Л. М. Парфенов

Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии

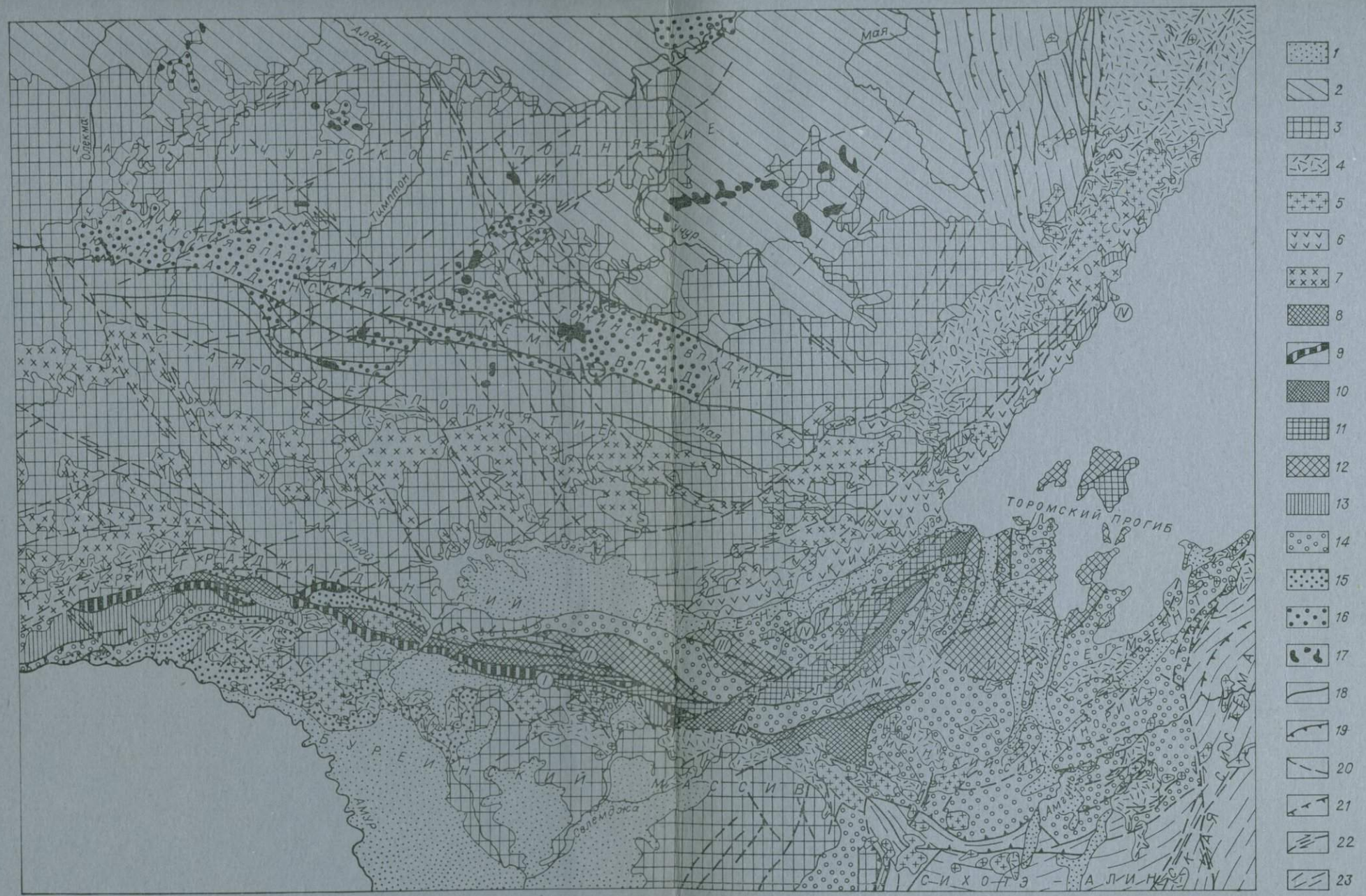


Рис. 41. Восточная часть Монголо-Охотской складчатой системы и сопряженные с ней зоны мезозойской тектоно-магматической активизации.

1 — новейшие отложения, *2* — чехол Сибирской платформы, *3* — нижнедокембрийские образования, *4* — мезозойские континентальные вулканиты, *5* — ассоциирующиеся с ними гранитоиды, *6* — юрско-неокомские вулканиты Удской зоны, *7* — мезозойские гранитоиды Станового поднятия, *8* — метаморфический комплекс позднедокембрийско-раннепалеозойского возраста, *9* — ассоциирующийся с ним комплекс метагабброидов; *10—14* — образования: *10* — кембрийские вулканогенно-кремнистые, *11*—силурийско-среднедевонские вулканогенно-кремнистые и сланцево-граувакковые, *12* — девонско-верхнепалеозойские сланцево-граувакковые, *13* — карбонатно-терригенные и терригенные среднепалеозойского возраста в Тукурингра-Джагдинском сегменте (вдоль северной окраины Буреинского массива) и раннесреднепалеозойского возраста вдоль северо-западной окраины Галамского сегмента, *14* — мезозойские морские сланцево-граувакковые Монголо-Охотской системы; *15* — позднеюрско-неокомовые молассы, *16* — мезозойские континентальные отложения Южно-Алданских впадин и склонов Чаро-Учурского поднятия, *17* — мезозойские магматические образования Алданского щита; *18, 19* — разломы раннемезозойские: *18* — ближе неопределенные, *19* — надвиги; *20—22* — разломы позднемезозойские: *20* — ближе неопределенные, *21* — надвиги, *22* — сдвиги; *23* — складчатые комплексы Сихотэ-Алинской и Яно-Колымской систем.

Римскими цифрами обозначены зоны: I — Гагско-Сагаянская, II — Западно-Джагдинская, III — Ланская, IV — Шевлинская и ее возможное продолжение в Аянском районе.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Л. М. ПАРФЕНОВ

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ И ОСТРОВНЫЕ ДУГИ МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Ответственный редактор чл.-кор. АН СССР *К. В. Боголепов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1984



УДК 551.24(571.6)

Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.

В монографии выделены и охарактеризованы ископаемые активные и пассивные континентальные окраины и островные дуги позднедокембрийского, палеозойского и раннемезозойского возраста. На этой основе устанавливаются общие закономерности строения мезозойских складчатых сооружений и тектоническая эволюция северо-восточной окраины Азии в мезозое.

Структура окраины континента определяется мозаикой древних сиалических блоков, спаявшихся в единую массу в результате столкновений друг с другом и с более крупной массой Сибирской платформы. Различаются коллизионные складчатые сооружения, возникшие в результате таких столкновений, и аккреционные складчатые сооружения, возникшие путем наращивания континента за счет океана.

Книга рассчитана на специалистов, интересующихся общими вопросами строения и эволюции складчатых систем обрамления Тихого океана, а также преподавателей и студентов вузов.

Ил. 65, табл. 1, библиогр. 589.

Рецензенты: *Г. С. Гусев, С. А. Ушаков*

П $\frac{1904030000-796}{042(02)-1984}$ 193—84—II

© Издательство «Наука», 1984 г.

ВВЕДЕНИЕ

Задача настоящего исследования — выяснение общих закономерностей строения мезозойских складчатых сооружений северо-востока Азии с позиций современного мобилизма и выяснение истории их формирования в связи с эволюцией смежных океанических бассейнов. Эта задача решается путем установления в составе мезозоид структурно-вещественных комплексов и их латеральных рядов, характерных для современных активных и пассивных континентальных окраин и островных дуг, выделения систем разновозрастных надвигов, сдвигов и сбросов, структурного анализа складчатости.

Большинство выполненных до настоящего времени исследований по тектонике мезозоид северо-востока Азии основывалось на представлениях об этапах (стадиях) развития геосинклиналей [Аникеев и др., 1970; Богданов, 1963; Гусев, 1979; Красный, 1960б; Марков и др., 1967; Матвеенко, 1960; Глубинное строение..., 1968; Тектоника Якутии, 1975; Петрушевский, 1964; Пущаровский, 1960; Резанов, 1968; Русаков, Виноградов, 1969; Салун, 1977; Спрингис, 1958; Тильман, 1973; Тильман и др., 1969].

Концепция геосинклиналей, которую часто называют учением или даже теорией, возникшая более 100 лет тому назад, несомненно внесла огромный вклад в понимание складчатых систем и вообще в понимание структуры и эволюции континентов. Достаточно напомнить, что большинство существующих тектонических карт основано на этих представлениях. Вместе с тем все чаще высказываются весьма критические замечания в адрес концепции геосинклиналей [Зоненшайн и др., 1976]. С. Н. Бубнов еще в конце 50-х годов отмечал: «О понятии „геосинклиналь" много писалось в последние десятилетия, но ясного результата достигнуто не было. В этом отношении у каждого имеется свое представление или, как выразился мой коллега Термье, „у каждого своя правда".» [Бубнов, 1960, с. 97].

Действительно, до сих пор нет общепринятого определения понятия «геосинклиналь», и поэтому отнесение конкретных тектонических единиц к геосинклиналям, тем более к различным их типам, всегда в значительной степени субъективно и зависит от той «правды» в отношении геосинклиналей, которой придерживается данный исследователь. Ф. Кинг в объяснительной записке к Тектонической карте Северной Америки отмечает, что «...нет двух составителей (тектонических карт.— *Л. П.*), которые сделали бы идентичную классификацию пород одного и того же района, например, какие породы являются эвгеосинклинальными и какие миогеосинклинальными или какие породы являются синорогенными и какие посторогенными». Поэтому «то, что он показал на карте, будет более или менее отличаться от того, что показал бы другой составитель» [King, 1969, с. 20]. Будучи чисто качественной, концепция геосинклиналей в состоянии описывать по существу любое новое геологическое явление, все больше и больше увеличивая число специальных терминов.

Закономерности строения и тектонической эволюции складчатых систем, установленные на основе разработки геосинклинальной концепции, имеют фундаментальное значение и, по-видимому, еще долгие годы будут служить основой металлогенических исследований. Однако дальнейший прогресс в углубленном познании складчатых систем на основе концепции геосинклиналей вряд ли возможен.

Другой подход к анализу общих закономерностей строения и тектонической эволюции складчатых систем заключается в выделении в их составе структурно-вещественных комплексов, а на этой основе — тектонических единиц, характерных для современных континентальных окраин и островных дуг. Начиная с конца 60-х годов такой метод получил широкое распространение в связи с успехами в изучении геологического строения дна океанов и континентальных окраин, с развитой в трудах сотрудников ГИН АН СССР концепцией о стадиях формирования континентальной коры и широким распространением идей, объединяемых под названием «плитной», или «новой глобальной тектоники». Наиболее важным явилось установление определенного сходства офиолитов континентов с океанической корой современных океанов. Эта идея, обоснованная и развитая в нашей стране А. В. Пейве [1969], находит все большее признание. В пределах фанерозойских и некоторых докембрийских складчатых систем различных районов мира были установлены структурно-вещественные комплексы, аналогичные комплексам океанического дна (офиолиты), континентальных окраин и островных дуг. Таким образом определилась принципиальная возможность анализа складчатых систем путем установления в их составе структурно-вещественных комплексов и тектонических элементов, характерных для современных океанов и континентальных окраин. Этот метод, названный актуалистическим, позволяет использовать для изучения подвижных поясов те достижения в области современной геодинамики океанов и континентальных окраин, которые были получены в последние годы.

