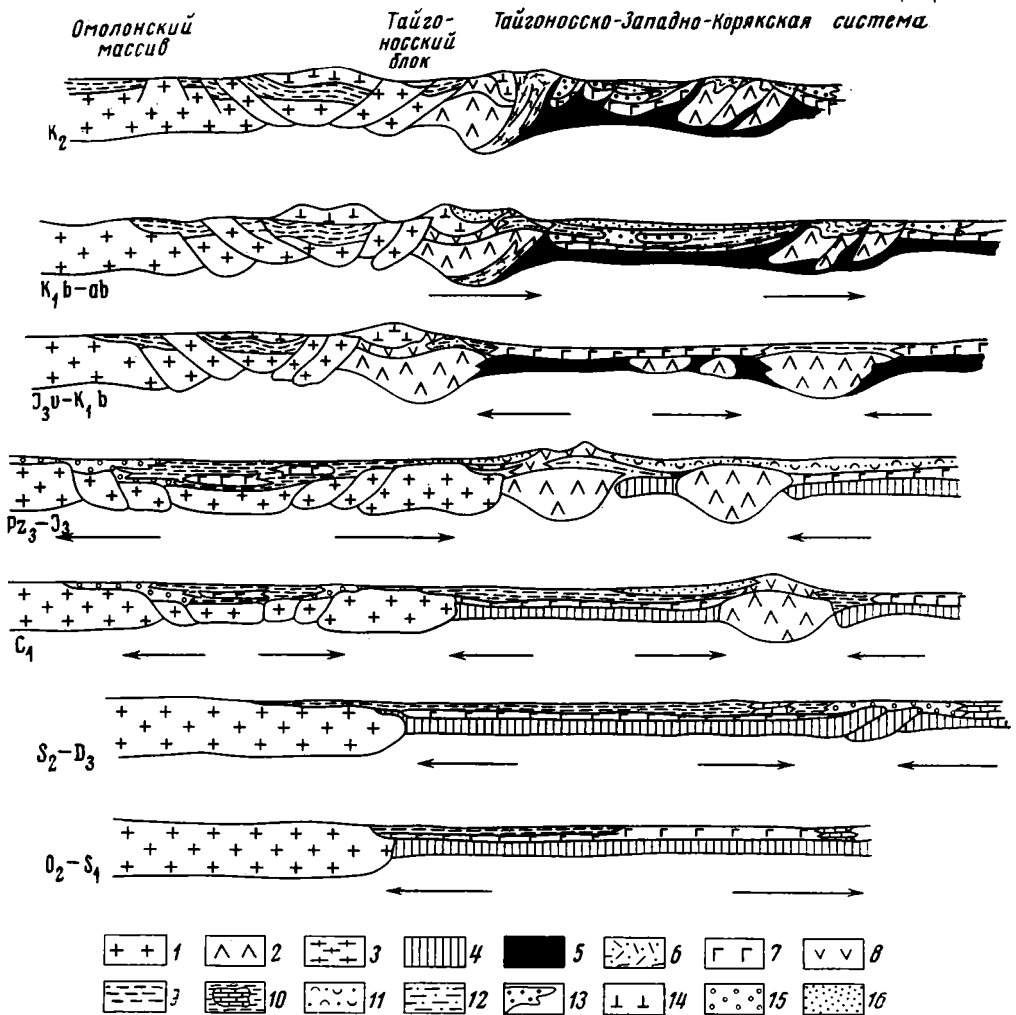


Рис. 1. Схема тектонического развития Тайгоносско-Западно-Корякской системы
 1 — континентальная кора дорифейского возраста; 2 — кора переходного типа; 3 — мезозойские гранитоиды; 4 — меланократовый фундамент дунит-гарцбургит-габбрового типа; 5 — меланократовый фундамент лерцолит-эклогит-амфиболитового типа; 6 — кварцевые кератофиры; 7 — спилиты, базальты, диабазы, яшмы; 8 — андезиты и андезитобазальты; 9 — туффовито-терригенно-кремнистые породы; 10 — рифогенные известняки; 11 — вулканогенно-осадочные и вулканотерригенные породы; 12 — флишоидные породы; 13 — олистостромы; 14 — липарит-андезит-базальтовые формации вулканогенного пояса; 15 — конгломераты; 16 — молассы

В течение позднего палеозоя и раннего мезозоя внутри этого остаточного краевого бассейна возникла еще одна островная дуга (Южно-Тайгоносское поднятие), отделившая континентальный склон от собственно краевого моря. В пределах вновь сформированной островной дуги, начиная по крайней мере с триаса, накапливались мощные толщи андезитобазальтов, андезитов и их туфов, сменившиеся в конце раннего мела молассами. В прогибе, к западу от островной дуги, одновременно образовалась мощная ритмично построенная толща терригенных, вулканомиктовых и вулканогенных пород. В остаточном краевом бассейне отлагались вулканомиктово-терригенные образования меньшей мощности. В процессе развития вновь образованная островная дуга постепенно разрасталась и мигрировала к юго-востоку.

В конце юры структуры вновь сформированной дуги и расположенного к западу от нее прогиба испытали сжатие, воздымание и стали местом накопления вулканогенных и молассовых комплексов. На месте краевого бассейна, располагавшегося между двумя островными дугами, одновременно с этим произошло растяжение и в конце юры — валанжине здесь отлагались глубоководные вулканогенно-кремнистые осадки, в основании которых вскрываются гарцбургиты, реже лерцолиты и эклогиты, а также метаморфические породы амфиболитовой и глаукофансланцевой фаций метаморфизма. По периферии прогиба вдоль границ с внутренней и внешней островными дугами глубоководные отложения сменялись мелководными туффито-терригенно-кремнистыми. В пределах внешней (Таловско-Майнской) дуги эти отложения с угловым несогласием перекрывают более древние комплексы мезозоя и палеозоя. Растяжение было кратковременным и уже в конце валанжина сменилось сжатием и появлением перед фронтом как внутренней, так и, вероятно, внешней дуги олистостром, а позднее в конце раннего мела вулканогенно-осадочных формаций и морских моласс.

Таким образом, в пределах Тайгоносско-Западно-Корякской системы мы видим, что на месте древнего палеозойского краевого бассейна после складчатости формируется новообразованный прогиб. При этом растяжение, обусловившее его возникновение, происходит на мантийном уровне.

Майницкая зона (северный склон Корякского хребта) расположена юго-восточнее Тайгоносско-Западно-Корякской и рассматривается нами как новообразованный окраинный бассейн, сформировавшийся на месте системы верхнепалеозойских океанических и ниже-средне-мезозойских островодужных структур. Майницкий прогиб с юга был ограничен хорошо выраженной островной дугой (Алькатваамская и северная часть Эконайской зон; Александров и др., 1975). Он заполнялся мощной толщей граувакк, туфов, вулканомиктовых песчаников (чирынайская серия, J_3-K_1). Местами в осевой части прогиба среди них появляются линзы и целые пачки (мощностью до 100—150 м) туфосилицитов, кремнистых туффитов, яшм, пепловых туфов и т. д. В основании туфотерригенных пород залегает маломощный (до 100 м) горизонт базальтовых пиллоу-лав. Местами они вообще отсутствуют, и обломочные породы чирьнайской серии непосредственно перекрывают меланократовое основание.

Ультрабазиты и габбро широко распространены на территории Майницкой зоны, образуя мощные зоны меланжа и отдельные целиковые блоки (Александров, 1973). Характерно большое разнообразие представленных здесь пород: присутствуют лерцолиты, дуниты, гарцбургиты, пироксениты, разнообразные габбро. В меланже встречаются глыбы палеозойских вулканогенно-кремнистых пород. Вместе с тем важно отметить, что отложения верхней юры — нижнего мела перекрывают разные элементы меланократового основания. Так, например, из разреза часто выпадают пироксениты и габбро, вследствие чего граувакки и спилиты залегают непосредственно на дунитах или гарцбургитах.

Формирование Майницкого прогиба мы связываем с раздвигом, в процессе которого здесь были удалены палеозойские и ниже-средне-мезозойские толщи, а также вскрыты различные элементы ультрабазит-габбрового разреза. Основанием для такого заключения служит появление в районах, примыкающих к Майницкой зоне с юга, синхронных гигантских покровов (Александров и др., 1975). Уже в волжском веке они были достаточно хорошо выражены (мощная олистостромовая серия), а начало их образования происходило, по-видимому, несколько раньше. Характерно строение аллохтонных масс. Особенно широко здесь представлены вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя, а также породы меланократового основания. Последние выражены на

площади неравномерно. Так, например, на обширной территории бассейнов рек Ваамочка и Хатырка представлены почти исключительно габброиды и реже пироксениты, по правобережью Хатырки, кроме того, широко распространены серпентинизированные перидотиты.

Таким образом, как будто бы намечается определенная корреляция времени шарьирования палеозойских масс к югу от Майницкой зоны и начала накопления в ней вулканогенно-терригенных серий. Это, а также присутствие в меланжах Майницкой зоны глыб палеозойских вулканогенно-кремнистых пород подтверждает раздвиговой механизм формирования структуры. Реализация такого раздвига, по-видимому, происходила на нескольких уровнях. Одним из главных (если не главным) была граница раздела ультрабазиты — габбро (т. е. древняя поверхность *M*). Этим объясняется наиболее широкое развитие аллохтонных пластин, содержащих в основании только габброиды, а также, что самое важное, частое отсутствие габброидов в офиолитовых разрезах Майницкой зоны. Другие срывы были приурочены к разделу лерцолиты — гарцбургиты, а также габбро — палеозойские вулканиды (включая дайковую серию). Иными словами, в процессе раздвига вся смещаемая масса могла расслаиваться на серию независимых структурных элементов. Возможно, что поверхность базальтового срыва переходила с одного структурного уровня на другой. Именно этим, очевидно, объясняется исключительно пестрый набор пород меланократового фундамента, выведенных на поверхность в пределах Майницкой зоны.

Патагония и остров Южная Георгия. В палеотектоническом отношении (для периода верхняя юра — нижний мел) регион рассматривается как система (с запада на восток) желоб — островная дуга — краевое море — континентальный шельф (Dalziel et al., 1974; Dalziel, 1975; de Wit et al., 1976; Suarez, 1976, Suarez, Pettigrew, 1976). Островная дуга сложена пестрым комплексом туфов и туфобрекчий (по составу от риодацитов до базальтов), вулканомиктовых песчаников и конгломератов (формации Харди и о-вов Анненкова). В подчиненном количестве присутствуют покровы основных и средних лав. По крайней мере частично эти отложения формировались на континентальной коре (гранито-гнейсы мыса Горн, досреднеюрские граниты Патагонского батолита). Разрез шельфовой зоны западной окраины Южноамериканского континента начинается горизонтом кислых туфов формации Тобифера (J_{2-3}), залегающих на гранито-гнейсовом фундаменте. Выше туфов расположена толща аркоз, глинистых сланцев и мергелей (J_3-K_1).

Краевой бассейн выполнен более сложным комплексом отложений. В основании разреза, так же как и на шельфе, вскрыты кислые туфы формации Тобифера, перекрытые «верхнеюрской серией основных пород» (спилиты, кремни, глинисто-кремнистые сланцы, ассоциирующие с дайками долеритов). Кроме того, в полосе развития основных вулканидов обнажаются троктолиты и габбро, имеющие полосчатую текстуру (кумулятивный комплекс). Вулканогенно-кремнистые отложения перекрыты мощной серией вулканокластических турбидитов, туфогенными сланцами, туффитами, кремнями, песчаниками и аргиллитами (формация Яхган). Вулканокластические осадки и туфы преобладают в западной (приостроводужной), песчано-глинистые (сиалического происхождения) — в восточной (приконтинентальной) частях бассейна.

Отмеченные соотношения различных формационных комплексов интерпретируются следующим образом. Кислые вулканиды формации Тобифера рассматриваются как продукт плавления континентальной коры в связи с поднятием мантийного диапира. Геохимические особенности пород подтверждают их коровое происхождение. Анализ состава и тектоническая позиция отложений формаций показывают, что вулканизм этого типа знаменует начало внутриконтинентального рифтинга (Karig, Jensky, 1972). В дальнейшем вдоль трещин, расщеливших континенталь-

ную кору, внедряется основная магма. По мере расширения структуры формируются кумулятивные тела и дайковая серия верхней части офиолитового разреза, происходят излияния базальтов. Одновременно на территории отколовшегося от континента блока возникает островная дуга (рис. 2). По своему структурному положению, по типу коры и по формационному выполнению рассматриваемый прогиб представляет собой типичный краевой бассейн. Строение и состав «серии основных пород», а также его соотношение с перекрывающими отложениями предполагается раздвиговый механизм образования структуры (Karig, 1975; Katz, 1972; Suarez, Pettigrew, 1976).