Уже накоплен достаточный опыт в анализе разновозрастных складчатых систем Сибири и Дальнего Востока на основе актуалистического метода. Широкую известность получили исследования Л. П. Зоненшайна с соавторами по Уральско-Монгольскому и Тихоокеанскому поясам, выполненные с учетом глобальных палеотектонических реконструкций [Зоненшайн и др., 1976; Зоненшайн, Городницкий, 1977а, б]. Ряд исследований посвящен отдельным складчатым системам Урала [Перфильев, 1979], юга Сибири [Херасков, 1979], притихоокеанских районов СССР [Авдейко, 1977; Натапов и др., 1977; Натальин, 1979а, б, 1980а, б, 1981; Филатова, 1979]. С позиций стадийности формирования континентальной коры за счет океанической проанализирована тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана [Тектоника континентальных окраин..., 1980].

В данной работе, с учетом накопленного опыта [Парфенов, 1976б; Парфенов, Натальин, 1977, 1981; Парфенов и др., 1976, 1981; Парфенов, Войнова и др., 1979; Парфенов, Карсаков и др., 1979; Тектоническое районирование..., 1979; Parfenov e. a., 1978; Kosygin, Parfenov, 1981], проведен систематический анализ мезозойских складчатых систем северо-востока Азии на основе актуалистического метода. Эти системы через относительно узкие зоны кайнозойской складчатости и современные островные дуги сопрягаются с ложем Тихого океана. В связи с таким их положением представляется вполне закономерной задача проследить, насколько современные обстановки океанской окраины были характерны для геологического прошлого.

Без решения этой задачи невозможно выяснить общую структуру тихоокеанского обрамления и эволюцию тектонических процессов на границе с крупнейшим океаном Земли. Поэтому в последние годы иностранные исследователи все чаще обращаются к анализу притихоокеанских районов нашей страны, пытаясь проследить здесь те тектонические закономерности, которые были установлены в других районах тихоокеанско-

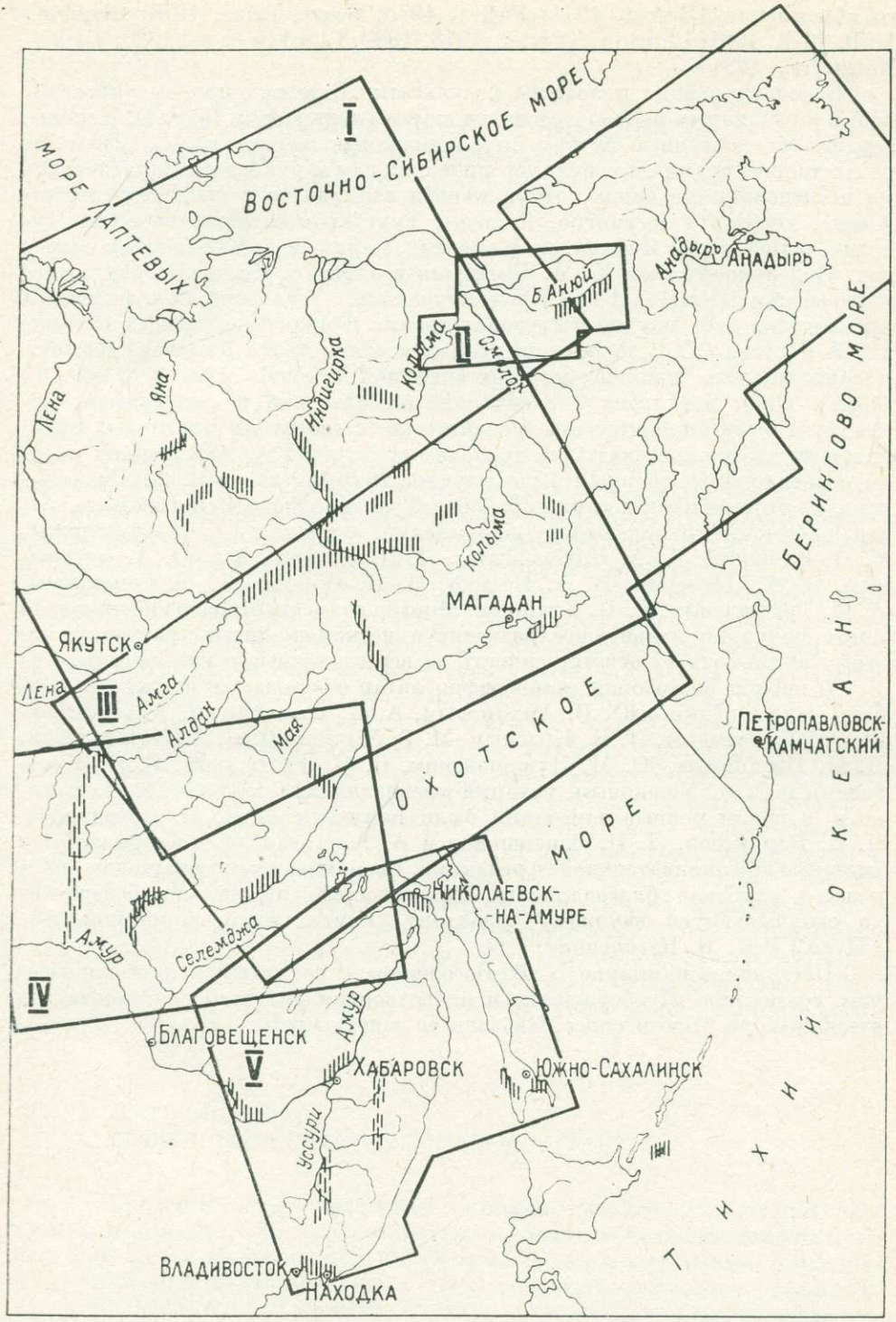


Рис. 1. Районы полевых исследований автора (показаны вертикальной штриховкой; контурами обозначены районы, рассматриваемые при дальнейшем изложении).

Цифры на рисунке: I — северо-восточное обрамление Сибирской платформы (см. рис. 6), II — район Южно-Анюйской складчатой системы (см. рис. 31), III — Охотско-Корякский район (см. рис. 34), IV — район восточной части Монголо-Охотской складчатой системы (см. рис. 41), V — Сихотэ-Алинско-Сахалинский район (см. рис. 49).

го обрамления [Burret, 1974; Fujita, 1978; Sears, Price, 1978; Churkin, 1970, 1973, 1981; Churkin, Trexler, 1978, 1980; Churkin e. a., 1980; Fujita, Newberry, 1981].

В основу работы положены результаты 20-летних полевых исследований в различных районах рассматриваемой территории (рис. 1). Использованы все доступные автору опубликованные материалы. С 1966 г. и по настоящее время он регулярно проводил сам и руководил тематическими исследованиями своих сотрудников и аспирантов в пределах Сихотэ-Алиня, хребтов Тукурингра, Джагды, Тугурском, в Приохотье, на Чукотке, в Восточной Якутии, на Камчатке, Сахалине и Курильских островах. Под руководством Ю. А. Косыгина и автора в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР в содружестве с геологами и геофизиками практически всех научно-исследовательских и производственных организаций Востока СССР составлена «Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе)» м-ба 1 : 2 000 000 [1982]. Опыт всех этих исследований использован в монографии; результаты были опубликованы в соавторстве с геологами различных организаций, что можно видеть из приводимых ссылок. В плане данной работы особенно плодотворным было научное содружество с Б. А. Натальиным, с которым проведен ряд обобщений по складчатым системам северо-западной части тихоокеанского обрамления, а также с Ю. В. Архиповым, И. П. Войновой, А. А. Врублевским, Л. П. Карсаковым, Ю. А. Косыгиным, В. А. Леглером, В. А. Попеко, Л. И. Попеко, Д. Ф. Семеновым, А. М. Трущелевым, В. П. Уткиным. Многие совместные разработки в этой книге получили дальнейшее развитие и несколько иную трактовку, поэтому автор сознает ответственность за все сделанные в ней выводы.

В период подготовки монографии автор обсуждал отдельные ее разделы и положения с Ю. В. Архиповым, А. К. Башариным, В. И. Бергером, Г. С. Гусевым, Л. И. Красным, М. С. Марковым, Б. А. Натальиным, Л. М. Натаповым, Ю. М. Пущаровским, С. М. Тильманом, Р. Б. Умитбаевым и С. А. Ушаковым, которые высказали ряд пожеланий. По рукописи в целом ценные замечания были получены от К. В. Боголепова, Ч. Б. Борукаева, Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева, по возможности учтенные при окончательной ее редакции. Всем названным товарищам приносится глубокая благодарность. Автор особенно признателен безвременно скончавшемуся научному редактору книги члену-корреспонденту АН СССР К. В. Боголепову.

Постоянное внимание К. В. Боголепова к поднятым в книге проблемам, совместное их обсуждение и плодотворная редакторская работа над рукописью во многом способствовали ее завершению.

ГЛАВА 1

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ОСТРОВНЫХ ДУГ; ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ИХ ИСКОПАЕМЫХ АНАЛОГОВ

Для выделения в составе мезозойских складчатых систем структурно-вещественных комплексов ископаемых континентальных окраин и островных дуг необходимо определить и суммировать признаки, по которым может быть проведена подобная идентификация. Наиболее четкие признаки современных континентальных окраин и островных дуг — выражение в рельефе земной поверхности и в глубинной структуре — не сохраняются в ископаемом состоянии. В лучшем случае о них можно судить по косвенным данным, анализируя особенности геологического разреза. Решить поставленную задачу можно только путем анализа геологического разреза складчатых систем, выделения в их составе ассоциаций горных пород и более крупных единиц — структурно-вещественных комплексов [Борукаев и др., 1970], сопоставимых с ассоциациями и комплексами, характерными для современных континентальных окраин и островных дуг. При этом не все признаки, характеризующие современные тектонические элементы, могут быть использованы в равной степени. Последующая складчатость и метаморфизм существенно затушевывают и искажают первоначальные соотношения.

Попытки уточнить признаки, позволяющие выделять ископаемые континентальные окраины различного типа и островные дуги, предпринимались неоднократно [Зоненшайн и др., 1976; Зоненшайн, Савостин, 1979; Ковалев, 1978; Ушаков, Галушкин, 1979; Парфенов, Натальин, 1981; Mitchell, Reading, 1969; Garcia, 1978], что существенно облегчает нашу задачу.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Активные континентальные окраины противопоставляются пассивным окраинам. Они характеризуются наличием сейсмофокальных зон (зон Беньофа) и обладают многими тектоническими элементами, присущими и островным дугам. В связи с этим многие исследователи рассматривают островные дуги в качестве подтипа активных континентальных окраин — островодужного, или восточно-азиатского. Такая систематика не вполне удобна, так как многие островные дуги располагаются весьма далеко от окраин континентов и не имеют с ними видимой связи, например Марианская дуга, расположенная в 2000 км к востоку от Азиатского континента, или дуга Скоша, расположенная между Атлантическим и Тихим океанами. Помимо морфологических различий, активные континентальные окраины, например андийская, отличаются от островных дуг более пологим наклоном зон Беньофа — около 30° (в островных дугах — не менее 40°). Это объясняется разной кинематикой движения сопрягаю-

щихся плит, что находит отражение в отличиях магматических образований.

Главными тектоническими элементами активных континентальных окраин и островных дуг являются: магматические пояса, образованные преимущественно известково-щелочными ассоциациями пород, аккреционные клинья и преддуговые прогибы. В островных дугах, кроме того, выделяются тыловые и междуговые прогибы.

Магматические пояса

Островные дуги и различные типы активных континентальных окраин характеризуются существенно различными магматическими поясами. Островным дугам соответствуют вулканические дуги. Среди активных континентальных окраин можно выделить два типа: андийский (характеризуется окраинно-континентальными вулкано-плутоническими поясами), кордильерский (Дьюи, Берд, 1974], или невадийский [Зоненшайн и др., 1976], неизвестный в современной тектонической обстановке (характеризуется поясами длительно формировавшихся гранодиоритовых батолитов).

Вулканические островные дуги в современном рельефе представляют собой линейные вулканические поднятия, которые возвышаются над обрамляющими их прогибами иногда на 10—11 км. Возникновение всех активных в настоящее время вулканических дуг относится к кайнозою. Начало формирования их на северо-западе тихоокеанского обрамления относится к концу олигоцена — началу миоцена (Курильская, Алеутская, Японская).

Широко распространено представление о заложении всех вулканических островных дуг на океанической коре, несмотря на то, что уже неоднократно указывалось на его очевидную ошибочность [Белоусов, Рудич, 1960; Боголепов, Чиков, 1976]. Поскольку вулканические дуги занимают наиболее высокое гипсометрическое положение в системе островных дуг, их фундамент местами выступает на поверхность и может быть изучен обычными геологическими методами. Фундамент современных вулканических дуг является весьма разнородным. В его составе встречаются океанические образования (на о. Яп [Лутц, 1980], на большей части Алеутской дуги [Burk, 1965]). Основываясь на геофизических данных, можно допускать присутствие океанической коры в основании центральной части Большой Курильской гряды. Вместе с тем фундаментом миоценовых вулканических дуг Японских островов являются разнородные складчатые комплексы мезозойского и палеозойского возраста и прорывающие их гранитоиды [Tectonic..., 1965; Geology..., 1977]. На востоке Алеутской дуги, где она примыкает к Северо-Американскому континенту, вулканические островодужные комплексы переходят с океанического типа образований эоценового возраста последовательно на мезозойские и палеозойские складчатые комплексы.

Вулканические дуги образованы сложно построенным осадочно-вулканогенным комплексом пород мощностью до нескольких километров, сформированным в условиях островной гряды. Неогеновые осадочно-вулканогенные образования Большой Курильской гряды характеризуются сравнительно небольшой мощностью, широким развитием прибрежно-морских, континентальных и мелководных образований, которые перемежаются в разрезе и по латерали, большим количеством местных размывов и несогласий [Гаврилов, Соловьева, 1973]. Условия накопления комплексов во многом определяются активным в течение всего времени их формирования вулканизмом. Вулканогенно-терригенная седиментация резко преобладает над хемогенной. Терригенные породы, характеризующиеся широким распространением грубообломочных разностей и плохой сортировкой обломочного материала, возникли в результате размыва вулканических построек и продуктов вулканических извержений.

Вулканиты, составляющие около 80% от всех пород, участвуют в разрезе и слагают современные вулканические постройки различного типа: отдельно стоящие вулканические конусы, «кустовые», «линейно-кустовые» и кальдерные вулканы. Преобладают породы основного и среднего состава, хотя относительные содержания пород различной основности изменяются как по простиранию дуги, так и по разрезу. Так, среди нижнемиоценовых вулканитов породы основного и среднего состава составляют 30—50% на о. Кунашир и до 80% на о. Парамушир [Тектоническое районирование..., 1979]. В более поздних образованиях базальты составляют 20—25%, андезито-базальты 35—45, андезиты 15—19, дациты и липариты до 25%, разности с содержаниями $SiO_2 > 68\%$ встречаются редко. Породы основного и среднего состава представлены лавами, лавобрекчиями, характерны агломераты и туфобрекчии. В нижних частях разрезов отмечаются шаровые лавы и гиалокластиты [Пискунов, 1975]. Породы кислого состава наиболее широко распространены на южных островах Большой Курильской гряды. Они представлены преимущественно пемзами, либо связанными с кальдерными вулканами, либо выполняющими небольшие отрицательные структурные формы, а также лавами, слагающими экструзивные тела.

Для вулканических комплексов большинства островных дуг характерно преобладание пирокластических образований (в отдельных дугах содержание их достигает 90—95% [Garcia, 1978], местами опускается до 50%, например в пределах Большой Курильской гряды [Молодые геосинклинали..., 1978]). Преобладание пирокластических образований над лавами является характерным признаком островодужных комплексов, что отличает их от вулканических комплексов срединно-океанических хребтов и внутриокеанических островов, в которых содержание пирокластического материала обычно составляет всего несколько процентов и лишь местами (Исландия, Канарские острова) достигает 20—39%.

Охарактеризованные выше общегеологические признаки, наряду с положением в общем латеральном ряду, являются главными при идентификации ископаемых вулканических островодужных комплексов. Другие признаки, в том числе геохимические и петрохимические, имеют сопутствующее значение, поскольку могут претерпеть существенное изменение при наложении вторичных процессов [Garcia, 1978].

Вулканогенно-осадочные комплексы островных дуг дислоцированы обычно весьма просто. Так, для неогеновых образований Большой Курильской гряды характерны пологие (до 15—20°) моноклинали, осложненные пологими изгибами [Стрельцов, 1976; Сергеев, 1976]. Пликативные дислокации четвертичных образований практически отсутствуют. Ископаемые островодужные комплексы [Тектоническое районирование..., 1979; Парфенов и др., 1981] также сравнительно слабо дислоцированы, хотя местами, например на п-ове Тайгонос, устанавливаются островодужные комплексы, смятые в сжатые, вплоть до изоклинальных, складки.

Большинство вулканитов островодужных комплексов относится к известково-щелочной серии, отмечаются вулканиты толеитовой серии, а на дугах с мощной корой (например, Японская) — и щелочной [Miyashiro, 1974]. На некоторых дугах (Скотша и Тонга-Кермадек), расположенных на океанической коре, наблюдаются вулканиты только толеитовой серии [Ringwood, 1974].

Связь современного вулканизма островных дуг с зонами Беньофа не вызывает сомнения [Ringwood, 1974; Miyashiro, 1972, 1974]. В пределах Курильско-Камчатской и Алеутской дуг районы современного вулканизма проецируются на одну и ту же глубину: 120—150 км (рис. 2). Вулканизм отсутствует там, где сейсмофокальная зона не доходит до этих глубин, например в пределах Командорских островов. На Восточной Камчатке вулканам соответствует узкая зона в сейсмофокальном слое с резким уменьшением сейсмической активности [Токарев, 1974].

Вкрест простирания островных дуг по направлению к континенту в вулканитах близкой основности возрастают содержания K_2O и Na_2O +

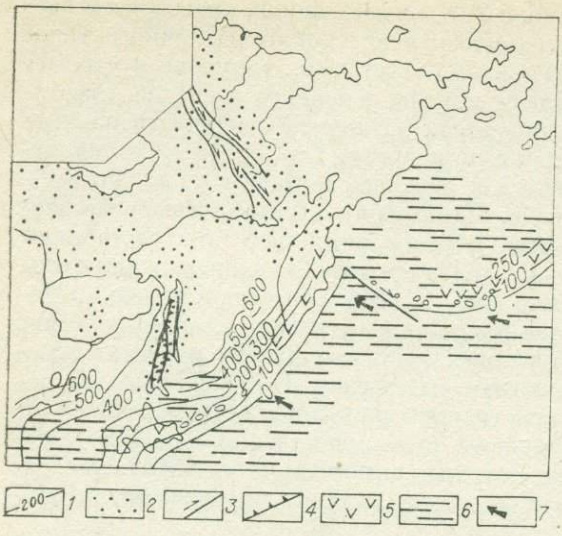


Рис. 2. Современные тектонически активные зоны [Parfenov e. a., 1978].

1 — стратоизогипсы по осевой поверхности зон Беньофа (для Курильско-Камчатской дуги — по данным Р. З. Тараканова, для Алеутской дуги — по данным В. П. Семакина), *2* — ареалы эпицентров коровых землетрясений за пределами островных дуг, *3* — трансформные разломы и сдвиги, *4* — надвиги, *5* — зоны современного вулканизма, *6* — кора океанического типа, *7* — направление движения океанической плиты.

$+ K_2O$. Количество K_2O и глубина до зоны Беньофа связаны линейной зависимостью, которая может быть использована для реконструкции положения древних зон Беньофа [Dickinson, Hatherton, 1967; Hatherton, Dickinson, 1968; Nincovich, Hayes, 1972]. Вместе с тем сравнительное изучение изменения содержания K_2O в вулканитах одинаковой основности поперек современных вулканических дуг обрамления Тихого океана приводит к выводу, что содержание K_2O неодинаково в различных дугах [Nielson, Stoiber, 1973]. В связи с этим реконструкции палеозон Беньофа на основе диаграмм У. Дикинсона и Т. Хатертона или Д. Нинковича и Дж. Хейса следует рассматривать лишь как чисто качественные, весьма приблизительно отражающие реальные глубины положения сейсмофокальных зон геологического прошлого. Поперечная зональность в изменении содержания щелочей является определяющей. Наряду с ней устанавливаются изменения в содержании K_2O вдоль простирания вулканических дуг [Миаширо, 1978; Попеко и др., 1979]. Содержание K_2O в вулканитах близкой основности заметно выше на более зрелых участках дуг с мощной земной корой, например на юге Большой Курильской гряды, на Восточной Камчатке, где мощность коры около 30 км и имеется «гранитный» слой.

Окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса характеризуют активные континентальные окраины андийского типа; они рассматриваются на примере вулкано-плутонического пояса Анд, продолжающего развитие вплоть до настоящего времени.

На существование в Андах на всем их гигантском (около 9000 км) протяжении единого вулкано-плутонического пояса, располагающегося параллельно окраине континента и глубоководному желобу, впервые обратил внимание А. А. Богданов [1970]. Он полагал, что заложение пояса в Перу относится к концу позднего мела, когда в результате перуанской складчатости замкнулись морские прогибы, протягивавшиеся в общем андийском направлении. После этого вплоть до настоящего времени магматизм проявлялся исключительно в континентальной обстановке. Л. П. Зоненшайн с соавторами [1976] считают, что окраину андийского типа здесь характеризуют лишь позднекайнозойские вулканические образования, а более ранние — мел-раннекайнозойские, юрские вулканические и плутонические комплексы — следует относить к окраинам соответственно кордильерского типа (невадийского, по Л. П. Зоненшайну и др.) и островным дугам. Е. Е. Милановский [1975] справедливо отмечает, что меловое развитие Анд тесно связано с последующим кайнозойским их развитием общностью и непрерывностью тектонических и магматических процессов, т. е. мы должны рассматривать вулкано-плутонический пояс в объеме, определенном А. А. Богдановым. Мы предлагаем назвать этот пояс Андийским. Ранее предложенные названия: Арауканский [Ломизе, 1975б, 1980] или Калипуи [Ломизе, 1975а] относятся к отдельным его отрезкам и понимаются в несколько ином объеме.

Андийский вулкано-плутонический пояс, образованный, как и вулканические островные дуги, преимущественно известково-щелочными ассоциациями магматических пород, отличается от них рядом особенностей. Пояс значительно (сотни километров) шире вулканических дуг. Он сло-

жен преимущественно (до 90% разреза) вулканическими породами. Осадочные породы представлены красноцветными песчаниками и конгломератами с линзами известняков и гипсов. Осадочно-вулканогенные образования формировались преимущественно в континентальной обстановке, которая лишь в начале образования пояса иногда сменялась лагунной и прибрежно-морской. Среди вулканитов, в отличие от островных дуг, широко распространены породы кислого состава, количество которых отчетливо увеличивается вверх по разрезу. Характерны также игнимбриты, преобладающие в некоторых районах. В низах разреза пояса доминируют лавы андезитов; коэффициент эксплозивности не превышает 30%, выше по разрезу увеличивается до 90%. Наряду с известково-щелочными породами широко распространены вулканиты субщелочного состава, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Содержание щелочей достигает в сумме 10% и более, что не характерно для островных дуг. В составе щелочей значительна доля калия, вплоть до его преобладания в породах кислого и умеренно кислого состава.