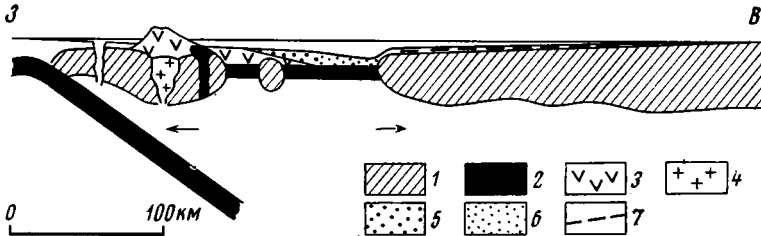


Рис. 2. Палеотектонический профиль через юрско-меловой окраинный бассейн Патагонии (Suarez, Pettigrew, 1976)
 1 — континентальная кора ($P_{Cm}-P_z$); 2 — океаническая кора; 3 — островодужный комплекс; 4 — гранитный корень островной дуги; 5 — вулканомиктовые турбидиты; 6 — терригенные породы сиалического происхождения; 7 — мергельно-глинистые отложения шельфа

Калайхумб-Сауксайская зона Северного Памира. В структурном отношении район представляет собой сложную покровную систему, наиболее детально изученную на Юго-Западном Дарвазе (Руженцев, 1976, см. Руженцев и др., 1977, рис. 4). Проведенные здесь палинспастические реконструкции позволили восстановить картину относительного расположения главных структурно-формационных зон (с северо-запада на юго-восток).

1. Островодужное поднятие, сложенное пестрым в фациальном отношении комплексом лав (от базальтов до липаритов), грубых вулканотерригенных пород, туфов и олистостром ($C_1v_3-C_2b_1$).

2. Краевой бассейн. В пределах его северо-западной (приостроводужной) части происходило накопление тех же отложений, что и на территории островной дуги. Преобладают вулканотерригенные породы; однако здесь они менее мощны и тонкозернисты, лучше отсортированы. В осевой, по-видимому, наиболее депрессионной части бассейна формировались глинистые, глинисто-кремнистые осадки ($C_1v_3-C_2b_1$), переслаивающиеся с кремнистыми туффитами, пепловыми туфами, тонкими вулканотерригенными породами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Количество последних увеличивается к юго-востоку и вверх по разрезу. Здесь же происходили излияния толеитовых базальтов.

Отложения обеих рассмотренных структур залегают на мощной толще толеитовых базальтов (C_1t-v), из-под которых местами вскрыт серпентинитовый меланж.

3. Континентальный блок. В его основании расположен докембрийский гранито-гнейсовый комплекс, выше которого следуют терригенные породы ($Cm-O$), известняки и доломиты ($S-D$), туфы и лавы дацит-липаритового состава (C_1t-v).

Особенности тектонического развития островной дуги и краевого бассейна в карбоне сводятся к следующему. Островная дуга возникла в пределах структуры океанического типа. Время заложения последней не вполне ясно. Очевидно лишь, что в раннем карбоне здесь произошло накопление мощных подушечных лав, по петрохимической характери-

стике близких к современным абиссальным толеитам. Их афирровая структура, отсутствие интертеллурических вкрапленников, слабо проявленная миндалекаменность и чрезвычайно низкий коэффициент эксплозивности свидетельствуют о достаточно быстром подъеме перегретой, бедной летучими магмы с последующим спокойным излиянием из аппаратов трещинного типа.

Формирование островной дуги началось с излияния базальтовых порфиритов. Это также толеиты, отличающиеся, однако, более высоким содержанием калия, глинозема и магния. Порфирировая структура, миндалекаменность, присутствие мощных горизонтов лавобрекчий указывают на высокую газонасыщенность исходной магмы. Излияния происходили в относительно приподнятой зоне (наличие известняков в фации «*apporto rosso*») и были связаны с аппаратами центрального типа. В дальнейшем поднятие приобретает еще более четкое выражение в виде системы вулканических островов. Преобладающим развитием здесь пользуются туфы и лавы среднего и кислого состава. Процессы тектонического сжатия в это время уже играли существенную роль, вследствие чего образуется исключительно мощная олистострома, включающая гигантские, протяженностью в несколько километров, олистоплаки.

Формационное выполнение краевого бассейна определялось следующими факторами: 1) снос терригенного материала с континента, 2) поступление вулкано-терригенного и пирокластического материала с островной дуги, 3) трещинные излияния толеитовых базальтов. Характер излияний и химизм базальтов оставались одинаковыми в океанической структуре и в краевом бассейне. В обоих случаях излияние базальтов было связано с растяжением коры, на что указывают и характер вулканизма, и присутствие элементов дайкового комплекса. Однако такое растяжение реализовывалось не в виде последовательного отодвигания расползавшихся масс от какой-то осевой зоны, как это предполагает спрединг-модель, а в виде частных разновозрастных раздвигов. В связи с подобного рода механизмом растяжения мы наблюдаем здесь не непрерывную дайковую серию, а лишь разрозненные ее элементы.

Рассмотренный краевой бассейн может считаться остаточным, — островодужный комплекс, возникнув на океаническом чехле, отделил часть океана, прилегающую к континенту. Однако такой краевой бассейн не следует понимать как простую реликтовую структуру. Наложенные процессы растяжения играли здесь важную роль в период всего существования прогиба. Отмирание последнего и превращение в складчатое сооружение с корой континентального типа происходит не в результате постепенного разрастания островодужного поднятия, как это иногда предполагается, а быстро в связи с шарьированием континентальных масс к северо-западу в пределы рассматриваемой структуры.

Сакмарская зона Южного Урала. В структурном отношении зона представляет собой систему покровов, шарьированных в пределы восточной части Восточно-Европейского континента. Они образованы вулканогенно-осадочными отложениями ордовика, силура и девона. Палинспастические реконструкции позволили (Руженцев, 1972, 1976₂) восстановить следующую латеральную последовательность основных формационных комплексов (с запада на восток): 1) терригенные осадки сиалического происхождения, отлагавшиеся в пределах континентального склона и подножия (Пучков, 1976); 2) депрессионные осадки (кремни, туффиты); 3) туфы, вулкано-терригенные породы кислого и среднего состава, представляющие собой шлейф, располагавшийся восточнее вулканической гряды. Кроме того, с позднего ордовика по границе зон 2 и 3 возникла полоса основных вулканитов. Все перечисленные комплексы формировались на ультрабазит-габбровом основании.

В общем виде развитие Сакмарского прогиба сводится к следующему (Руженцев, 1976₁, рис. 3). Его становление начинается в конце кемб-

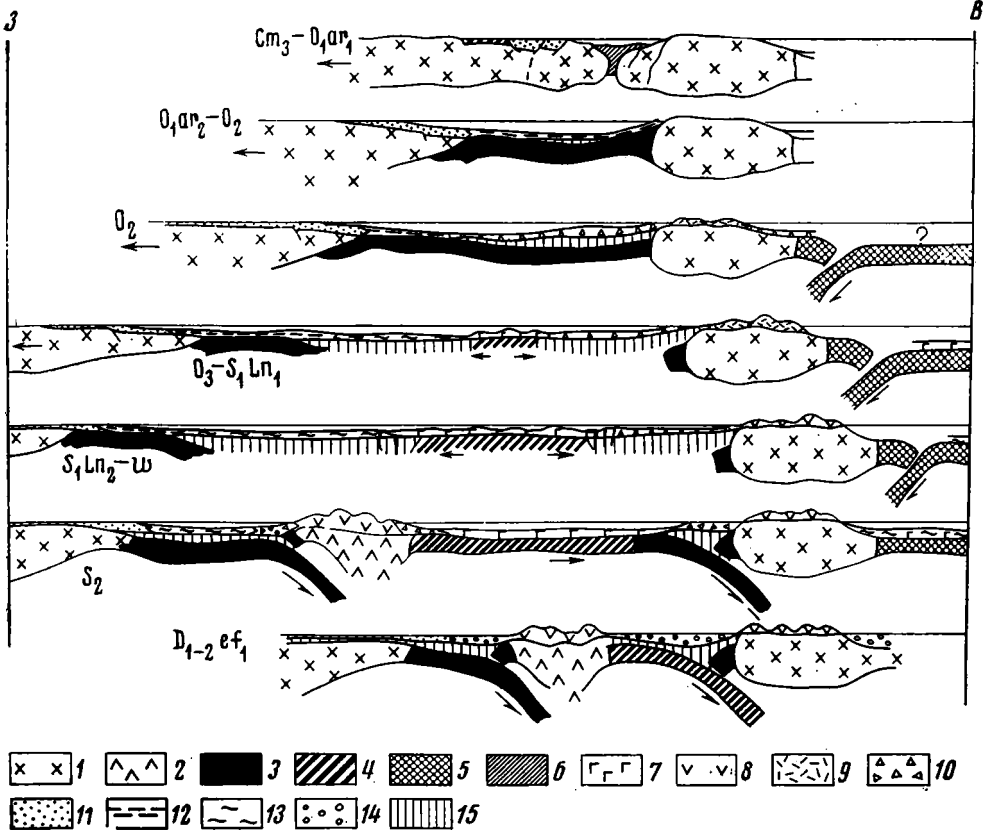


Рис. 3. Схема тектонического развития Сакмарского прогиба
 1 — континентальная кора (Восточно-Европейский континент); 2 — кора переходного типа; 3 — ультрабазит-габбровый фундамент, вскрытый в результате смещения «гранитного» слоя; 4 — новообразованная океаническая кора; 5 — океаническая кора Протоураля; 6 — щелочные вулканы; 7 — спилиты, диабазы, яшмы; 8 — андезиты, андезитобазальты; 9 — дациты, липариты; 10 — туфогенно-обломочные породы; 11 — аркозы, кварцевые и глауконитовые песчаники; 12 — аргиллиты, кварцевые алевролиты; 13 — фтаниты, туфосилиты; 14 — граувакки, включая олистостромы; 15 — отложения предыдущих эпох

рия, когда возникает толща аркоз, содержащих прослой трахиандезитобазальтов, липаритов и их туфов. Указанные отложения накапливались в отдельных мелководных ваннах в результате размыва континентальных уступов, располагавшихся рядом с областью аккумуляции (присутствие валунных конгломератов). Начиная с аренига, происходит расширение прогиба, в пределах которого формируются маломощные глубоководные аргиллиты, переслаивающиеся с кварцевыми алевролитами и песчаниками. Количество и грубость последних увеличивается к западу, в сторону Восточно-Европейского континента. В среднем ордовике возник более пестрый комплекс пород. Лишь на западе прогиба накапливались осадки, аналогичные нижнеордовикским. Наиболее грубые их разновидности вверх по разрезу постепенно отступают к западу. По направлению к востоку терригенные отложения замещаются кремнями и туфитами, а те в свою очередь туфами и вулканомиктовыми песчаниками. С течением времени вулканогенные породы как бы «оттесняли» терригенные к западу. Этот процесс шел не путем разбавления терригенного материала вулканогенным, а в результате ослабления привноса первого. Вследствие этого область конденсированных осадков постепенно расширялась и несколько мигрировала к западу.

Описанная смена комплексов по латерали и вертикали отражает становление прогиба вследствие разрыва континентальной плиты и последующего раздвига обособившихся ее частей. Сначала вдоль зоны осевого разрыва закладывается система грабен, заполнявшихся грубыми аркозами и щелочными вулканитами. В дальнейшем по мере удаления континентальных уступов происходит расширение и углубление котловины, а также сокращение привноса сиалического материала. Специфика Сакмарского прогиба в раннем и среднем ордовике заключалась в том, что за исключением позднекембрийско-тремадокских щелочных базальтоидов и липаритов здесь не происходило излияние лав. Вместе с тем в процессе раздвига был вскрыт ультрабазит-габбровый комплекс, непосредственно на котором и отлагались отмеченные выше осадки. Рассматриваемый случай является аномальным. Для объяснения наблюдаемой картины было предположено (Руженцев, 1976₁), что в процессе раздвига смещение блоков происходило не на мантийном, а на коровом уровне.

Указанные соотношения фациальных комплексов в пределах западной части Сакмарской структуры сохраняются в позднем ордовике и силуре. Максимальной ширины прогиб достиг в раннем силуре, когда поступление терригенного материала свелось до минимума и основным седиментационным процессом стало кремненакопление (Хворова и др., 1975). Вместе с тем в позднем ордовике и раннем силуре в средней части рассматриваемого прогиба формируется дайковый комплекс и происходит излияние толеитовых базальтов, знаменующее начало дополнительного раздвига, который реализовывался уже на мантийном уровне.

В позднем силуре строение вулканической зоны меняется. С этого времени здесь появились кордильеры, в пределах которых нижнесилурийские кремни, вулканиты и породы меланократового основания были дислоцированы и частично метаморфизованы. Именно с этого времени вдоль кордильер возникли шлейфы пород, состоящие не только из обломков кремней и базальтоидов, но и амфиболитов, зеленых сланцев, рассланцованных и массивных габбро, ультрабазитов. По-видимому, поздний силур был поворотным моментом в развитии Сакмарского краевого бассейна, что нашло свое отражение в изменении его формационного ряда и, в частности, в исключительно широком распространении олистостром и меланжей. С этого времени и в девоне в условиях нарастающего сжатия происходит постепенное превращение прогиба в покровно-складчатое сооружение с корой континентального типа.