Осадочно-вулканогенные образования ассоциируются с близкими по химическому составу многофазными батолитами гранитоидов, которые образуют гигантские, почти непрерывные, цепочки, вытянутые вдоль простирания пояса (например, Прибрежный батолит Перу протяженностью около 1600 км) [Myers, 1975; Pitcher, 1978; Pitcher, Bussel, 1977]. В составе батолитов преобладают тоналиты и гранодиориты, ранние их фазы представлены габбро, поздние — монцогранитами и граносиенитами. Они характеризуются большой длительностью формирования, которая для Прибрежного батолита Перу оценивается в 70 млн. лет.

Наблюдается отчетливо выраженная продольная и поперечная зональность. В продольном направлении пояс подразделяется на ряд сегментов, различающихся составом осадочно-вулканогенных образований и количеством гранитоидов. В поперечном — в большинстве сечений отчетливо выражено асимметричное строение — смещение фронта эффузивного и интрузивного магматизма в глубь континента. Вместе с тем отдельные участки пояса имеют симметричное строение: с наиболее древними образованиями на бортах и молодыми полого залегающими образованиями в центре [Levi, Aguirre, 1981].

Андийский пояс, как и вулканические дуги, накладывается на разнородный фундамент, но в составе этого фундамента отсутствуют океанические образования. К западу от Андийского пояса устанавливаются позднетриасово-меловые (досенонские) вулканические зоны. Они сменяются к востоку синхронными с ними мощными морскими существенно амагматичными толщами, которые формировались в прогибах, обычно классифицирующихся как миогеосинклинальные [Wilson, 1963; Cobbing, 1976]. На крайнем юге Анд в пределах такого прогиба описана новообразованная океаническая кора раннемелового возраста [Dalziel e. a., 1974, 1975; Stern, Elton, 1979]. Эти вулканические зоны по составу слагающих их вулканогенно-осадочных толщ и тектоническому положению сопоставляются с вулканическими островными дугами [James, 1971, 1973; Чехович и др., 1975; Чехович, 1980].

Пояс расположен вдоль границы стабилизированного в результате предшествующей складчатости жесткого континентального блока с океаном. Граница с океаном намечается путем установления в ряде районов побережья Южной Америки морских отложений. К востоку от Андийского пояса в пределах Субандийской зоны широко распространены мощные преимущественно континентальные осадочные толщи, которые синхронны магматическим образованиям пояса. Таким образом, зоне активного вулканизма в целом соответствует поднятие, ограниченное морскими прогибами на западе и континентальными — на востоке [Ломизе, 1975б; Милановский, 1975].

Связь современного и древнего магматизма Андийского пояса с зоной Беньофа не вызывает сомнения у большинства исследователей за редким исключением [Милановский, 1975; Zeil, 1979]. Современная зона Бень-

офа, устанавливаемая на основе изучения распределения очагов землетрясений, весьма пологая (около 30°) [Baranzangi, Isacks, 1976; Megard, Philip, 1976; James, 1978; Stauder, 1975; Hasegawa, Sacks, 1981]. На изменение состава вулканитов вдоль простирания Анд оказывает влияние изменение мощности земной коры. В районе северной зоны современного вулканизма мощность коры оценивается в 45 км [Meissnar e. a., 1972], в районе центральной зоны — в 70 км [James, 1971, 1973] и в районе южной зоны — в 30 км [Cummings, Schiller, 1971]. Зоне современного вулканизма соответствует асейсмичный участок зоны Беньофа, а над ней отмечается повышенное поглощение сейсмических волн. Эти данные свидетельствуют о наличии магматических резервуаров в районе зоны Беньофа и над ней.

О мантийном происхождении позднекайнозойских андезитов свидетельствуют низкие начальные отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} [James e. a., 1976; Thorpe, Francis, 1979; Zeil, 1979]. Вместе с тем андезиты центральной зоны по сравнению с андезитами северной и южной зон характеризуются более высокими величинами этих отношений, они содержат также больше Si, K, Rb, Sr и Ba [Thorpe, Francis, 1979]. Присутствие в игнимбритах центральной зоны корродированных зерен экзогенного кварца, включений калиевого полевого шпата и агрегатов кристаллов кварца с гранобластовой структурой, а также высокие величины начального отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} (до 0,713) указывают на участие корового материала в генезисе этих пород.

Общее формационное и структурное единство Андийского вулканоплутонического пояса допускает, что и более ранние магматические образования в его составе связаны с процессами в зоне Беньофа и погружением океанской плиты под континент [Ломизе, 1980; James, 1971, 1973; Cobbing, 1976]. У. С. Питчер [Pitcher, 1978] допускает мантийное происхождение и гранитоидов Прибрежного батолита Перу (средняя величина начального отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} составляет 0,7044) и их связь с зоной Беньофа.

Характерная для эволюции Андийского пояса общая миграция магматических процессов к востоку, сопровождающаяся общим увеличением в более молодых образованиях кремния, калия, стронция, начальных отношений изотопов Sr^{87}/Sr^{86}, свидетельствует, с одной стороны, о генерации магм на все больших глубинах, возможно, в связи с остыванием погружающейся океанической пластины [James, 1973], а с другой — о прогрессивно увеличивающейся толщине коры и все большем участии в петрогенезисе сиалического материала [Ломизе, 1980].

Андийский пояс формировался в условиях общего растяжения коры, о чем свидетельствуют, прежде всего, подъем к поверхности огромных магматических масс и накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ, а также наличие в его пределах глубоких линейных прогибов, ограниченных разломами мощных (10—15 км) континентальных толщ молассового типа (Магдалена, Альтиплано, Продольный прогиб Чили и др.). Формирование этих прогибов началось еще в позднем мелу, но наиболее интенсивно происходило в кайнозое. Большинство прогибов ограничено не сбросами, а взбросами и надвигами, вблизи которых меловые и кайнозойские толщи образуют достаточно сложные линейные складки, что свидетельствует о спорадической смене растяжения горизонтальным сжатием. Обстановка сжатия проявилась неоднократно. В восточных зонах Центральных Анд устанавливаются складчатые и надвиговые деформации раннепалеогенового возраста. Наиболее поздние надвиги и складки устанавливаются к востоку от Анд. В пределах Субандийской зоны в них участвуют миоценовые, а возможно, и более молодые отложения.

Заложение Андийского пояса примерно совпадает с началом раскрытия Южной Атлантики — около 130 млн. лет [Rabinowitz, Labrecque, 1981]. Движением Южно-Американского континента в западном направлении в связи с этим процессом, возможно, объясняется складчатость и замыкание позднетриасово-меловых прогибов Анд. Перуанская складча-

тость, которая предшествовала заложению активной континентальной окраины, совпадает с усилением скорости спрединга в Южной Атлантике (от 1,3—1,5 до 3,4—3,6 см/год), которое датируется около 110 млн. лет [Rabinowitz, Labrecque, 1981]. Прерывистый характер раскрытия Южной Атлантики, возможно, обусловил эпизоды сжатия, устанавливаемые в пределах Андийского вулкано-плутонического пояса и Субандийской зоны. Омоложение возраста надвигов и сопровождающих их складок в восточном направлении и преобладающая восточная вергентность свидетельствуют в пользу такого предположения.

Пояса гранодиоритовых батолитов характеризуют активные континентальные окраины кордильерского типа, которые принципиально не отличаются от окраин андийского типа. Эталоном такого пояса является мезозойский батолитовый пояс шириной до нескольких сотен километров, протягивающийся почти непрерывно вдоль западной окраины Северной Америки. Можно полагать, что преобладание здесь плутонических пород обусловлено лишь глубоким эрозионным срезом, тем более, что они во многом сходны с плутоническими породами поясов андийского типа, и местами сохранились сходные с ними по составу и возрасту вулканиты. Нельзя исключать, что Андийский вулкано-плутонический и Кордильерский плутонический пояса, сменяющие друг друга по простиранию, имеют достаточно глубокие отличия, которые еще не удалось раскрыть.

Батолиты многофазны. Так в батолите Сиерра Невада установлено восемь самостоятельных интрузивных фаз [Bateman, Dodge, 1970.] Они характеризуются большой длительностью формирования (около 120 млн. лет): от позднего триаса до начала позднего мела [Evernden, Kistler, 1970]. Согласно подсчетам по батолитам западных районов США, устанавливаются следующие соотношения между породами различного типа: гипербазиты и габбро — 10,7%, диориты — 1,9, тоналиты (кварцевые диориты) — 33,7, гранодиориты — 19,1, адамеллиты (кварцевые монцониты) — 27,6, граниты — 7,0, сиениты — 0,1% [Moore, 1959]. Дж. Мур показал, что в западной, приокеанической, части пояса преобладают тоналиты, а в сторону континента они сменяются адамеллитами, гранодиоритами и гранитами, которые в целом имеют более молодой возраст. Вывод об омоложении возраста интрузивных фаз по направлению в глубь континента в пределах некоторых батолитов подтвержден детальными геохронологическими исследованиями [Silver e. a., 1975; Saleeby, 1981]. Таким образом, здесь, как и в Андийском поясе, устанавливается миграция магматизма в сторону континента. В этом же направлении отмечается увеличение содержания K_2O [Bateman, Dodge, 1970], возрастают начальные отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} [Kistler, Peterman, 1978]. Изучение изотопов Nd, Sr и O в батолитах Сиерра Невады и Калифорнийского полуострова приводит к выводу о формировании гранитоидов в результате смешения продуктов мантийного происхождения того же типа, что и в островных дугах, с коровым материалом вмещающих пород [DePaolo, 1981].

В восточной части батолитового пояса Северо-Американских Кордильер установлены гранитоиды существенно иного типа, в частности двуслюдяные гранатсодержащие граниты. Они известны на востоке и северо-востоке Невады и имеют, согласно радиометрическим данным, юрский и меловой возраст [Kistler e. a., 1981; Lee e. a., 1981]. Высокие начальные отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} и O^{18} этих гранитов свидетельствуют о их происхождении в результате переплавления вмещающих метаосадочных пород, которые имеют сходные изотопные характеристики. Глубина формирования магмы по оценкам температуры и давления 15—40 км.

На основании геологических и гравиметрических данных предполагается, что главные батолиты пояса представляют собой плоские плитообразные тела толщиной около 5 км [Hamilton, Myers, 1967, 1974], что было подтверждено сейсмическими исследованиями [Lynn e. a., 1981]. Согласно этим данным, подошва батолитов Калифорнии и Невады субгоризонтальна и залегает на глубинах 6—10 км.

Образование батолитового пояса связывается с функционированием зоны Беньофа, наклоненной под континент. При этом древняя континентальная кора, как и в Андийском поясе, оказывается вовлеченной в магматический процесс.

Аккреционные клинья

Для островных дуг и активных континентальных окраин характерен тектонический элемент, определяемый как аккреционный клин (клин приращения), аккреционная призма [Karig, Sharman, 1975], субдукционная зона [Dickinson, Seely, 1979] или меланжевый клин [Hamilton, 1977]. Аккреционный клин в островных дугах совпадает с внешней невулканической дугой и приостровным склоном глубоководного желоба, в активных континентальных окраинах — с приконтинентальным склоном глубоководного желоба. Морфология, состав и строение конкретных аккреционных клиньев весьма разнообразны. Они зависят от скорости относительного движения поддвигаемой и надвигаемой плит, длительности этого процесса, величины вулканической дуги и поднятий в области островной или континентальной суши, поставляющих обломочный материал в преддуговые прогибы, климата и др. Значение аккреционных клиньев в общей структуре активных континентальных окраин и островных дуг и роль аккреционной тектоники как главного механизма по преобразованию океанической коры в континентальную были поняты лишь в последние годы. Поэтому в строении, вещественном составе и механизме образования аккреционных клиньев еще много неясного. Тем не менее наиболее общие их особенности могут быть определены уже в настоящее время [Шики, Мисава, 1980; Dickinson, Seely, 1979; Snavely e. a., 1980].

Изучение современных и кайнозойских аккреционных клиньев показывает, что в разрезе они имеют форму клина, сужающегося книзу, по направлению к погружающейся океанической плите. Они состоят из серии более мелких клиньев сходной формы, ограниченных чешуйчатыми надвигами, угол наклона которых увеличивается к вулканической дуге или континенту. В этом же направлении возраст надвигов становится последовательно все более древним. Наиболее молодые надвиги, обычно весьма пологие (до нескольких градусов), устанавливаются вблизи глубоководного желоба. Они сопровождаются складчатыми деформациями отложений, слагающих приостровной склон желоба. В самой нижней части внутреннего склона большинства желобов выделяется участок, где отражения сейсмических волн не регистрируются, что объясняется отсутствием отчетливой стратификации и трактуется как указание на наличие сложной складчатой структуры. В Японском желобе правильность этих предположений доказана бурением [Initial reports..., 1980]. Примечательно, что все деформации развиваются одновременно с осадконакоплением. Наращивание аккреционного клина происходит по направлению к океану и сопровождается подъемом более древних его частей [Cowan, Silling, 1978].

По надвигам совмещены офиолиты — отторженцы погружающейся океанической коры, флишевые толщи преддуговых прогибов и осадочных террас, а также мелководные грубообломочные и карбонатные отложения, принесенные временными потоками со стороны шельфа. Ц. Шики и Ю. Мисава [1980] предполагают присутствие магматических образований кислого и основного состава, внедряющихся вдоль зон дробления. Аккреционные клинья могут заключать инородные образования различного типа и объема, принесенные движущейся океанической корой [Oji intern. seminar..., 1981]. Основными признаками аккреционного клина, отличающими его от других образований, в которых также присутствуют офиолиты, является наличие в составе тектонических пластин лавсонит-глаукофановых сланцев как показателей сверхвысокого давления, характерного для зон Беньофа, и горизонтов туфогенного флиша, образующихся вблизи зон активного субаэрального вулканизма.

Некоторые офиолиты содержат породы высоких давлений, указывающие на эклогит-глаукофановый тип метаморфизма — пироповые (+ шпинелевые) перидотиты, эклогиты (в том числе с дистеном), лавсонит-глаукофановые сланцы (в том числе ассоциации с жадеитом и кварцем). Давление, необходимое для образования этих ассоциаций, оценивается в 12—14 кбар при широком колебании температуры [Добрецов, 1974]. Н. Л. Добрецов и А. Миаширо выделяют такие офиолиты в особый тип и связывают их особенности с формированием в зонах субдукции. С последним утверждением нельзя согласиться: формирование всех офиолитов, как показал В. В. Велинский [1979], происходит в условиях растяжения и невозможно объяснить их образование в условиях сжатия, характерного для зон субдукции. Условия растяжения характерны для срединно-океанических хребтов, вулканических островных дуг и их тыловых прогибов. Устанавливаемые же в некоторых офиолитах признаки метаморфизма высоких давлений, так же как и часто сопровождающие их зоны серпентинитового меланжа, следует связывать с наложенными процессами, преобразующими уже сформированные офиолиты. Таким условиям отвечает обстановка аккреционного клина, куда офиолиты попадают уже после своего образования в срединно-океанических хребтах. По данным Н. Л. Добрецова [Добрецов, 1974; Петрология..., 1977], эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм обусловлен быстрым (со скоростью 4—12см/год, следующей из моделей плитной тектоники) погружением океанической плиты вдоль зон Беньофа, которое обеспечивает низкие температуры и высокие давления на сравнительно небольших глубинах, быструю дегидратацию ранее зеленокаменно измененных толщ и создание буферного сверхвысокого давления флюида. Большая скорость процессов, имеющих место в такого типа зонах, является, по-видимому, не только необходимым условием образования лавсонит-глаукофановых сланцев, но и обеспечивает их сохранность в последующее время, в том числе и при выводе на поверхность.

Характерной особенностью вулканогенно-осадочных образований, входящих в состав аккреционного клина, является тесное пространственное сочетание разнофациальных отложений: глубоководных, представленных радиоляритами, глинистыми сланцами и другими породами, и заведомо мелководных грубозернистых песчаников, местами аркозовых, с растительным детритом, конгломератов и т. п. Характерны олистостромы, вскрытые, в частности, скважинами на приостровном склоне Японского глубоководного желоба [Initial reports..., 1980]. Такое совмещение разнофациальных отложений обусловлено, с одной стороны, деятельностью мутьевых потоков, перемещающих материал вниз по склону в обстановке постоянно проявляющихся сейсмических толчков, с другой — развитием пологих надвигов. При редкости находок органических остатков такого типа комплексы в разрезах складчатых систем могут объединяться в единые свиты и серии, и требуются весьма детальные и тщательные исследования, чтобы определить истинные стратиграфические соотношения.

Установление в пределах складчатой системы сопряженной пары вулканический или плутонический пояс определенного типа — аккреционный клин однозначно свидетельствует о существовании в данное время активной континентальной окраины или островной дуги. Взаимное положение этих тектонических элементов в районах, где не было существенных шарьяжных перекрытий, позволяет определить положение и полярность палеозоны Беньофа.

Тыловые, преддуговые и междуговые прогибы

В качестве т ы л о в ы х рассматриваются прогибы, сопряженные с вулканическими островными дугами со стороны континента, выраженные окраинными морями или бассейнами с океаническим или субокеаническим типом коры [Кариг, 1974].

Несмотря на многие элементы сходства в морфологии и строении, эти бассейны имеют, по-видимому, различную природу [Пущаровский, 1972]. К ним относится Алеутская глубоководная котловина, которая рассматривалась Г. Менардом [1966] как участок ложа океана, отшнурованный от него в связи с заложением Алеутской островной дуги. Это предположение представляется правдоподобным в свете данных, полученных за последнее десятилетие [Scholl e. a., 1974, Cooper e. a., 1981]. Такое же происхождение имеет Командорская котловина, которая была отшнурована от океана позднее в связи с возникновением Командорских островов. Меньшая мощность осадков в Командорской котловине по сравнению с Алеутской согласуется с такой трактовкой. К этому же типу относится и Южно-Охотская глубоководная котловина [Снеговской, 1974], хотя не исключается ее новообразование в относительно недавнее время [Туезов и др., 1979].

Иное происхождение Япономорской котловины. Существенное значение имеют данные о сходстве мезозойских структур Сихотэ-Алиня и Японских островов [Kobayashi, 1956; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенев, 1972], структура же более молодых образований согласуется с современным положением Японских островов, Сахалина и Сихотэ-Алиня относительно друг друга. В пределах Японского моря отсутствуют крупные осадочные бассейны. В этом отношении оно отличается от рассмотренных выше котловин, которые характеризуются равномерно повышенными мощностями осадков. Прогибы с повышенной (до 2 км) мощностью осадков в пределах Японского моря небольшие (до нескольких десятков километров в поперечнике), имеют линейную форму и различную ориентировку и могут рассматриваться в качестве заполненных осадками грабенов [Hilde, Wegeman, 1973]. Вулканические породы, поднятые со дна Японского моря, которые К—Ar методом датированы в интервале 7—50 млн. лет, характеризуются рядом особенностей [Сахно и др., 1976]. Формирование миоценовых магматических отложений запада Сахалина и прибрежной зоны Сихотэ-Алиня связано с ранними стадиями образования Японского моря. Они представлены базальтоидами повышенной щелочности, в то время как плиоценовые и плиоцен-четвертичные магматические образования, соответствующие поздней стадии раскрытия Японской котловины, представлены покровами толеитовых базальтов [Магматические формации..., 1980]. Эти данные можно объяснить, предположив отделение Японских островов от Приморья и их дрейф в юго-восточном направлении [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенев, 1972; Kobayashi, 1956; Otsuki, Ehiro, 1978].

Окраинные бассейны с продолжающимся вплоть до настоящего времени активным растяжением коры или с признаками недавнего растяжения коры принято называть м е ж д у г о в ы м и бассейнами или прогибами [Кариг, 1974]. Они располагаются по соседству с вулканическими дугами (островные дуги Тонга, Кермадек, Марианская), имеют отчетливое морфологическое выражение, ограничены крутыми уступами обрамляющих их хребтов, которые до образования междуговых прогибов представляли собой единое целое, например хребты Палау-Кюсю и Западно-Марианский, ограничивающие междуговой прогиб Парис Вела в тылу Марианской дуги. В осевой части этого прогиба отчетливо выражена рифтовая долина (прогиб ИПОД). Глубоководное бурение, проведенное на юге Филиппинского моря, подтвердило образование прогиба Парис Вела в результате растяжения коры [Initial reports..., 1981]. Примечательно, что толеитовые базальты, располагающиеся в основании вскрытого бурением разреза, практически не отличаются от толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов.

Ископаемые аналоги тыловых прогибов устанавливаются в складчатых системах различного возраста [Руженцев, Марков и др., 1977]. Характерным элементом структурно-вещественных комплексов таких прогибов являются офиолиты, которые по своему строению, петрохимическим и геохимическим особенностям практически не отличаются от офиолитов, сформированных в срединно-океанических хребтах, например позднеюрско-раннемеловые, детально описанные на юге Анд [Dalziel e. a., 1974, 1975; Stern, Elton, 1979]. С. В. Руженцев, М. С. Марков и др. [1977] обращают внимание на асимметрию в строении тыловых прогибов и особенности их вещественного выполнения. Приконтинентальный их борт характеризуется материалом, принесенным с континента, в том числе аркозами и ортокварцитами; приостровной борт — материалом, принесенным с вулканической дуги: туфами, вулканомиктовыми породами и граувакками. В центральной зоне формируются глинисто-кремнистые сланцы, фтаниты, туфосилициты, туффиты. При отсутствии центральной зоны отложения противоположных бортов образуют сложные фациальные переходы. Такая асимметрия, вероятно распространенная весьма широко, не