Сказанное позволяет рассматривать Сакмарский крайевой бассейн как структуру новообразованную, появившуюся в результате рифтинга континента. Ее формирование началось вне связи с островодужным процессом, начавшимся только в среднем ордовике. По существу применительно к Сакмарскому прогибу необходимо допустить сосуществование двух независимых процессов: смещение литосферных блоков на коровом и мантийном уровнях. Первый происходит до образования островной дуги, второй, по-видимому, во временном и генетическом отношениях связан с ней.

Палеозойские прогибы Центральной Невады (Северо-Американские Кордильеры). Указанные прогибы входят в состав эвгеосинклинальной зоны Кордильер (пояс Фрезер, Кэй, 1955). Это обширная сложнопостроенная структура, которая в свете новейших представлений интерпретируется как «краевой океанический бассейн» (Монгер, Габриелс, 1974; Churkin, 1974, 1975; Churkin, McKee, 1974). Ее строение наиболее детально изучено в Центральной Неваде, где выполнявшие прогибы толщи образуют покровную систему (пояса Антлер и Сонома). Расшифровка строения последних позволила восстановить относительное расположение существовавших структурно-форма-

ционных зон. С востока на запад здесь выделяются (Roberts, 1964, 1972; Kay, Crawford, 1964; Clark, 1964; Churkin, 1974):

1. Шельфовая зона, представлена мощной серией ($Cm-D_2$) ортокварцитов и аркоз (внизу), мелководных известняков и доломитов, содержащих прослой аргиллитов и кварцевых песчаников (вверху).

2. Переходная зона, соответствующая континентальному склону и подножию. В ее пределах обнажается пестрый комплекс пород (глинистые сланцы, кремни, песчано-глинистые турбидиты, изредка туфы $Cm-D$).

3. Краевой бассейн. Разрез начинается базальтами и их туфами, содержащими прослой кислых туфов, фтанитов, аргиллитов и аркоз (Cm). Выше следуют граптолитовые сланцы, фтаниты с прослоями кварцевых песчаников (O). Присутствуют отдельные покровы спилитов. Геохимические особенности лав кембро-ордовика указывают на их океаническую природу. В силуре и девоне накапливались относительно маломощные глинисто-кремнистые осадки.

4. Островная дуга, представлена пестрым комплексом разнообразных лав и туфов, вулканомиктовых пород и граувакк (O). Здесь же происходило внедрение монзонитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов.

Рассматривая проблему становления океанических структур Кордильер, некоторые американские исследователи (Stewart, 1972; Dickinson, 1976) связывают его с докембрийским рифтингом континента. Наиболее обоснованная модель обособления собственно окраинного бассейна дана в работах М. Чуркина (Churkin, 1974, 1975; Churkin, McKee, 1974), показавшего, что ограничивающая этот бассейн с запада островная дуга возникла не на отделившемся континентальном фрагменте, а на сложнислоцированной океанической коре. Островодужное поднятие представляет собой относительно стабильный элемент, претерпевший сквозное развитие по крайней мере с ордовика до позднего палеозоя. Сказанное позволяет рассматривать ранне-среднепалеозойский прогиб Невады как остаточную структуру.

Как уже отмечалось, в позднем девоне на ее месте возникло покровно-складчатое сооружение пояса Антлер. Оно характеризовалось корой переходного типа в западных и континентального в восточных частях региона. В пенсильвании начался новый этап растяжения, который продолжался и в перми. В это время здесь формировалась раздвиговая структура с корой океанического типа (Churkin, 1974; Dickinson, 1976; рис. 4). В ее пределах накапливались базальтоиды, ассоциирующие с глубоководными кремнями и аргиллитами, литологически чрезвычайно сходными с нижнепалеозойскими. В это же время происходило оживление тектонических движений на территории островодужного поднятия, где образовался комплекс пестрых вулканитов и вулканотерригенных пород (Roberts, 1972).

По структурному положению, типу коры и формационному выполнению каменноугольно-пермский прогиб Невады также представляет собой окраинный бассейн. Однако в отличие от ранне-среднепалеозойской остаточной структуры он является структурой новообразованной. Вместе с тем следует отметить, что оба прогиба связаны с одной и той же островной дугой. Их пространственная позиция и формационная характеристика сходны. По существу здесь можно говорить о четком унаследованном развитии в течение почти всего палеозоя. Все сказанное предполагает тесное генетическое единство обеих структур: и ранне-среднепалеозойский, и позднепалеозойский прогибы формировались в связи с процессами растяжения. Различие заключалось лишь в том, что в первом случае они проявились на территории остаточной океанической структуры, во втором — обусловили рифтинг складчатой зоны с корой переходного типа.

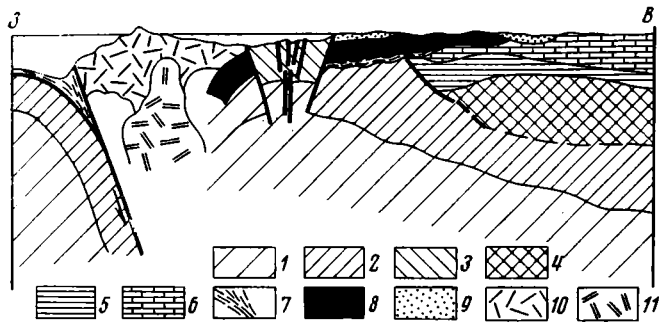


Рис. 4. Реставрированный тектонический профиль через палеозойский окраинный бассейн Невады в пермью и перми (Churkin, 1974)
 1 — мантия; 2 — древний «базальтовый слой»; 3 — новообразованная океаническая кора; 4 — гранитный слой; 5 — ортокварциты (*Pcm—Cm*); 6 — известняки (*Cm—D₂*); 7 — кремни, граптолитовые сланцы (*O—D₂*); 8 — Антлерский аллохтон (вулканогенно-осадочная толща) (*Cm—D*); 9 — моласса (*D₃—M*); 10 — граувакки, туфотерригенные породы, лавы кислого и среднего состава; 11 — интрузивные тела кислого и среднего состава

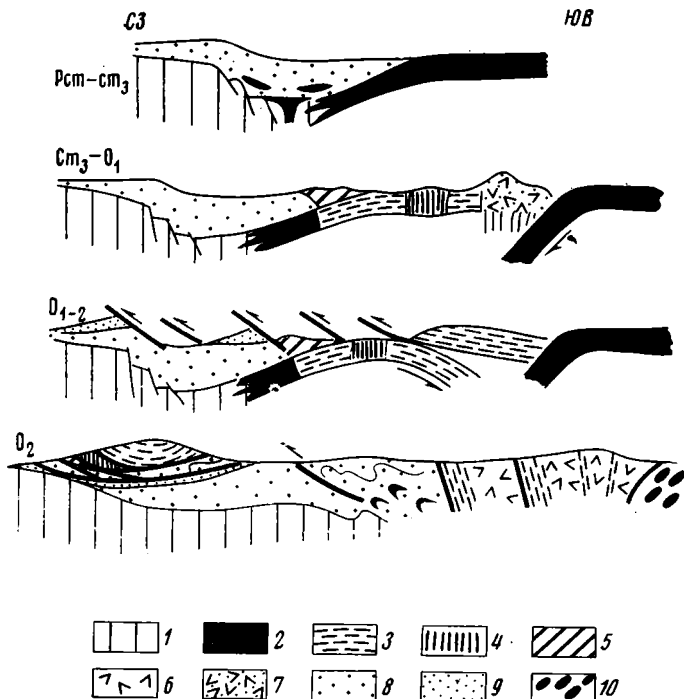


Рис. 5. Схема тектонического развития зоны Нотр-Дам Ньюфаундленда (Williams, 1975)
 1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора Протоатлантики; 3 — новообразованная кора краевого бассейна; 4 — осевые зоны активного расширения; 5 — щелочные вулканы периферии зоны активного расширения; 6 — толеитовые базальты; 7 — островодужные вулканы; 8 — терригенные породы континентального склона; 9 — граувакки; 10 — реликты субдуктивной зоны («меланж Даннедж»)

Зона Нотр-Дам (Ньюфаундленд). В структурном отношении это западный край эвгеосинклинального пояса (включая аллотонные комплексы Большого Северного полуострова), представляющий собой сложную покровно-складчатую систему (Rodgers, Neale, 1963; Tuke, 1968; Williams, 1971). Проведенные здесь палинспастические реконструкции (Bird, Dewey, 1970; Williams, 1975) позволили восстановить первоначальное расположение формационных комплексов, что в конечном счете сделало возможным разработать достаточно обоснованную схему развития этой структуры (Dewey, Bird, 1971; Upadhyay et al., 1971; Dewey, 1974; Williams, 1975; Bursnall, de Wit, 1975; Williams, Payne, 1975).

Сейчас общепризнаны представления об океанической природе офиолитов Ньюфаундленда. Соответственно его Центральный подвижный пояс рассматривается как складчатая зона, возникшая на месте Протоатлантики. Становление последней начинается с рифтинга континентальной плиты (*РСт—Ст₁*). Максимальной ширины структура достигает к началу позднего кембрия. В это время здесь формируются почти исключительно базальтовые серии, и только вдоль западной периферии накапливается мощная толща обломочных пород приконтинентального клина.

Начиная с позднего кембрия и особенно в ордовике, растяжение сменяется сжатием, в результате чего возникает погружающаяся к западу субдуктивная зона, над которой формируется островная дуга (вулканический пояс Нотр-Дам). Детали ее строения рассмотрены в работах многих геологов (Horne, Helwig, 1969; Horne, 1970; Strong, Payne, 1973; Williams et al., 1972; Williams, Payne, 1975), показавших, что выше океанических базальтоидов здесь залегает очень пестрая в фаціальном отношении непрерывно дифференцированная вулканическая серия островодужного типа (Strong, Payne, 1973). Пространственно к полосе островодужных вулканитов приурочены тела плагиогранитов.

Северо-западнее островной дуги в позднем кембрии располагался окраинный бассейн (Upadhyay et al., 1971). Здесь накапливались туфы среднего и кислого состава, туфоаргиллиты, туффиты, вулcano-терригенные породы и граувакки, содержащие прослой базальтов и кремней. Детали строения отмеченной структуры различные авторы оценивают по-разному. Так, например, Дж. Дьюи (Dewey, 1974) предполагает существование серии прогибов. По крайней мере некоторые из них разделены микроконтинентами, т. е. являлись новообразованными. Нам представляется более обоснованной точка зрения Г. Вильямса (Williams, 1975; Williams, Payne, 1975), который рассматривает окраинный бассейн как единую обширную структуру. Ее становление связано с появлением Твиллингетской островной дуги, отделившей краевой бассейн от остальной части Протоатлантики. Иными словами возник остаточный прогиб. В позднем кембрии — раннем ордовике он развивался как активный (по терминологии Д. Карига, 1974) бассейн (рис. 5). Его расширение, по мнению канадских геологов, было связано со спредингом, что доказывается наличием хорошо развитого дайкового комплекса, а также петрохимическими особенностями разновозрастных вулканитов (Strong, 1974; Strong et al., 1974).

Таким образом, в пределах северо-западной части краевого бассейна отлагались терригенные породы континентального склона и подножия. В центральной части формируется толща океанических толентов, переслаивающихся с кремнями и глинистыми осадками. В сторону от осевой активной зоны появляется, кроме того, дифференцированная (от анкармитов до трахитов) щелочная серия, сопоставляемая с аналогичными образованиями периферии некоторых современных срединно-океанических хребтов (Strong, 1974). Вдоль юго-восточной окраины прогиба отлагался преимущественно пирокластический и вулcano-терригенный материал, поступавший из области островодужного поднятия.

По-видимому, в конце раннего ордовика в пределах древней островной дуги возникла новая зона растяжения. В это время здесь формируется толща толентов, сопряженных с мощной дайковой серией. Указанная зона отделяет часть древней остаточной дуги от вновь развивающейся (Херринг — Неч).

В среднем ордовике картина иная. В связи с изменением полярности зоны субдукции (падение к востоку, от континента) происходит быстрая перестройка внутреннего строения структуры, а сама она превращается в покровно-складчатую зону (таконские деформации).

Суммируя сказанное, отметим, что нижнепалеозойский краевой бассейн Ньюфаундленда — структура остаточная. Однако наложенные процессы растяжения проявились здесь исключительно резко. Они осуществлялись на мантийном уровне по спрединговой схеме. Существование разновозрастных зон растяжения обусловило возникновение междугубых бассейнов, значительно усложнивших первоначальный структурный рисунок. В целом, по мнению Г. Вильямса, картина здесь во многом сходна с той, которая наблюдается сейчас в юго-восточной части Тихого океана.