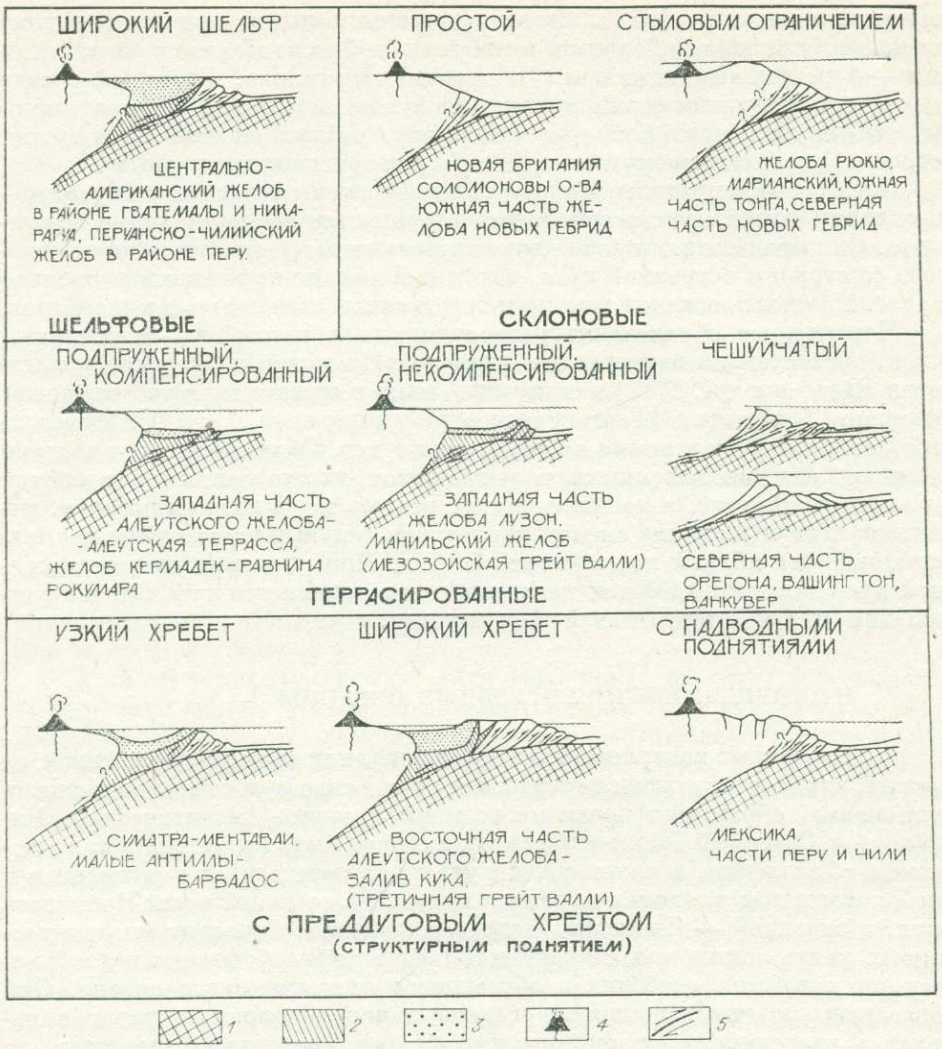


Рис. 3. Типы современных преддуговых районов [Dickinson, Seely, 1979, упрощено]. *1* — океаническая кора, *2* — офиолиты в составе аккреционного клина, *3* — преддуговые прогибы, *4* — действующие вулканы, *5* — разломы.

является обязательной. Прогиб Парис Вела в тылу Марианской дуги ограничен с обоих бортов хребтами, сложенными вулканическими породами.

П р е д д у г о в ы е прогибы располагаются перед фронтом вулканической дуги или с океанической стороны активной континентальной окраины [Dickinson, Seely, 1979]. Они достаточно разнообразны по своему морфологическому выражению и характеру осадочного выполнения (рис. 3). У. Дикинсон и Д. Сили различают среди них 5 типов. Имея в виду выделение ископаемых аналогов преддуговых прогибов, следует различать прогибы двух типов. Преддуговые прогибы первого типа располагаются между вулканическими дугами в двойной островной дуге или между вулканической дугой и структурным поднятием в одинарной дуге и между магматическим поясом и структурным поднятием на активных континентальных окраинах. Примером их является прогиб между Большой и Малой грядами Курильских островов, выполненный, по-видимому, мелководными осадками мощностью около 2,0—2,5 км [Снеговской, 1974]. Выделявшиеся ранее (не совсем удачно) как междуговые [Парфенов, Натальин, 1977], эти прогибы отчетливо выражены и в одинарных достаточно зрелых дугах. Прогиб рассматриваемого типа прослеживается почти на всем протяжении Курильской дуги, хотя внешняя невулканическая дуга устанавливается лишь на коротком отрезке в ее южной части. Тек-

4217

Геологический институт АН Арм.ССР Библиотека

тоническая карта..., 1982]. Своим внутренним краем они налегают на комплекс вулканической дуги и в значительной мере ей синхронны, внешним — перекрывают комплексы аккреционного клина. Границей между этими резко различными образованиями фундамента обычно служит крупный взброс или крутой надвиг (например, разлом на юге Курильских островов, устанавливаемый по комплексу геофизических данных).

Преддуговые прогибы второго типа выражены террасами внутреннего склона желоба, ограниченными со стороны океана поднятиями фундамента. Они представляют собой ловушки осадочного материала, поступающего со стороны островной дуги, в которой обычно выделяется несколько террас. Мощность осадков в их пределах достигает нескольких километров.

Характерное образование рассматриваемых прогибов — туфогенный флиш, обстоятельно изученный в пределах Камчатки и Курильских островов [Власов и др., 1977] и описанный нами в составе юрских отложений Северного Приохотья [Тектоническое районирование..., 1979]. Туфогенный флиш тяготеет к зонам вулканических дуг. Образование его связано с периодическими наземными и подводными извержениями в пределах вулканической дуги, а также с деятельностью турбидитных потоков, перемещающих в пределы смежных прогибов пирокластический материал, накопившийся вблизи вулканической дуги. При удалении от вулканической дуги туфогенный флиш последовательно сменяется туффитовой флишоидной и туфодиатомитовой формациями.

ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Пассивные континентальные окраины, или окраины атлантического типа, характеризующиеся отсутствием зон Беньофа и связанного с ними вулканизма, обрамляют почти на всем протяжении Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны; могут быть выделены в тихоокеанском обрамлении, в частности на участках перехода от континентов к глубоководным котловинам окраинных морей: в северной части Берингова моря, в западной — Японского и других районах. Строение многих пассивных континентальных окраин детально изучено бурением и геофизическими методами, особенно в обрамлении Атлантического океана. Они образованы мощными призмами осадочных пород, ширина которых варьирует в зависимости от ширины шельфа (от нескольких десятков до 1000 км и более). Сейсмическими исследованиями на Атлантическом побережье Северной Америки устанавливается восемь самостоятельных осадочных бассейнов, которые протягиваются параллельно окраине континента, отделяясь друг от друга поперечными поднятиями и протяженными зонами разломов, прослеживаемых от океана в пределы континентальной окраины [Sheridan, 1976].

Осадочные бассейны пассивных континентальных окраин в общем виде представлены почти горизонтально залегающими отложениями, наклоненными в сторону океана несколько круче поверхности шельфа, которая имеет наклон около 0,15°. Это так называемая континентальная терраса, которая далее к океану сменяется континентальным склоном (уклон его 1—2°). Он прослеживается до глубины 2000 м, сменяясь континентальным подножием (с уклоном 0,5°). Характерно увеличение мощности отложений от 0 до 2500—6000 м. Во многих осадочных бассейнах Атлантического побережья Северной Америки мощность возрастает до 14 000 м [Schlee e. a., 1976; Klitgord, Behrendt, 1979; Sheridan, 1976; Wade, 1977]. Состав отложений и их латеральные изменения определяются общими особенностями строения и геодинамического режима пассивных континентальных окраин. Вместе с тем на них существенное влияние оказывает климат, наличие или отсутствие привноса обломочного материала крупными реками, наличие барьерных рифов вблизи верхней бровки континентального склона, положение уровня Мирового океана и другие факторы. Дельты крупных рек (Инда, Ганга, Амазонки, Мисси-

сипи, Конго и др.) образуют гигантские подводные конусы выноса радиусом до 2500 км, прорезанные каньонами шириной до 25 км [Huang, Goodell, 1970; Jipa, Kidd, 1974; Curray, Moore, 1971; Stow, 1981]. Дельты не только перекрывают подножие континентального склона, но и выходят в пределы смежных абиссальных котловин. Мощность отложений здесь весьма велика. В конусе выноса Амазонки она оценивается в 15 км [Ponte, Asmus, 1978]. Конусы выноса образованы конгломератами, гравелитами, хорошо сортированными песчаниками, алевролитами и глинами, характеризуются отчетливо выраженной структурной зональностью и имеют ископаемые аналоги [Walker, 1978].

Подножие континентального склона сложено мощными (10 км и более) толщами турбидитов, в формировании которых существенная роль принадлежит оползанию осадков по склону и мутьевым потокам, а также контуритов, образованных в связи с подводными течениями параллельно континентальному склону. В удалении от континентального склона они сменяются глубоководными океаническими осадками.

Многие исследователи обращают внимание на сходство осадочных призм, характеризующих пассивные континентальные окраины, с миогеосинклиналями геологического прошлого [Drake e. a., 1959; Книппер, 1975; Пейве и др., 1976]. Для их обозначения был предложен термин миогеоклиналь [Dietz, Holden, 1966], поскольку они не имеют синклинального строения, а образуют отчетливые моноклинали, наклоненные в сторону океана.

Формированию пассивных континентальных окраин предшествовало образование систем рифтов (грабенов), которые знаменуют начало раскалывания континентальной литосферы и ее раздвижение, перерастающее в образование океанического бассейна [Дьюи, Берд, 1974]. Рифтогенез, переходящий в формирование пассивной континентальной окраины, связан с растяжением и утонением литосферы до ее разрыва (McKenzie, 1978]. Эта простая модель имеет количественную оценку и удовлетворительно согласуется с соотношениями, которые устанавливаются в хорошо изученных районах [Le Pichon, Sibuet, 1981]. В грабенах формируются континентальные красноцветные, часто грубообломочные, отложения, а также более тонкие озерные отложения. Они ассоциируются с щелочными базальтоидами, появление которых свидетельствует о том, что процессы растяжения охватили всю литосферу. Обращает на себя внимание большая длительность рифтогенеза, предшествовавшего формированию современных пассивных континентальных окраин. В Северной Атлантике и в обрамлении Индийского океана рифтогенез охватывает пермотриасовое, или триасово-юрское, время, в Южной Атлантике — юрско-раннемеловое [Ермаков, 1980; Kent, 1977]. Образования таких грабенов, устанавливаемые во многих складчатых системах, называют «грабеновой фацией» [Марков и др., 1979]. С рифтовой стадией развития многих пассивных континентальных окраин тесно связано накопление эвапоритов, формирование которых происходило в изолированных лагунах с возможным ювенильным источником рассолов.

При дальнейшем развитии процесса происходит накопление карбонатно-терригенных или карбонатных отложений мощностью 2—7 км, вначале в пределах ранее возникших грабенов, а затем и в пределах ограничивающих их поднятий. Окончательное оформление пассивных континентальных окраин происходит в условиях общей трансгрессии и нивелированного рельефа.

В Атлантике общая трансгрессия имела место в альб-аптское время и проявилась синхронно на огромных площадях. Главная фаза трансгрессии приходится на сантон-маастрихт (80—65 млн. лет) и совпадает с временем главного спрединга (70—75 млн. лет) [Kent, 1977]. Характерны мощные (в несколько километров) трансгрессивные серии отложений. Б. В. Ермаков [1980] отмечает широко проявленную на многих континентальных окраинах активизацию в эоцене, которая выразилась в обра-

зовании грабенов, базальтоидном и щелочно-базальтоидном магматизме и последующем смещении главной седиментации в область нижней части континентального склона и его подножия.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ

В геологических разрезах складчатых систем островные дуги, активные и пассивные континентальные окраины устанавливаются путем прослеживания латеральных последовательностей (рядов) структурно-вещественных комплексов и соответствующих им тектонических элементов. Отдельно взятые комплексы не дают возможности определить, имеем ли мы дело с островной дугой, активной или пассивной континентальной окраиной. Некоторые структурно-вещественные комплексы островных дуг и континентальных окраин различного типа, например комплексы тыловых прогибов островных дуг и шельфовые комплексы пассивных континентальных окраин, комплексы аккреционных клиньев и океанические комплексы пассивных континентальных окраин, обладают сходными признаками, особенно при недостаточной их геологической изученности.

Латеральный ряд островной дуги включает: тыловой прогиб; вулканическую дугу, обычно синхронную комплексу тылового прогиба; преддуговые прогибы, формирование которых начинается несколько позднее, чем вулканической дуги; аккреционный клин, включающий наиболее древние по сравнению с другими членами латерального ряда образования — офиолиты и различного типа инородные образования.