Палеозойские прогибы Тасмании. На территории острова с запада на восток выделяются следующие тектонические элементы: 1) геоантиклиналь Рокки-Кэйп, 2) прогиб Дандас, 3) вулканическая дуга Маунт-Рид, 4) геоантиклиналь Тиеннан, 5) прогиб Адамсфилд, 6) блок Джабайли сложены метаморфизованными отложениями протерозоя, среди которых резко преобладают кварциты и кварцево-сланцевые сланцы. Выше несогласно залегают шельфовые отложения кембрия. Прогибы (троги) Дандас и Адамсфилд в современной структуре представляют собой зоны, обладающие сложной внутренней структурой. Оба они образованы кембрийскими и нижнеордовикскими граувакками, туфами кислого и среднего состава, базальтами, кремнями, глинистыми сланцами, кварцевыми алевролитами и песчаниками, из-под которых вскрыт полно представленный офиолитовый комплекс (Campana et al., 1960; Solomon, Griffiths, 1972). Однако здесь же присутствуют клинья докембрийских метаморфических пород, на основании чего допускается, что частично вулканогенно-осадочная серия формировалась на растащенной континентальной коре.

Вулканическая дуга Маунт-Рид сложена андезитами, дацитами, риолитами и их туфами ($Сm_{1-2}$), накопившимися по краям геоантиклинали Тиеннан. Островодужные образования частично синхронны офиолитам, частично моложе их.

По всем отмеченным ранее признакам: и по положению между континентальным блоком и островной дугой, и по типу коры (наличие развитого офиолитового комплекса), и по формационному выполнению прогибы Адамсфилд и особенно Дандас являются структурами типа окраинных бассейнов. Вместе с тем отсутствие обоснованных палинспастических реконструкций делает возможными различные интерпретации их тектонического развития. Однако в плане рассматриваемого вопроса для нас не столь важно, где располагались субдуктивные зоны, какой из отмеченных прогибов был главным, а какой задуговой сопутствующей структурой? Важнее другое — оба они являлись зонами растяжения континентальной коры. В любом случае процессам континентального рифтинга и последующего раздвига обособившихся блоков коры придается решающее значение. Сколь велик такой раздвиг и каков был его механизм, сказать трудно. Очевидно лишь, что он реализовывался, по крайней мере частично, на мантийном уровне, вследствие чего здесь и формировался полный набор пород офиолитового комплекса.

Таким образом, выделяются два типа рассматриваемых краевых бассейнов: новообразованные и остаточные. Первые возникли в результате раздвига континентов или складчатых зон с корой переходного типа, вторые — вследствие обособления части океана. Очевидно, что процессы растяжения играли большую роль в процессе формирования новообразованных структур. Закономерное изменение вертикальных и латеральных рядов формаций мы связываем с расширением области аккумуляции на фоне постепенного удаления источников сноса. Действительно, именно этим объясняется смена вверх по разрезу грубых мелководных аркоз, щелочных базальтоидов, значительных масс кислых вулканитов глубоководными аргиллитами, кремнями или недифференцированными толеитовыми сериями, формирующимися на ультрабазит-габбровом основании (Патагонский и Сакмарский прогибы). Процессы растяжения в остаточных бассейнах в принципе приводят к тем же соотношениям. Отличие будет заключаться в отсутствии аркозовых грабеновых фаций, щелочных и кислых эффузивов в основании разреза (Klein, 1975). Наличие осевой депрессионной зоны, ее расширение со временем, указывающее на сокращение поступления сиалического и островодужного обломочного материала, также подтверждает эту схему. По-видимому, можно говорить о принципиальной зависимости ширины зоны конденсированных осадков от размеров раздвига в пределах окраинных бассейнов (Karig, Mooge, 1975). Прогибы с широкой депрессионной областью (Сакмарский) подверглись максимальному растяжению. Наоборот, там, где она выражена плохо (Майницкая и Калайхумбская зоны), растяжение было менее значительным. С этих же позиций мы рассматриваем и появление толеитовых базальтов (включая дайковые серии). Различие заключается лишь в уровнях реализации раздвига. Наличие базальтоидов указывает на мантийный раздвиг. В этом смысле наиболее показателен пример Ньюфаундленда, где рои разновозрастных дайковых серий распространены особенно широко. Структуры, в пределах которых базальты отсутствуют или распространены незначительно, возникли в результате коровых раздвигов.

Растяжение на мантийном уровне, по-видимому, следует рассматривать как более общий случай. В том или ином объеме он предполагается для подавляющего большинства фанерозойских структур этого типа. Естественно, по аналогии с котловинами современных окраинных морей наблюдаемые соотношения интерпретируются с позиций различных вариантов спрединга. К сожалению, в большинстве зарубежных работ спрединговый механизм принимается как нечто само собой разумеющееся и не требующее специального обоснования. Наши материалы показывают, однако, что картина часто бывает гораздо более сложной. Так, например, растяжение на мантийном уровне иногда реализуется в виде серии частых разновозрастных раздвигов, имеющих беспорядочное расположение на площади. Показателен в этом смысле пример Калайхумбской зоны Дарваза. Кроме того, по-видимому, гораздо шире, чем это предполагается, распространены случаи, когда литосферные плиты расслаиваются на серию дисгармонично смещаемых структурных оболочек. При этом основные геофизические поверхности (такие, как поверхности Конрада и Мохоровичича) рассматриваются как плоскости региональных срывов. В общем виде идея такого механизма была выдвинута А. В. Пейве (1967, 1975). Данные, полученные нами на Урале и в Корякии, в целом подтверждают ее. Конечно, имеющегося сейчас материала явно недостаточно, и для дальнейшей разработки этой проблемы требуется постановка специальных очень трудоемких исследований.

Концепция дифференцированного смещения отдельных структурных оболочек коры и мантии ставит вопрос о структурной и генетической соподчиненности краевых бассейнов и океанов. В подавляющем большинстве современных работ формирование краевых бассейнов в том или ином виде объясняется глубинными процессами, происходящими в зонах субдукции. Иными словами, краевые бассейны рассматриваются как структуры, производные от океанических. Действительно, тесная связь краевых бассейнов с островными дугами неслучайна. Вместе с тем оказывается, что по крайней мере некоторые из них закладывались и развивались на ранних этапах вне связи с островными дугами, отделяясь от океанов микроконтинентами. Далее следует отметить, что, если раздвиг на мантийном уровне еще можно объяснить глубинными процессами в зоне субдукции (например, всплыванием мантийного диапира), то коровые срывы (особенно в тех случаях, когда мантийный раздвиг отсутствует) формировались автономно от них. На основании сказанного можно сделать вывод — становление некоторых краевых бассейнов происходило вне связи с субдуктивным процессом, как это предполагают многие исследователи. Островодужные серии появлялись позже. Более определенно такая зависимость доказывается для новообразованных, менее — для остаточных прогибов. По нашему мнению, появление островных дуг обусловлено возникновением локальных зон сжатия (Марков, Соловьева, 1972) на стыке двух расширяющихся структур океанического типа. Растяжение в их центральных частях компенсируется сжатием по периферии, где происходит сучивание и утолщение коры.

Как было показано, краевые моря представляют собой серию структур, имеющих разный генезис и образующихся на разных стадиях геосинклинального процесса. С этой точки зрения, несомненно, существует группа новообразованных краевых бассейнов, образующихся одновременно с формированием океанов атлантического типа и отделяющихся от них блоками континентальной коры (микроконтинентами). К таким структурам относятся Сакмарский, Дандаский и Адамсфилдский прогибы. Совершенно очевидно, что формации прогибов будут синхронны отложениям океанической стадии, а сами эти прогибы представляют собой структуры типа микроокеанов. Островные дуги в этом случае возникают вдоль микроконтинентов (т. е. вдоль зон раздела коры разного типа). Их появление, как мы видели на многих примерах, меняет особенность формационного выполнения микроокеанических прогибов, приобретающих с этого момента черты, характерные для краевых бассейнов.

Совершенно ясно, что большая группа краевых бассейнов образуется в переходную стадию развития геосинклиналей. При этом к ней принадлежат как остаточные, так и новообразованные краевые моря, которые либо отделяются от океанов благодаря появлению локальных зон сжатия и сучивания океанической коры (островные дуги), либо в результате возникновения отдельных частных зон растяжения. Последние, как мы видели, реализуются на разных уровнях земной коры и верхней мантии. Наиболее характерная черта таких прогибов — развитие туфово-кремнисто-терригенных формаций, сменяющихся по латерали известково-щелочными вулканическими сериями островных дуг.

Наконец, в конце переходной стадии часто возникают граувакковые краевые бассейны, залегающие, как правило, уже на складчатом основании переходных зон и знаменующие собой нарастающие условия сжатия в переходных зонах от океана к континенту. Нетрудно видеть, что этот тип структур принципиально отличается от современных глубоководных котловин краевых морей.

Следует отметить, что сходная картина развития зоны перехода океан — континент была недавно предложена У. Диккинсоном (Dickinson, 1976), проанализировавшим историю развития западного края Северной Америки.

Таким образом, проведенный анализ особенностей строения и истории развития краевых морей показал, что здесь имеется целый ряд разных по генезису и времени образования структур, хотя по первому впечатлению они и бывают очень сходны.

Литература

- Александров А. А.* Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье).— Геотектоника, 1973, № 4.
- Александров А. А., Богданов Н. А., Бялобжеский С. Г., Марков М. С., Тильман С. М., Хаин В. Е., Чехов А. Д.* Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Безруков П. Л.* Общие черты осадконакопления в Тихом океане.— В кн.: Тихий океан, кн. 2. «Наука», 1970.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О.* Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. «Наука», 1971.
- Белюсов В. В., Рудич Е. М.* О месте островных дуг в истории развития структур Земли.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Васильев Б. И.* Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4.
- Васильковский Н. Т.* К проблеме островных дуг.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Драновский Я. А.* Происхождение окраинных морей северо-западной части Тихоокеанского пояса.— Тр. Всес. нефт. н.-и, геологоразведочного ин-та. 1975, вып. 367.
- Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е.* Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж).— В кн.: Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
- Кариэ Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижно-го пояса. М., «Наука», 1965.
- Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С.* Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Марков М. С., Соловьева И. А.* Глубинное строение островных дуг и Альпийской складчатой области.— Геотектоника, 1972, № 1.
- Меланхолина Е. М., Ковылин В. М.* Тектоническое строение Японского моря.— Геотектоника, 1976, № 4.
- Монгер Дж. У. Х., Габриелс Х.* Эволюция канадских кордильер в свете тектоники плит.— Геотектоника, 1974, № 2.
- Некрасов Г. Е.* Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоларитов в истории развития п-ова Тайгонос и Пенжинского кряжа.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Петрушевский Б. А.* Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964.
- Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Пучков В. Н.* Реликты континентальной окраины и их соотношение с реликтами океанической впадины на Урале.— В сб.: Тектоника, структурная геология, планетология. Доклады сов. геол. к XXV сессии МГК. М., «Наука», 1976.
- Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1974.
- Руженцев С. В.* Основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 1.
- Руженцев С. В.* К проблеме формирования структур типа «окраинных морей» на Южном Урале.— В кн.: Тектоника, структурная геология, планетология. Доклады сов. геологов к XXV сессии МГК. М., «Наука», 1976.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М., «Наука», 1976.
- Руженцев С. В.,* Стратиграфия вулканических и вулканогенно-осадочных отложений Юго-Западного Дарваза.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4.
- Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н.* Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Сергеев К. Ф.* О геологической истории окраинных морей.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

- Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Сычев П. М., Снеговской С. С. Глубоководные впадины Японского, Охотского и Берингова морей.— В сб.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Руженцев С. В. Раннегеосинклинальные формации Сакмарской зоны Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Хизен Б. Внутренние и краевые моря.— В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975.
- Bird J. M., Dewey J. F. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian Orogen.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, № 4.
- Bischoff J. L., Henyey T. L. Tectonic elements of the central part of the gulf of California.— Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, № 12.
- Brother R. N. Kaikoura orogeny in Northland, New Zealand.— New Zealand and J. Geol. Geophysics, 1974, v. 17, № 1.
- Burk C. A., Drake Ch. L. (ed.). Geology of the Continental Margins. Berlin, 1974.
- Burnsall J. T., de Wit M. J. Timing and development of the orthotectonic zone in the Appalachian orogen of Northwest Newfoundland.— Canad. J. Earth Sci., 1975, v. 12, № 10.
- Campana B., King D., Mc Kenna D. Unconformable units of the Cambrian succession of West Tasmania.— Australian J. Sci., 1960, v. 22, № 8.
- Chase C. G., Menard H. W., Larson R. L., Sharman F. G., Smith S. M. History of seafloor spreading west of Baja California.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, № 2.
- Churkin M. Paleozoik marginal ocean basin-volcanic arc systems in the Cordilleran fold-belt.— Modern and Ancient Geosyncl. Sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Public., 1974.
- Churkin M. Basement rocks of Barrow Arch, Alaska and Circum-Arctic paleozoic mobile belt.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1975, v. 59, № 3.
- Churkin M., Kay M. Ordovician and Silurian graptolite-bearing siliceous and volcanic rocks, northern Independence Range Nevada.— Bull. Geol. Soc. America, 1967, v. 78, № 5.
- Churkin M., Mc Kee E. H. Thin and layered subcontinental crust of the Great Basin western North America inherited from Paleozoic Marginal ocean Basins?— Tectonophysics, 1974, v. 23, № 12.
- Clark L. D. Stratigraphy and structure of part of the Western Sierra Nevada Metamorphic, California.— U. S. Geol. Surv. Prof. Papers, 1964, № 410.
- Dalziel I. W. D. The Scotia Arc tectonics project, 1969—1975.— Antarct. J. U. S., 1975, v. 10, № 3.
- Dalziel I. W. D., de Wit M. J., Palmer K. F. Fossil marginal basin in the southern Andes.— Nature, 1974, v. 250.
- Dewey J. F. Continental margins and ophiolite obduction: Appalachian caledonian system.— In: The geology of continental margins. (ed. Burk C. A., Drake Ch. L.). Berlin, 1974.
- Dewey J. F., Bird I. M. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolite in Newfoundland.— Geophys. Res., 1971, v. 76, № 14.
- Dickinson W. R. Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-Cenozoic arc-trench system in western North America.— Canad. Earth Sci., 1976, v. 13, № 9.
- Eisbacher G. H. Evolution of successor basins in the Canadian cordillera.— In: Modern ancient geosync. basins (ed. Dott R. M., Shaver R. H.), 1974.
- Hays D. E., Ringis T. Seafloor-spreading in the Tasman Sea.— Nature, 1973, v. 243, № 22.
- Horne G. S. Complex volcanic-sedimentary patterns in the Magog Belt of Northeastern Newfoundland.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, № 6.
- Horne G. S., Helwig J. Ordovician stratigraphy of Notre Dame Bay, Newfoundland.— Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1969, Memoir 12.
- Karig D. E. Basin genesis in the Philippine Sea.— In Initial Rep. DSDP, 1975, v. 31.
- Karig D. E., Jensky W. The Proto-gulf of California.— Earth Plan. Sci. Lett., 1972, v. 17, № 1.
- Karig D. E., Moore G. F. Tectonically controlled sedimentation in marginal basins.— Earth. Plan. Sci. Lett., 1975, v. 26, № 2.
- Katz H. R.-Plate tectonics and orogenic belts in the south-east Pacific.— Nature, 1972, v. 237, № 2.
- Kay M., Crawford J. P. Palaeozoic facies from the miogeosynclinal to the eugeosynclinal belt in thrust slices, Central Nevada.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, № 2.
- Klein G. V. Sedimentary tectonics in south-west Pacific marginal basins based on Leg 30 deep sea drilling project cores from South Fiji, Hebrides and Coral Sea Basins.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, № 7.
- Korbett K. D., Banks M. R., Jago J. B. Plate tectonics and the Lower Palaeozoic of Tasmania.— Nature, 1972, v. 240, № 97.
- Roberts R. J. Stratigraphy and structure of the Antler Peak quadrangle, Humboldt and Lander counties, Nevada.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1964, 459 A.
- Roberts R. J. Evolution of the Cordilleran fold belt.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, № 7.

- Rodgers J., Neal E. R. W.* Possible «taconic» klippen in Western Newfoundland.— *Amer. J. Sci.*, 1963, v. 261, № 8.
- Shor G. G.* Structure of the Bering sea and the Aleutian ridge.— *Marine Geol.*, 1964, v. 1, № 3.
- Solomon M., Griffiths J. P.* Tectonic evolution of the Tasman orogenic zone.— *Nature Phys. Sci.*, 1972, v. 237, № 70.
- Stewart I. H.* Initial deposits in the Cordilleran geosyncline; evidence of a Late Precambrian (850 m. y.) continental separation. *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83, № 5.
- Strong D. F.* An «off-axis» alkali volcanic suite associated with the Bay of Islands ophiolites, Newfoundland.— *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 1974, v. 21, № 3.
- Strong D. F., Payne J. G.* Early Paleozoic volcanism and metamorphism of the Moretons Harbour-Twillingate area, Newfoundland.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1973, v. 10, № 9.
- Strong D. F., Dickson W. L., O'Driscoll C. F., Kean B. T., Stevens R. K.* Geochemical evidence for an east-dipping Appalachian subduction zone in Newfoundland.— *Nature*, 1974, v. 248, № 5443.
- Suarez M.* Plate-tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes.— *Geology*, 1976, v. 4, № 4.
- Suarez M., Pettigrew T. N.* An Upper Mesozoic island-arc — back-arc system in the southern Andes and South Georgia.— *Geol. Mag.*, 1976, v. 113, № 4.
- Tuke M. F.* Autochthonous and allochthonous rocks in the Pistolet Bay area in northern most Newfoundland.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1969, v. 5, № 3.
- Upadhyay H., Dewey J. F., Neale E. R. W.* The Betts Cove ophiolite complex, Newfoundland.— *Geol. Assoc. Canad. Proc.*, 1971, v. 24, № 1.
- Weissel J. K., Natts A. B.* Tectonic complexities in the South Fiji marginal basin.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28, № 2.
- Williams H.* Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation: a review and inter. im report.— *Geol. Assoc. Canad. Proc.*, 1971, v. 24, № 1.
- Williams H.* Structural succession nomenclature and interpretation of transported rocks in western Newfoundland.— *Canad. J. Earth sci.*, 1975, v. 12, № 11.
- Williams H., Kennedy M. J., Neale E. R. W.* The Appalachian structural province.— *Medm. Univ. Newfoundland. Dept. Geol.*, 1972.
- Williams H., Paune J. G.* The Twillingate and nearby volcanic groups: an island arc complex in Northeast Newfoundland.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, v. 12, № 6.
- de Wit M. I., Dalziel I. W. D., Stern Ch. R., Bruhn R.* The development and destruction of a mesozoic ensialic marginal basin.— *25 Inter. Geol. Congr., Abstracts*, 1976, v. 1, № 3 A.

Геологический институт
АН СССР.
СВКНИИ АН СССР

Статья поступила
11 марта 1977 г.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24 (049.3)

Ю. А. КОСЫГИН, В. А. СОЛОВЬЕВ

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ
И ТЕРМИНОЛОГИИ¹

На фоне оживленной дискуссии, развернувшейся вокруг гипотезы новой глобальной тектоники и концепции океанической коры, внимание к проблеме тектонической систематики несколько ослабло, но с и с т е м а т и к а по-прежнему остается в основе не только тектонического картирования и металлогенического районирования, но и тех же историко-генетических построений. Действительно, прежде, чем начинать развивать гипотезу перемещения плит, надо, очевидно, знать, что эти плиты собой представляют. И прежде, чем развивать концепцию эволюции коры, надо, очевидно, представлять себе как эта кора устроена. Представления о структуре земной коры суммируются в тектонических систематиках. Поэтому любые попытки усовершенствования тектонической систематики не могут быть оставлены без внимания. Книга Л. И. Красного является первой отечественной монографией, посвященной проблемам тектонической систематики. Если учесть, что автор книги хорошо известен своими заслугами в области тектонического картирования не только континентов, но и океанов, то интерес к работе еще больше возрастает. Думается, что фундаментальные исследования всегда не только разрешают какие-то проблемы, но и, что не менее важно, выдвигают новые. На эти проблемы хочется обратить внимание и нам после ознакомления с книгой Л. И. Красного.

Континенты, океаны и проблема геологических тел и структур. В качестве структур наиболее крупного ранга Л. И. Красный выделяет континенты, переходные зоны и океаны. Когда говорят о континентах и океанах как о «структурах» и противопоставляют их, надо уточнить, что имеется в виду. Не станем отрицать того факта, что верхняя геосфера Земли неоднородна по вертикали и латерали и на основе геофизических и геоморфологических данных действительно подразделяется на континентальную и океаническую части. Но в таком случае правильнее, очевидно, говорить о крупных телах, выделенных по геофизическим и геоморфологическим признакам. Использование геофизической модели для построения тектонической систематики приводит к противоречиям: подразделения высшего ранга (континенты, океаны, переходные зоны) выделяются по геофизическим признакам, а более низкого (платформы, складчатые

¹ О книге Л. И. Красного «Проблемы тектонической систематики». М., «Недра», 1972.

области) — по структурно-вещественным. Не избежал этого противоречия и Л. И. Красный.

Если говорить о структуре континентов и океанов, то прежде всего надо было бы выделить составляющие их элементы и, самое главное, указать отношения между ними. В рамках принятой автором геофизической модели в качестве структурных элементов выступают, очевидно, «осадочный», «гранитный» и «базальтовый» геофизические слои. Каковы отношения между этими телами и чем они отличаются в пределах континентов и океанов? Автор не затрагивает этого вопроса, и поэтому неясна его позиция в понимании структуры континентов и океанов на уровне этих геофизических слоев. Если подходить к решению с общенаучным определением термина «структура», то надо признать, что определяющим типом отношений, которыми связаны геофизические слои являются отношения по р я д к а («ниже», «выше») и э к в и в а л е н т н о с т и («на одном уровне»). Таким типом отношений характеризуются все слоистые структуры. Следовательно, структура верхней геосферы Земли в рамках используемой автором геофизической модели является с л о и с т о й как в пределах континентов, так и океанов. Использование терминов «континенты», «океаны», «переходные зоны» будет оправданным лишь в том случае, если под ними понимать тела, что по существу и делает Л. И. Красный, но называет их почему-то «структурами». Думается, что в тектонических систематиках понятия «тело» и «структура» должны четко различаться и обозначаться разными терминами.

Проблема однотипности структур древних и молодых платформ. Как и многие другие исследователи, Л. И. Красный выделяет в пределах континентов два типа платформ — древние и молодые. При этом дается почти что исчерпывающая характеристика этих объектов. Но проведя сравнение по десяти признакам (форма и рельеф, площадь, границы, смежные структуры и др.), автор не выделил из них с у щ е с т в е н н ы е признаки, которые должны лежать в основе понятия о платформах. Поэтому читателю остается неясным отношение автора к проблеме однотипности структур древних и молодых платформ. Если иметь в виду сходство или различие в структуре указанных объектов (что и составляет сущность сравнительного тектонического анализа), то общность древних и молодых платформ по этому существенному признаку становится очевидной. Что значит однотипность объектов по структуре? Это значит, что у объектов одинаковое число элементов и они находятся друг с другом в одинаковых отношениях. В качестве элементов древних и молодых платформ выступают тектонические или структурные комплексы. В древних платформах это «кристаллический складчатый фундамент», «эоплатформенный комплекс» и «платформенный чехол»; в молодых — «складчатый фундамент, часто кристаллический», «сложный орогенный комплекс» и «платформенный чехол». В обоих случаях комплексы сменяют друг друга в одинаковой последовательности. Следовательно, никаких принципиальных различий в структуре этих объектов не обнаруживается. И желательно было бы подчеркнуть эту идею однотипности структур древних и молодых платформ. Конечно, более ясной она становится, если ее излагать на языке тектонической школы А. Д. Архангельского—Н. С. Шатского, т. е. выделять в слоистой структуре континентов три типа тектонических комплексов: геосинклинальные, орогенные и плитные. Тогда древние и молодые платформы можно определить через эти понятия. Платформа — это геологическая система, состоящая из последовательно сменяющихся в разрезе геосинклинальных, орогенных и плитных комплексов. Таких эмпирически установленных троек комплексов в верхней геосфере Земли по крайней мере две: тройка комплексов, занимающая более низкий стратиграфический уровень, называется древней (эпикарельской), а более высокий уровень — молодой (эпигерцинской).