Латеральный ряд активной континентальной окраины представлен окраинно-континентальным вулкано-плутоническим поясом или поясом гранодиоритовых батолитов, преддуговыми прогибами и аккреционными клиньями.

Латеральный ряд пассивной континентальной окраины характеризуется сменой по простиранию континентальных и прибрежно-морских отложений мелководными, а затем все более глубоководными морскими отложениями шельфа и мощными (10 км и более) терригенными толщами турбидитов континентального подножия, которые переходят в глубоководные океанические отложения.

Океанические отложения (s. str.) весьма разнообразны [Лисицын, 1974; Тектоника Северной Евразии, 1980]. Общими их особенностями являются малые мощности при крайне низкой скорости осадконакопления и выдержанность на огромных площадях. Выделение отложений океанического типа в разрезах складчатых систем связано с определенными трудностями [Гарецкий, Яншин, 1971]. Во-первых, их легко пропустить в связи с относительно малой их мощностью и, во-вторых (что является главным), до недавнего времени большинство геологов не допускали даже мысли о их возможном присутствии среди отложений, слагающих складчатые системы континентов. В настоящее время присутствие океанических образований во многих складчатых системах не вызывает сомнения. К ним относятся кремнистые отложения, входящие в состав офиолитов, пелагические известняки верхнеюрско-нижнемеловой формации «аммонитико россо» Альпийского пояса, прослеженные от Западной Европы до Гималаев, палеозойские батиальные комплексы западной окраины Урала, представленные кремнистыми, кремнисто-терригенными и черносланцевыми формациями [Гарецкий, Яншин, 1971; Пучков, 1979; Тектоника Северной Евразии, 1980]. Широкое распространение отложений океанического типа в складчатых системах различного возраста показано (в значительной степени условно) на тектонической карте Северной Евразии [1980]. Несомненно, что детальные литологические исследования уже в ближайшие годы значительно увеличат число примеров древних океанических отложений.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Выделение структурно-вещественных комплексов, характерных для континентальных окраин различного типа и островных дуг, а также их латеральных рядов, является основой палеотектонических реконструкций. Палеотектонические реконструкции проводятся путем составления серии палеотектонических карт для определенных этапов, возрастные рамки которых определяются возрастом латеральных рядов. Опыт таких реконструкций, в том числе и в пределах рассматриваемого района [Парфенов, Натальин, 1977; Парфенов и др., 1981; Тектоническое районирование..., 1979], однозначно свидетельствует о значительных, по крайней мере в сотни километров, взаимных горизонтальных перемещениях блоков литосферы. Количественный учет таких перемещений представляет собой весьма сложную и самостоятельную задачу, решение которой возможно путем палинспастических реконструкций и, прежде всего, на основе детального изучения величины перемещений по крупным сдвигам и надвигам, а также путем постановки специальных палеомагнитных исследований. В качестве примера можно указать на детально изученные крупные сдвиги Сихотэ-Алиня [Иванов, 1972; Уткин, 1980], надвиги на юге алданского щита [Павлов, Парфенов, 1973] и некоторые другие. Крупных разрывных нарушений такого типа на северо-востоке Азии устанавливается с каждым годом все больше и больше. Специальные палеомагнитные работы, необходимые для оценки величины горизонтальных перемещений блоков литосферы, практически отсутствуют.

Качественная оценка кинематики взаимных перемещений литосферных блоков определялась путем анализа систем разновозрастных сдвигов, надвигов, сбросов и раздвигов. При этом горизонтальные перемещения литосферных блоков в континентальных районах северо-востока Азии увязывались с движением плит в пределах смежной части океанического дна, развитием активных континентальных окраин и островных дуг.

ГЛАВА 2

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ, ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

По возрасту главной складчатости, определяемой по появлению орогенных формаций, на северо-востоке Азии по направлению от древней Сибирской платформы к океану выделяются ранние мезозоиды, или невадиды, замкнувшиеся в конце поздней юры — неокоме, поздние мезозоиды, или ларамиды, замкнувшиеся в сеноне — палеогене, и кайнозоиды, геосинклинальное развитие которых в отдельных зонах (Западный Сахалин, большая часть Камчатки и др.) завершилось в кайнозое, а в пределах островных дуг и смежных с ними прогибов продолжается и в настоящее время (рис. 4). В эту общую схему смещения возраста складчатости в сторону Тихого океана не вписываются Становая позднеархейско-раннепротерозойская складчатая система, расположенная в южном обрамлении Алданского щита Сибирской платформы, и среднепалеозойская складчатая система Брукса — Врангеля, прослеживающаяся по буровым и магнитометрическим данным через северные районы Аляски под водами Чукотского моря в район о. Врангеля [Тектоническое районирование..., 1979].

Мезозоиды слагают бóльшую часть рассматриваемой территории. Начало формирования большинства из них относится к раннему палеозою, а некоторых еще к позднему докембрию. Они различаются по времени окончания геосинклинального развития, полноте стратиграфического раз-

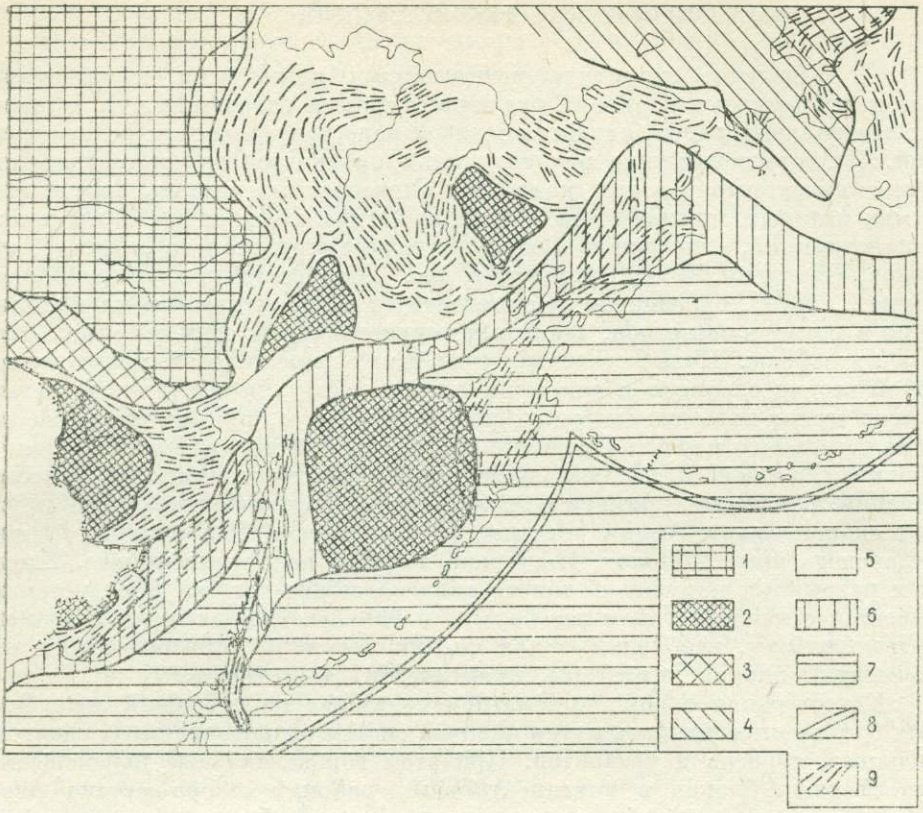


Рис. 4. Области складчатости различного возраста.

1 — Сибирская платформа, *2* — срединные массивы, *3* — позднеархейско-раннепротерозойская Становая складчатая система, *4* — среднепалеозойская складчатая система Брукса — Врангеля, *5* — ранние мезозоиды, *6* — поздние мезозоиды, *7* — кайнозоиды, включая островные дуги и смежные районы океанического ложа, *8* — глубоководные желоба, *9* — простирания складчатых зон.

реза, составу осадочных и магматических формаций, интенсивности и характеру складчатости, размерам и форме. На основе Тектонической карты Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе) масштаба 1 : 2 000 000 была предпринята попытка их классификации по общим особенностям формационного состава слагающих их образований. Были выделены эвгеосинклинальные складчатые системы типа А, Б и миогеосинклинальные системы [Парфенов, 1975; Косыгин, Парфенов, 1977; Тектоническое районирование..., 1979; Kosygin, Parfenov, 1981] (рис. 5).

Эвгеосинклинальные системы типа А (Корякская, Южно-Анюйская, Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская) образованы преимущественно кремнистыми, глинистыми, граувакковыми и флишевыми толщами. Существенную роль в разрезе играют вулканические породы, представленные главным образом базальтами. Характерны офиолиты различного возраста. Разрез складчатых систем включает мезозойские, палеозойские, местами позднедокембрийские образования. В геосинклинальном комплексе установлены несогласия, наложение друг на друга складок нескольких генераций, что свидетельствует об эпизодах складчатости, которые, однако, не приводили к замыканию геосинклиналей вплоть до конца мезозоя. В настоящее время они разобщены окраинными морями, полями вулканитов и молодыми депрессиями. Согласно магнитометрическим, структурным и палеогеографическим данным, эти системы, сливаясь друг с другом, образуют единый приокеанический пояс шириной до нескольких сотен километров. Монголо-Охотская и Южно-Анюйская системы, которые в виде узких (десятки километров) лентовидных полос далеко вдаются в пределы континента, представляют собой части этого пояса.

К эвгеосинклинальным системам типа Б была отнесена Алазейско-Олойская система, выделенная в последние годы на месте изображавшихся ранее в большинстве тектонических схем северного склона Омолонского массива и Колымского массива [Русаков, Виноградов, 1969; Шпло, Мерзляков, 1972; Тильман и др., 1975]. В отличие от эвгеосинклинальных систем типа А, характеризующихся отчетливой линейной в плане формой, Алазейско-Олойская система имеет в целом изометричные очертания.

Она состоит из двух зон: Олойской северо-западного простирания (600×200 км) и примыкающей к ней с запада Алазейской, имеющей форму равностороннего треугольника высотой около 400 км. Несмотря на многолетнюю дискуссию о тектонической природе района Олойско-Индигирского междуречья, до настоящего времени существуют весьма различные взгляды на тектонику этого района. Ряд исследователей по-прежнему предполагают существование здесь крупного жесткого массива—Колымо-Омолонского [Тектоника..., 1981].

Миогеосинклинальные складчатые системы располагаются в обрамлении эвгеосинклинальных систем. Они образованы мощными преимущественно амагматичными толщами и характеризуются длительным унаследованным развитием в течение нескольких периодов (Чукотская система) и даже эр (Яно-Колымская система).

В пределах северо-востока Азии широко распространены древние, преимущественно докембрийские сиалические блоки, различающиеся по размерам, тектоническому положению и происхождению. Наиболее крупные из них (300—500 км в поперечнике) угловатой изометричной в плане формы обычно рассматриваются как срединные массивы (Ханкайский, Буреинский, Охотский, Омолонский, Охотоморский), разделяющие мезозойские складчатые системы. К другому типу относятся на порядок меньшие по размерам, изометричные или удлиненно-овальные выступы метаморфических пород на п-ове Сьюард (Аляска), на востоке Чукотского полуострова, на п-ове Тайгонос, на Камчатке, Сихотэ-Алине и в других районах.

Для северо-восточной окраины Азиатского континента характерны мощные (до нескольких километров) накопления средних, основных, кислых и субщелочных континентальных вулканитов мезозойского и кайнозойского возраста, сопровождающиеся близкими по составу и возрасту гранитоидами. Они слагают гигантские Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский пояса, протянувшиеся на тысячи километров вдоль окраины континента и получившие название вулканических, вулкано-плутонических, магматических или тектоно-магматических.