Древние платформы и проблема протоплатформ. Как справедливо отмечает Л. И. Красный, существует несколько вариантов систематики докембрийских структур. Поэтому сколько-нибудь согласованной терминологии для их обозначения пока не имеется. Действительно, для описания докембрийских структур используются такие термины: «протоплатформы», «эоплатформы», «прогеосинклинали», «протогеосинклинали», «ультрагеосинклинали», «нуклеары», «ядра консолидации», «ядра роста», «палеосрединные массивы», «первичные срединные массивы», «литоплиты», «палеоавлакогены», «палеоорогены», «протоорогены», «протоплатформенные чехлы», «протоплиты». Отношения между понятиями, обозначаемыми этими терминами, требуют уточнений. Л. И. Красный не предлагает какой-нибудь уточненной систематики, а ограничивается перечислением известных взглядов Е. В. Павловского, В. Е. Хаина, Ю. К. Дзевановского, Л. И. Салопа и других исследователей на структуру протогее. Поэтому читатель не получает ответа на кардинальный вопрос: о возможности выделения в протогее тех же типов структур, что и в неогее, т. е. геосинклинальных, орогенных и плитных. Автору следовало бы прокомментировать хотя бы работу М. В. Муратова по систематике структур фундамента древних платформ, в которой показано, что закономерности строения нижнедокембрийской части разрезов в принципе такие же, как и в фанерозойской части. Так М. В. Муратов, выделяя в составе фундамента древних платформ «архейские массивы», для описания их структуры использует те же понятия, что и для описания структур неогее, но обозначает их видоизменными терминами. Действительно, за термином «протоплатформа» у него скрывается, очевидно, понятие о наличии в нижнедокембрийской части разреза еще одной платформенной системы, аналогичной по структуре системам древних и молодых платформ, но отличающейся от них по вещественному выполнению. Комплексы основания, главные геосинклинальные комплексы, орогенные комплексы и плитные комплексы представлены в протоплатформах в метаморфизированном виде. Чтобы отразить эту особенность состава, используются видоизмененные термины: вместо комплексов основания говорится о «ядрах консолидации», «ядрах роста», «нуклеарах», «палеосрединных массивах», «первичных срединных массивах», «прогеосинклиналях» и т. д.; геосинклинальные комплексы предлагается обозначать термином «протогеосинклинали» или «ультрагеосинклинали»; орогенные комплексы — «палеоавлакогенами» или «проавлакогенами»; наконец, плитные комплексы — «протоплатформенными чехлами» или «протоплитами». Правомочно ли такое использование терминов при описании нижнедокембрийских структур, пока неясно. Нет ясности в этом отношении и в систематике Л. И. Красного.

Транзитали и проблема альпийских платформ. Транзиталь определяется Л. И. Красным как область взаимопроникновения континентальных и океанических типов земной коры, которая ограничивается со стороны континента вулканогенным поясом, а со стороны океана глубокоководным желобом. Внутренняя структура транзитали раскрывается автором через понятия «котловины окраинных глубокоководных морей», «островные дуги» и «глубоководные желобы». Но являются ли эти понятия, строго говоря, тектоническими? Думается, что нет. Действительно, почему структуры континентов описываются в общепринятых тектонических терминах (складчатая область, платформенная область, комплекс основания, геосинклинальный комплекс и т. д.), а структуры транзиталей в морфологических терминах (котловина, желоб, дуга, склон и т. д.)? Нельзя ли описать структуру транзитали в тех же терминах, что и континентов? Для ответа на этот вопрос обратимся к зоне перехода и проанализируем, насколько обоснованно выделение здесь той тройки главных комплексов, которая и определяет понятие платформенная система. После работ С. М. Тильмана совершенно определенно можно говорить, например, о наличии в пределах мезозойд и кайнозойд Востока СССР главных

геосинклинальных и главных орогенных комплексов. Что же касается главных плитных комплексов, то этому вопросу просто не уделялось должного внимания со стороны тектонистов. Действительно, если исключить немногочисленные работы, в которых делались попытки выделения Амуро-Зейской плиты в пределах Монголо-Охотских и Сихотэ-Алиньских мезозойских и обособления здесь так называемой Дунбейской платформы, то, по существу, вопрос о главных плитных комплексах на Востоке СССР специально пока не рассматривался. Но сейчас накоплено достаточно данных, свидетельствующих о том, что под водами Берингова, Охотского и Японского морей широко развиты плитные комплексы, или, точнее, чехлы. Правда, стратиграфическая привязка этих комплексов не всегда ясна, поэтому отнесение их к главным требует проверки. Судя по тем участкам, где они выходят на сушу (побережье Сахалина, Камчатки, Чукотки), все это верхнемеловые—палеогеновые и неоген—четвертичные плитные комплексы, т. е. главные плитные комплексы альпийской (эпимезозойской) платформы. Ниже плитных комплексов здесь залегают орогенные комплексы, хотя их не всегда удается вычлениить по геофизическим данным. Уверенность в наличии под Охотской плитой геосинклинальных и орогенных комплексов возрастает, когда обращаешь внимание на складчатое обрамление, где четко выделяются нижнемезозойский, верхнемезозойский и кайнозойский геосинклинальные комплексы и связанные с ними орогенные комплексы. Так, в пределах ранних мезозойских обособляются верхнеюрские—нижнемеловые орогенные комплексы, в пределах поздних мезозойских—нижнемеловые—верхнемеловые в пределах кайнозойских—неоген—четвертичные орогенные комплексы. Наиболее ярким выражением орогенных структур в пределах переходной зоны являются вулканогенные пояса.

Помимо главных комплексов, в переходной зоне также существуют чужеродные по отношению к ним эпиплатформенные орогенные и эпиплатформенные плитные комплексы, а также комплексы основания. Давно уже обращалось внимание на большое разнообразие «массивов» среди мезозойских и кайнозойских Востока СССР. Оно объясняется, на наш взгляд, тем, что комплексы основания мезозойских и кайнозойских платформ за счет распространения сюда комплексов древних и молодых платформ. В то же время, эпиплатформенные орогенные и плитные комплексы в пределах переходной зоны немногочисленны и представлены активными действующими вулканами, современными рифтами и современными плитами с продолжающимся процессом осадконакопления. Эти комплексы «захлестывают» сюда со стороны океанических платформ.

Итак, никаких принципиально новых структурных элементов и отношений между ними в переходной зоне не обнаруживается. Тип структуры переходной зоны такой же, как и молодых платформ. В соответствии с этим система, включающая мезозойские и кайнозойские геосинклинальные комплексы Востока СССР, соответствующие им орогенные комплексы, плитные комплексы Охотского, Берингова, Японского морей, должна рассматриваться как «альпийская» (эпимезозойская) платформа, а не как особая по своей структуре «транзиталь». Эта платформа по периталассократонным прогибам (в структурном отношении эквивалентным перикратонным прогибам) граничит с океанической областью. Думается, что использование Л. И. Красным для описания структуры «транзитали» геофизических и геоморфологических понятий, нарушает общий принцип построения тектонической систематики, которая должна быть построена для всех частей верхней геосферы по одним и тем же структурно-вещественным признакам.

Талассократоны и проблема однотипности структур континентов и океанов. Суммируя достижения в области тектоники континентов, можно сказать, что значительным шагом, начиная с работ А. Д. Архангельского и А. С. Шатского, явилось создание такой систематики, в которой пред-

ставление о двух типах платформенных систем — древних и молодых — стало направляющим. Успехи изучения тектоники мезозой и альпид поставили вопрос о возможности обособления в тектонической систематике альпийских, или эпимезозойских, платформ. Наконец, тектоническая мысль подошла вплотную к вопросу о существовании платформ океанического типа, или талассократонов. В систематике Л. И. Красного талассократоны противопоставляются «срединным подвижным океаническим поясам», так же как в пределах континентов платформам противостоят складчатые пояса. Но являются ли срединные хребты по своей структуре действительно складчатыми поясами? И не слагают ли они фундамент талассократонов? Такую возможность нельзя отрицать, хотя прямых данных на этот счет пока не имеется. Если принять идею существования древних, молодых, альпийских и океанических платформ и начать сравнивать их по структуре (т. е. по набору элементов и отношениям между ними), то вскрывается интересная закономерность: все платформы построены однотипно. Если эта идея верна, а для трех платформенных систем (древних, молодых и альпийских) она, как будто, доказывается, то из нее следует, что структуры континентов и океанов однотипны. Отстаивая точку зрения принципиального различия структур континентов и океанов, Л. И. Красный упускает из виду, что эти различия видны только в рамках геофизической модели и подтверждаются лишь геоморфологическими и геофизическими данными.

По структурно-вещественным признакам таких резких различий пока не обнаруживается. Действительно, для океанических областей доказанным можно считать наличие здесь плитных (талассопленных) комплексов. Эквивалентом орогенных комплексов здесь могут служить георифтогенали (океанические рифты) и океанические вулканические пояса. Весь вопрос упирается теперь в наличие геосинклинальных (талассогеосинклинальных) комплексов, т. е. иными словами, в состав и структуру «базальтового» океанического слоя. За отождествление «подвижных океанических поясов» со «складчатыми поясами» высказался недавно А. В. Пейве. Имеются предположения, подкрепленные пока немногочисленными фактами, о том, что вещественно-структурная характеристика «базальтового» слоя в океанах в общих чертах такая же, как и на континентах. А раз это так, то наличие в пределах океанов тройки главных комплексов (талассогеосинклинальных, талассорогенных и талассоплитных) вполне возможно.

* * *

Естественно, что в краткой заметке не было возможности остановиться на всех положительных и отрицательных сторонах систематики Л. И. Красного. Можно было бы подчеркнуть еще лаконичность изложения, всеобъемлющий охват материала, широкое использование геофизических данных, внимание автора к металлогеническим вопросам, комплексность в подходе к тектоническим объектам, указание на необходимость организационных мер для упорядочения терминологического хаоса, а также декларацию о необходимости исходить при построении систематики только из генетических закономерностей, отсутствие четких методологических принципов построения систематики, выделение в систематике структур «общих для всей Земли», преувеличение роли «правила приоритета» в терминологии, неточное использование термина «номенклатура», неточности в библиографии и другие огрехи, почти неизбежные в работах подобного рода. Но в этом нет никакой необходимости. Каждый тектонист, интересующийся вопросами систематики,

безусловно уже ознакомился с книгой Л. И. Красного и сам сумел уловить эти достоинства и недостатки. Нам хотелось только подчеркнуть еще раз большую актуальность тематики книги Л. И. Красного, а также привлечь внимание к некоторым проблемам тектонической систематики и терминологии. Нет никаких сомнений в том, что появление первой монографии по тектонической систематике себя оправдало, и не зря тираж книги мгновенно разошелся. Остается надеяться, что автор в скором будущем порадует читателей 2-ым изданием своей книги и, если хотя бы некоторые из затронутых нами проблем найдут в ней отражение, то цель настоящей статьи будет достигнута.

Институт тектоники
и геофизики ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Статья поступила
27 октября 1975 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24(47+57)(063)

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ТЕРРИТОРИИ СССР
(Юбилейная сессия Междудементственного тектонического комитета, 31 января — 3 февраля 1977 г.)

С 31 января по 3 февраля 1977 г. проходило совещание «Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых», организованное Междудементственным тектоническим комитетом при ОГГГ АН СССР в связи с 60-летним юбилеем Советского государства. Тематика совещания привлекла внимание широкого круга специалистов, в связи с чем в его работе приняло участие более 300 человек — представителей научно-исследовательских институтов, вузов, производственных организаций страны.

Первый день совещания начался сообщением В. Е. Хаина «Краткий обзор истории изучения тектоники СССР», в котором докладчик продемонстрировал развитие региональных тектонических исследований, теоретических тектонических концепций, использование тектоники для решения практических задач, а также международное значение тектонических идей, разрабатывавшихся геологами Советского Союза за прошедшие 60 лет.

М. В. Муратов в сообщении «Основные тектонические подразделения территории СССР и ее положение в структуре Евразии» сделал упор на развитие идеи о широком распространении на территории СССР дорифейских платформ. По мнению М. В. Муратова, следует выделять две категории платформ: устойчивые (Восточно-Европейская, Сибирская) и деформированные (Верхояно-Колымская область). Вторая категория соответствует эпикратонным складчатым областям, роль которых в общей структуре СССР, по его мнению, неоправданно занижалась. А. А. Борисов, Н. А. Беляевский, А. И. Суворов, Н. П. Лопатина выступили с сообщением «Глубинное строение земной коры СССР, главные глубинные разломы и связь с ними полезных ископаемых». В земной коре СССР авторы различают разные по форме и гипсометрическому положению крупные тектонические глыбы с корой континентальной, субконтинентальной, океанической и субокеанической, разделенные разломами. Среди разломов выделены разновидности по нескольким признакам.

Р. А. Гафаров, С. В. Богданова, А. С. Новикова в сообщении «Тектоника и полезные ископаемые фундамента Восточно-Европейской платформ» высказали мнение о наличии в фундаменте платформы четырех сегментов литосферы: Беломорско-Волго-Уральского, Украинского, Прибалтийского и Свекофенского, разделенных дугообразными линейными зонами, являющимися системами покровов и надвигов. Каждому сегменту свойственны разная степень полноты формационного разреза, предшествующего гранитоидному магматизму, происходившему в интервале 3,5—1,7 млрд. лет, особые геофизические и петрофизические характеристики.

В. Г. Бондарчук, Ю. М. Довгаль, Т. А. Знаменская, Ю. А. Куделя, И. А. Майданович, А. Я. Радзивилл, В. Я. Радзивилл, О. И. Слензак, В. С. Токовенко, М. И. Трипольская выступили с докладом «Новые представления о тектонике Украинской СССР и тектоническая карта УССР масштаба 1 : 500 000». На территории Украины авторы выделили несколько плит, субгеосинклиналь, зоны киммерийской и альпийской складчатостей и новейшую геосинклинальную область (Азово-Черноморскую). Теоретические представления авторов вызвали много вопросов и справедливые замечания.

В. Д. Наливкин, М. В. Муратов и В. В. Бронгулев выступили с сообщением «Тектоника и нефтегазоносность осадочного чехла Восточно-Европейской платформы», в котором было отмечено, что тектонические условия влияют на размещение запасов нефти и газа по площади и по разрезу. Авторы выделили шесть исторических этапов преобразования структурного плана, влиявших на переформирование месторождений. Подчеркнута связь ловушек с разломами. Докладчики продемонстрировали серию структурных карт платформы, составленную большим коллективом геологов, возглавляемым В. В. Бронгулевым.

Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг, З. А. Горелик, П. И. Сувейздис, А. П. Бронгулис и В. А. Пурра выступили с сообщением «Тектоника запада Русской плиты и перспективы поисков некоторых полезных ископаемых». Докладчики интересно осветили методику составления и содержание тектонических карт Белоруссии и Прибалтики масштаба 1 : 500 000, которые демонстрировались на совещании. Авторами в истории развития Белоруссии и Прибалтики выделены доплитные и плитные этапы, которым соответствуют определенные формации и платформенные структуры. Отмечен общий наложенный стиль структурных форм чехла относительно фундамента.

Сравнительной характеристике истории возникновения и развития Туранской плиты и Прикаспийской впадины было посвящено интересное сообщение А. Л. Яншина, Е. В. Артюшкова, Р. Г. Гарецкого, Л. Г. Кирюхина, Р. Б. Сапожникова, А. Е. Шлезингера, которым начался второй день совещания. По мнению докладчиков, Прикаспийская впадина в девоне, карбоне и ранней перми представляла собой глубоководный морской бассейн типа современного Черного моря. Мелководные отложения верхнего девона — среднего карбона, развитые на бортах впадины, к ее центральной части уменьшаются по мощности и замещаются пелагическими осадками. В позднем карбоне — ранней перми впадина была обрамлена барьерными рифами.

Сообщение Р. А. Гафарова, А. М. Лейтеса, В. С. Федоровского и К. А. Савинского «Тектоника фундамента Сибирской платформы и вопросы размещения полезных ископаемых» содержало обоснование литосферных плит в теле ее фундамента. По мнению докладчиков, плиты, сложенные протометаморфическим гранулит-базитовым слоем, сохранявшие реликты океанической коры, образуют центральную часть платформы. Континентальная кора с гранито-метаморфическим слоем сформировалась в интервале 2,4—1,7 млрд. лет в результате раннепротерозойской гранитизации. В строении фундамента докладчикам удалось выделить оболочки, соответствующие океанической и переходной стадиям формирования коры.

В сообщении Н. С. Малича и Е. В. Тугановой «Тектоника и полезные ископаемые чехла Сибирской платформы» было показано последовательное преобразование структурного плана платформы с начала протерозоя по кайнозой. Докладчики продемонстрировали серию палеотектонических карт, карту геологических формаций чехла и тектоническую карту чехла Сибирской платформы масштабов 1 : 1500 000, составленные во ВСЕГЕИ. П. К. Куликов выступил с докладом «Структурные этажи Западно-Сибирской плиты» и рассказал о современных представлениях по поводу строения фундамента плиты и его этажности, а также о строении трех этажей чехла.

Сообщение Л. П. Зоненшайна и А. С. Перфильева «Тектоника Урало-Монгольского пояса» было посвящено изложению общих представлений о становлении материковой коры Урало-Монгольской палеоокеанической структуры. Авторы утверждают, что возраст океанических серий на площади пояса соответствует концу докембрия — началу палеозоя, после чего последовала островодужная стадия развития, однако попытки реконструкции положения островных дуг пока не привели к ожидаемому положительному результату. Становление гранитного слоя Урало-Монгольского пояса проходило за счет тектонического скупивания, а также в результате метаморфизма и гранитизации эвгеосинклинального материала. Этой же проблеме превращения океанической коры в кору континентальную было посвящено сообщение Р. М. Антонюка, Г. Ф. Ляпичева, Н. Г. Марковой, Т. Г. Павловой, О. М. Розена, С. Г. Самыгина, С. Г. Токмачевой, В. М. Шужанова, И. Г. Щербы «Эволюция земной коры в структурах Центрального Казахстана». Становление материковой коры в Казахстане началось на отдельных участках среди океанической коры. В ходе дальнейшего длительного процесса ее разрастания (докембрий — палеозой) происходила также ее деструкция, однако процесс деструкции коры протекал кратковременно и локально. В сообщении А. А. Абдулина и Ю. А. Зайцева «Тектоника палеозойд Казахстана» обсуждались вопросы тектонического районирования Казахстана, миграции процессов складчатости, а также геодинамических условий формирования структурных форм. Опираясь на результаты геологического картирования масштаба 1 : 50 000, проведенного МГУ и казахстанскими геологами, докладчик подчеркнул главенствующее значение вертикальных движений при образовании тектонических структур Казахстана.

М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Ш. Д. Давлятов, Ф. Х. Зуннунов, М. С. Сайдалиева, И. А. Фузайлов выступили с сообщением «Тектоника и полезные ископаемые Тянь-Шаня» и продемонстрировали тектоническую карту Средней Азии масштаба 1 : 500 000. По мнению авторов, континентальная кора в Средней Азии сформировалась к началу рифея. После непродолжительного платформенного периода развития в результате деструкции коры образовались эпиплатформенные геосинклинальные зоны байкалид, каледонид и герцинид. В мезозое происходило формирование платформенных структур, а в неоген-четвертичное время — эпиплатформенных орогенных. В связи с Тянь-Шанем в прениях по докладам выступил Г. С. Поршняков, подчеркнувший наличие двух моделей его тектонического строения. Проверка правильности моделей невозможна без глубокого бурения, которое необходимо ставить на Тянь-Шане.

Третий день совещания начался докладом Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова, И. П. Войнова, Ю. Ф. Малышева, Б. А. Натальина, В. А. Попеко «Тектоника, глубинное строение и структурная эволюция советского Дальнего Востока», в котором было освещено тектоническое районирование региона. Докладчиком продемонстрирована

Тектоническая карта Дальнего Востока масштаба 1:2 000 000. Цветовая раскраска карты выбрана в соответствии с вещественным составом геологических формаций. Авторы составили серию палеотектонических схем, отражающих эволюцию континентальной окраины Дальнего Востока СССР и последовательное становление континентальной коры. Процессы деструкции при этом носили подчиненный характер. Докладчиками выделены три типа геосинклиналей и два типа вулканических поясов.

В сообщении Н. А. Шило и С. М. Тильмана «Тектонические зоны Северо-Востока СССР и особенности формирования в них континентальной коры» высказаны представления о том, что Яно-Колымская и Чукотская зоны, включая Охотский и Омолонский массивы, обладают дорифейской континентальной корой; на утоненной континентальной коре сформировались Приомолонский, Инъяли-Дебинский прогибы и некоторые другие; Алазейско-Олойская зона является эвгеосинклинальной с характерным мозаично-блоковым строением коры. К эвгеосинклинальным зонам относятся Кони-Тайгонская, Анадырско-Камчатская. Докладчик подчеркнул, что на месте Колымского массива в палеозое располагался глубоководный бассейн на океанической коре. Представления, подтверждающие существование Колымского массива, на котором накапливались мелководные отложения, были изложены в сообщении К. Б. Мокшанцева, Г. А. Гринберга, Г. С. Гусева «Тектоника, формирование континентальной земной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области. По мнению докладчиков, в истории формирования Верхояно-Чукотской области важное значение имели процессы рифтогенеза, образования вторичных геосинклиналей на месте участков с дорифейской континентальной корой, латеральное перемещение Колымо-Омолонского континентального блока в сторону Тихого океана.

В сообщении Ю. М. Пушаровского, Е. Н. Меланхолиной, Ю. Н. Разницына, О. А. Шмидта, В. П. Зенкевича «Проблемы тектоники северо-западного сектора Тихоокеанского пояса» были убедительно показаны сложность и противоречивость хода геосинклинального процесса в окраинно-материковой и окраинно-океанической зонах, выраженного в наращивании и деструкции материковой коры. Многие вопросы, связанные с формированием коры на отдельных участках (Колымский массив, Сихотэ-Алинь), пока не могут быть окончательно решены. Авторы продемонстрировали тектонические карты морей обрамления Тихого океана. П. Д. Гамкрелидзе, Ш. А. Адамия, А. Т. Асланян, Э. Ш. Шихалибейли выступили с сообщением «Строение и эволюция земной коры Кавказа и его место в Средиземноморском складчатом поясе». Районирование Кавказа осуществляется на установлении возраста главной складчатости, которая позволяет выделить позднебайкальские, раннегерцинские, альпийские геосинклинальные зоны, срединные и краевые массивы и новообразованные впадины Черного и Каспийского морей. Были также приведены данные об интерпретации структур Кавказа с позиции тектоники плит.

В. Н. Брюханов, В. В. Козлов, Л. Ф. Волчегурский, А. Б. Галактионов, В. Е. Гендлер, М. В. Глуховский, В. М. Моралев, Л. М. Натапов, А. Л. Ставцев, Е. Д. Сулиди-Кондратьев в сообщении «Использование космических методов для изучения тектоники и металлогении территории СССР» на конкретных примерах показали возможности использования методов для уточнения элементов разрывной тектоники отдельных областей, выявления новых типов структур (особенно кольцевых) и для тектонического районирования. В докладе Ю. К. Щукина «Сейсмогенные структуры территории СССР и их природа» показана прямая связь сейсмогенных структур с глубинными разломами литосферы и значение комплексного анализа геолого-геофизических и сейсмологических данных для решения вопросов геотектоники. В завершение третьего дня совещания в прениях выступали В. Е. Хаин, И. П. Мошинская, Е. И. Зубов, М. В. Пятровский, А. Л. Яншин.

Четвертый день совещания начался сообщением А. В. Пейве, А. Л. Яншина, Л. П. Зоненшайна, А. Л. Книппера, М. С. Маркова, А. А. Моссаковского, А. С. Перфильева, Ю. М. Пушаровского, А. Е. Шлезингера, Н. А. Штрейса «Тектоника СССР на тектонической карте Северной Евразии и проблемы связи с полезными ископаемыми». В докладе была четко изложена концепция, положенная в основу составления тектонической карты и опубликованная в журнале «Геотектоника» (см. № 5, 1976 г.). Была продемонстрирована карта и сделаны некоторые выводы, следующие из анализа карты. В соответствии с новым подходом к пониманию геосинклинального процесса изменяются представления о стадиях развития геосинклинальных структур, большее внимание обращается на время заложения геосинклиналей и начальные стадии их развития. Новая концепция опирается на мобилистические построения и требует по-новому подойти к металлогеническому анализу территорий.

Большое внимание привлек доклад В. И. Смирнова «Геотектоника и эндогенное рудообразование», который был посвящен главным образом рассмотрению стадийности геотектонических эпох, устанавливаемой по смене магматизма. По мнению докладчика, ни одна из существующих моделей образования структур с базальтоидным магматизмом «ранней» стадии не может быть принятой безоговорочно металлогенистами и следует весьма осторожно отнестись к модели, отраженной на тектонической карте Северной Евразии. Как считает докладчик, гранитоидный магматизм «средней» стадии нельзя рассматривать в качестве производного от базальтовой магмы — базальтоидной, океанической стадии. С «поздней» стадией связан андезито-дацитовый вулканизм. Каждая стадия обладает определенной металлогенической характеристикой, причем имеется много

фактов, свидетельствующих об устойчивости источников рудообразования во времени и в пространстве.

В заключительный день совещания в прениях по докладам выступили 14 человек. А. В. Пейве отметил в современной геологии три «горячие» точки: геология океанов, геология и тектоника докембрия, геологическая корреляция — области, в которых идет соревнование между геологами разных стран. При изучении геологии океанов решается вопрос о том, что является более прогрессивным — фиксизм или мобилизм. По мнению А. В. Пейве, мобилистский подход более перспективен, а фиксистские концепции себя исчерпали. Е. Е. Милановский призвал организовывать специальные методические семинары, на которых можно было бы пропагандировать положительный опыт по методике составления региональных тектонических карт, так как некоторые продемонстрированные на совещании карты неудачны по содержанию и исполнению. А. А. Белов высказался о необходимости глубокого бурения в складчатых областях с целью утверждения или опровержения существующих тектонических схем. И. И. Берсенева сообщил о том, что появились новые данные, подтверждающие точку зрения о допалеогеновом (меловом) возрасте впадины Японского моря. А. Л. Яншин высказал мнение, что схемы, выраженные в докладе В. И. Смирнова и А. В. Пейве с соавторами, может быть и верны, отражая общие закономерности, но в геологии оказывается больше исключений, чем правил. По мнению А. Л. Яншина, следует различать тектоническую активизацию и магматическую активизацию. В понятии «геосинклиналь» в настоящее время много противоречий, и необходимо проводить границу между эвгеосинклиналими и настоящими океанами, в связи с чем неправомерно переносить идеи плитной тектоники на внутриконтинентальные геосинклинали. В. И. Славин высказал ряд справедливых замечаний в связи с тем, что в докладах, посвященных крупным регионам, отсутствовала фактическая основа, докладчики неоправданно занимаются терминообразованием, не принимая во внимание принцип приоритета. По мнению В. Е. Хаина, различий между офиолитовыми комплексами океанов и континентов нет и мы вправе Урало-Монгольский пояс в палеозое рассматривать в качестве настоящего океана. В. Е. Хаин высказал мысль, что развитие тектоники не может идти без накопления новых фактов, но оно также не может идти и без теории. Настоящий момент характерен тем, что предложена хорошая теория, которая разрабатывается коллективом во главе с А. В. Пейве. В. В. Архангельская отметила, что при общем плодотворном характере совещания собственно полезным ископаемым на нем уделено незначительное внимание. Г. П. Горшков рассказал о случаях землетрясений на Туранской плите и о землетрясении в Газли. Д. П. Резвой отметил, что на совещании мало внимания было уделено Средней Азии и в том числе истории ее тектонического изучения. В прениях также выступали Г. Л. Митрофанов, Е. В. Артюшков, С. М. Тильман, Л. П. Зоненшайн.

Проведенное совещание показало, что тектонические исследования имеют важное практическое значение в связи с проблемой размещения полезных ископаемых в земной коре. Тем не менее необходимо согласиться с мнением, что тектонические закономерности размещения полезных ископаемых на территории СССР в докладах были отражены недостаточно. Специальных докладов, посвященных данному вопросу, не было.

Из 24 заслушанных докладов половина была посвящена обсуждению вопроса о становлении гранитного слоя и преобразования океанической коры в кору континентальную. Интерес, проявленный к данной проблеме, не случайный, поскольку проблема весьма перспективна и важна для понимания общих закономерностей эволюции земной коры. Тем не менее это только одна проблема из широкого круга проблем общей и региональной геотектоники, направленная на выяснение истории развития структур определенного ранга: океан — континент. В результате структурные формы более низкого ранга — конкретные прогибы и поднятия, антиклинории и синклинории выпали из поля зрения докладчиков. На совещании по региональной тектонике не демонстрировались конкретные геологические разрезы, палеотектонические профили, не упоминались названия свит, серий, складчатых комплексов. Некоторый отрыв от фактического материала затруднил восприятие многих сообщений, в которых давалась новая интерпретация строения фундаментов платформ, складчатых областей с позиций мобилизма. Существенные различия структур ранга океан — континент выражаются не только в различной мощности коры, в наличии (отсутствии) гранитного слоя в ее разрезе, но также в строении всей верхней мантии. Вероятно, в неоднородности верхней мантии надо искать разгадку процессов, контролирующих образование океанов и континентов, а не только в различиях самой верхней и очень тонкой оболочки планеты. В докладах этот вопрос не нашел своего отражения.

Из докладов и выступлений в прениях следовало, что спор между мобилистскими и фиксистскими построениями выражается главным образом в неодинаковой оценке масштабов горизонтальных перемещений, но величину горизонтального перемещения блоков коры достоверно оценить невозможно, пока отсутствуют глубокие скважины в складчатых областях.

Совещание подтвердило насущную необходимость работы комиссий и семинаров, на которых могли бы постоянно обсуждаться вопросы методики тектонической картографии, классификации структурных форм, терминологические аспекты и т. д., что способствовало бы распространению лучших достижений в соответствующих вопросах.

За прошедшие 60 лет советские геологи добились значительных успехов в изучении тектонического строения СССР, и эти успехи были наглядно продемонстрированы док-

ладчиками. Большими достижениями отмечено последнее десятилетие, в которое были составлены многочисленные новые детальные тектонические карты крупных областей СССР, а также были выдвинуты новые идеи в теоретической тектонике, углубившие и обогатившие методику регионального тектонического анализа.

Проведенное совещание дало возможность широкому кругу тектонистов и геологов других специальностей, интересующихся вопросами тектоники, ознакомиться с современным состоянием советской геотектоники в целом и в отношении тектонической изученности отдельных регионов, оценить степень достоверности имеющейся информации и оценить имеющиеся пробелы в тектонической науке, сопоставить различные научные взгляды и наметить пути решения важнейших проблем. В частности, выявилась необходимость более тесного творческого содружества между металлогенистами и тектонистами. Участниками совещания принято решение посвятить очередное тектоническое совещание обсуждению проблем тектоники Средиземноморского складчатого геосинклинального пояса.

В. М. Цейслер

МОДЕЛИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАВКАЗА

10—11 декабря 1976 г. в Тбилиси, в Геологическом институте АН ГССР им. А. И. Джанелидзе после юбилейной научной сессии, посвященной 50-летию основания Института, состоялся симпозиум на тему «Модели геодинамической эволюции Кавказа».

В работе симпозиума приняли участие представители Геологического института АН СССР, Института океанологии АН СССР, Московского государственного университета, Института геологии и разведки горючих ископаемых (Москва), Геологических институтов Грузинской, Армянской, Азербайджанской ССР, Ереванского государственного университета и геологической общественности Грузии.

Необходимость проведения симпозиума, как это отметил в своем вступительном слове В. Е. Хаин, вызвана тем обстоятельством, что в последнее время многие фундаментальные положения геологии подвергаются коренному пересмотру. Изменились представления и об эволюции Средиземноморского складчатого пояса. Особую роль в этом отношении сыграли детальные исследования пород офиолитовой ассоциации, которые рассматриваются в настоящее время в качестве реликтов океанической коры геологического прошлого. Эти данные, наряду с другими, обусловили появление новых мобилистских представлений, исходящих из предположения о крупных горизонтальных перемещениях континентов. Накопленный за последние годы обширный материал позволяет по новому подойти к истории развития крупных складчатых поясов, что и являлось предметом обсуждения на симпозиуме.

Были заслушаны краткие сообщения о новых геодинамических моделях развития Кавказа и смежных областей Средиземноморского пояса.

Ш. А. Адамия и И. Д. Шашивили представили модель доальпийской эволюции земной коры Кавказского региона. По их мнению, Малокавказский офиолитовый шов маркирует обширный океанический бассейн, существовавший в палеозое и раннем мезозое и обрамлявшийся с севера активной окраиной западно-тихоокеанского типа. В пределах этой окраины располагались островные дуги Большого Кавказа (с интрадуговым рифтом Передового хребта) и Понтийский океанический бассейн. Последний претерпел полное замыкание в раннем карбоне, тогда как Малокавказский океанический бассейн унаследованно развивался в мезозое.

Г. С. Закариадзе изложил модель альпийской эволюции Кавказа, разработанную Ш. А. Адамия, Г. С. Закариадзе и М. Б. Лорджипанидзе. Согласно этой модели, в альпийской эволюции Кавказа возможно выделить четыре основных этапа: 1) юрско-неокомский, когда территория Кавказа, расположенная севернее океанического бассейна Тетис (Севано-Акеринская складчатая зона), представляла собой активную, западно-тихоокеанского типа, окраину Восточно-Европейского континента, 2) альб-люднемоловой — время замыкания океанического бассейна и начала постколлизиионного взаимодействия Иранской и Понтийско-Закавказской континентальных микроплит, 3) палеоцен-среднеолигоценный, когда Кавказ стал активной окраиной Средиземноморского рифта, и 4) олигоцен-антропогенный орогенный этап.

И. П. Гамкрелидзе, в изложенной им модели, предполагает попеременное заложение в Средиземноморском поясе в течение палеозоя и мезозоя нескольких океанических бассейнов линейной формы, разделенных глыбами континентальной литосферы типа микроконтинентов. В современной структуре древние океанические бассейны устанавливаются по тектоническим выжатям и шарьированным породам офиолитовой ассоциации. Это позднедокембрийские — раннепалеозойские гипербазиты Дзирульского массива Грузинской глыбы (Палеотетис I), ранне-среднепалеозойские офиолиты Северного Кавказа (Палеотетис II), позднепалеозойские — мезозойские Тавра — Загроса — Омана (Мезотетис) и юрско-меловые — в Северо-Анатолийско-Малокавказском офиолитовом поясе (северная часть Мезотетиса). По краям (или на одном крае) этих океанических бассейнов допускается длительное существование наклоненных под континенты (или микроконтиненты) зон Беньюфа, с существованием которых связывается проявление андезитового вулканизма и гранитоидного плутонизма. Выделяется особая категория устойчивых областей земной коры «отмершие рифты», которые в то же время представляют собой области длительного и глубокого погружения (внутренние моря).

Геодинамическая модель развития Кавказского сектора Средиземноморского пояса, предложенная А. А. Беловым, А. Л. Книппером и С. Д. Соколовым, охватывает временной этап от начала палеозоя до конца мезозоя. По их мнению, в начале палеозоя здесь существовал крупный океанический бассейн, внутри которого располагались несколько микроконтинентов. Замыкание бассейна, связанное с латеральным перемещением блоков континентальной коры, происходило в основном в раннекаменноугольное время и привело к формированию офиолитовых аллохтонов (Передовой хребет Большого Кавказа). Замыкание остаточного Сванетского прогиба произошло в середине триаса и совпадало по времени с раскрытием океана Тетис. Этот океанический бассейн возник южнее Палеотетиса. Его южный борт имеет полное сходство с пассивными окраинами континентов, а северный — с активными. Процессы скупивания, начавшиеся в раннем мелу и продолжавшиеся до позднего мела, привели к закрытию океанического бассейна и формированию офиолитовых аллохтонов.

По мнению Л. П. Зоненшайна, глобальные реконструкции расположения континентов и океанов, основанные на геологических, палеомагнитных и палеоклиматических данных, свидетельствует, что в палеозое на месте Альпийско-Гималайского пояса постоянно существовали обширные океанические бассейны, отделявшие Гондвану от материков северного полушария. К концу палеозоя в ходе образования Пангеи эти бассейны замкнулись, но одновременно образовался океан Тетис, который был относительно смещен к югу по сравнению с палеозойскими бассейнами. Начиная с середины юры, по северной окраине Тетиса существовала протяженная система зон Беньюфа, которая поглощала океаническую кору Тетиса. Зоны Беньюфа сопровождалась островными дугами и, возможно, активными континентальными окраинами. Анализ глобального движения литосферных плит в кайнозой показывает, что постоянно происходило сближение Евразийского и Африканского континентов. Было два ускоренных импульса этого сближения: в эоцене и в плиоцен-четвертичное время. Каждый из этих импульсов отмечен всплесками магматизма по окраине Евразийского континента.

В целом предложенные геодинамические модели развития Кавказского сектора Средиземноморского пояса оказались близки между собой. Наиболее существенное их отличие, пожалуй, заключается лишь в том, унаследовала ли мезозойская океаническая структура Тетиса таковую же Палеотетиса.

Во время дискуссии по поводу представленных моделей мнения участников симпозиума разделились. Так, например, М. Б. Лордкипанидзе придерживается идеи сквозного развития океанической структуры от палеозоя к мезозою, а В. Е. Хаин отрицает эту точку зрения. Некоторые участники симпозиума считают, что породы офиолитовой ассоциации не обязательно свидетельствуют в пользу крупных океанических бассейнов. Эти образования могут возникать и в узких линейных трогах (М. Г. Ломизе), или же вообще не иметь никакого отношения к коре океанического типа (Е. Е. Милановский, Э. Ш. Шихалибейли).

В обсуждении вопроса о дзиркульских офиолитах приняли участие Ш. А. Адамия, А. А. Белов, И. П. Гамкрелидзе, Г. Д. Думбадзе, Г. К. Цимакулидзе и В. Е. Хаин.

Подводя итоги симпозиума, В. Е. Хаин отметил очевидную полезность такого обсуждения новых идей об эволюции Кавказа и смежных областей. Особенно важным во всех рассмотренных моделях представляется актуалистический подход к палеотектоническому анализу, который является единственно правильным. Любой другой подход непременно будет содержать в себе элементы агностицизма и, следовательно, может помешать прогрессу геологической науки.

И. П. Гамкрелидзе

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и e, I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым), и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должны быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста) и для всех статей — краткий реферат для ВИНИТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректурa статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

**109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Расторгуева Е. Н.*

Сдано в набор 5/VII-1977 г. Т-14940. Подписано к печати 24/VIII-1977 г. Тираж 2005 экз.
Зак. 4642. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,3.

2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Б 312
БАВИЛОВА З I К I КБ 92
ПУДАРОВСКОМУ Д М
70228
1-12

Ж

Цена 1 р. 20 к.
Индекс 70228



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1977, № 5