Субаэральные вулканиты и сопровождающие их гранитоиды во внутриконтинентальных районах обычно не образуют таких гигантских поясов, как вдоль континентальных окраин. Продукты вулканизма во внутриконтинентальных районах обычно приурочены к впадинам и ассоциируют с аллювиальными и озерно-болотными, часто угленосными, накоплениями. Цепочки впадин группируются в линейные зоны — вулканические пояса или системы вулканических зон. Примером их являются меловые впадины Станового хребта, Буреинского массива, центральных и западных районов Сихотэ-Алиня, Олойско-Индигирского междуречья.

Тектоническое положение и природа мезозойских вулкано-плутонических поясов и зон во многом остаются остро дискуссионными. Широкое распространение получили представления о их формировании в результате автономной тектоно-магматической активизации вне связи с предшествующим развитием и эволюцией смежных с ними районов.

Проведенный ранее анализ мезозоид северо-востока Азии на основе актуалистического метода [Парфенов, Натальин, 1977; Парфенов и др., 1981; Parfenov e. a., 1978] приводит к выводу, что многие выделяемые здесь складчатые системы, которые обычно рассматриваются как самостоятельные, тесно связаны со смежными складчатыми системами общностью тектонического развития, характеризуются едиными латеральными рядами тектонических элементов, несмотря на различия во времени стабилизации, некоторые же из них оказываются разнородными и включают элементы, различно развивавшиеся в течение длительного времени. В связи с этим приводимый ниже анализ мезозоид дается не по традиционно выделяемым складчатым системам, а по крупным, достаточно однородным регионам (см. рис. 1).

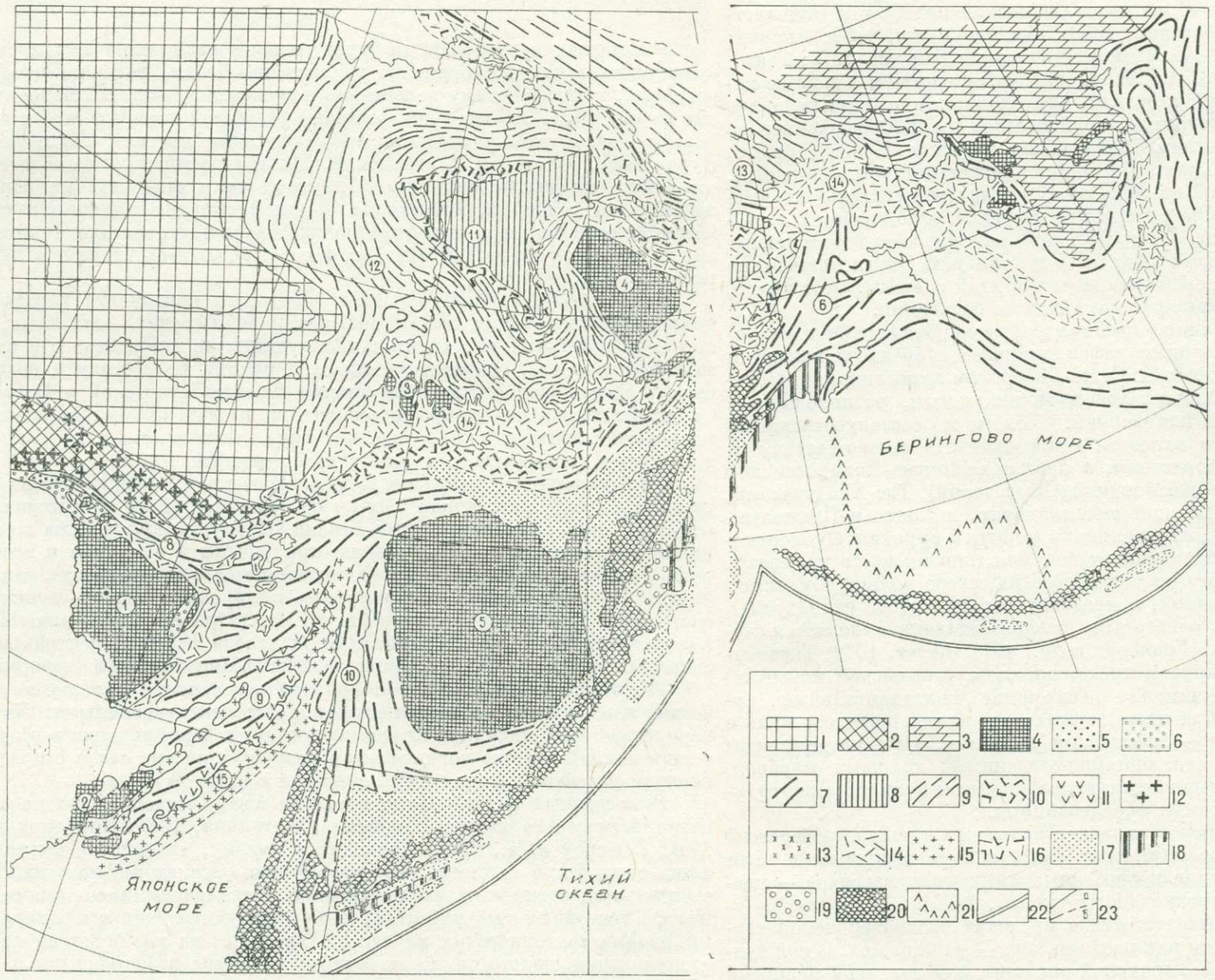


Рис. 5. Схема тектоники северо-востока Азии [Parfenov e. a., 1978].

1 — Сибирская платформа, *2* — позднеархейско-раннепротерозойская Становая складчатая система, *3* — среднепалеозойская складчатая система Брукса — Врангеля, *4* — срединные массивы и блоки раннедокембрийских пород в фанерозойских складчатых системах, *5*, *6* — окраинные прогибы срединных массивов (*5* — палеозойские, *6* — мезозойские), *7*, *8* — мезозойские эвгеосинклинальные системы типа А (*7*) и Б (*8*), *9* — мезозойские миогеосинклинальные системы, *10*, *11*— ранне-(*10*) и позднемезозойские (*11*) вулканические дуги, *12* — пояс раннемезозойских гранодиоритовых батолитов, *13*—*15*— окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса (*13* — позднепалеозойский, *14* — меловой, *15* —сенон-палеогеновый), *16* — мезозойские вулканические дуги и окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса неразделенные, *17*—*22* — кайнозойские геосинклинальные системы (*17* — тыловые и преддуговые прогибы, *18* — аккреционные клинья, *19* — вулканические дуги четвертичные, *20* — неогеновые, *21* — палеогеновые, *22* — глубоководные желоба), *23* — геологические границы (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые).

Цифры в кружках: 1—5 — срединные массивы (1 — Буреинский, 2 — Ханкайский, *3* — Охотский, 4 — Омолонский, *5* — Охотоморский), 6—11 — мезозойские эвгеосинклинальные системы (6 — Корякская, 7 — Южно-Анюйская, 8 — Монголо-Охотская, 9 — Сихотэ-Алинская, 10 — Восточно-Сахалинская, 11 — Алазейско-Олойская), 12, 13 — мезозойские миогеосинклинальные системы (12 — Яно-Колымская, 13 — Чукотская), 14 — Охотско-Чукотский пояс, 15 — Восточно-Сихотэ-Алинский пояс.

ГЛАВА 3

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ И ОСТРОВНЫЕ ДУГИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

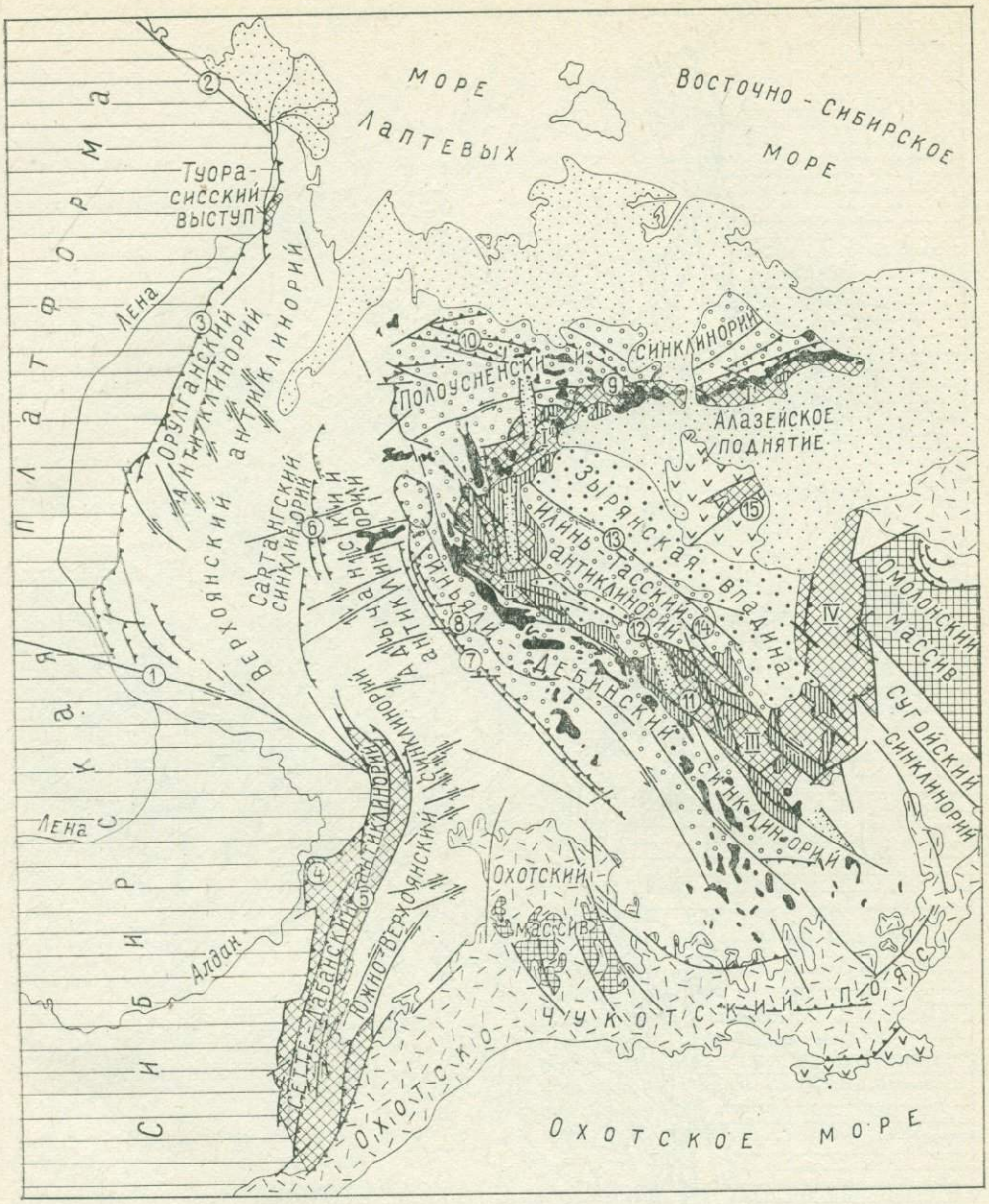
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

В северо-восточном обрамлении Сибирской платформы выделяется Яно-Колымская [Пущаровский, 1960; Тильман и др., 1969; Аникеев и др., 1970], или Верхояно-Колымская [Тектоника Якутии, 1975; Тектоническая карта Якутской АССР, 1976], складчатая система, в составе которой устанавливается ряд крупных антиклинориев и синклинориев (рис. 6). Она образована мощными терригенными толщами верхоянского комплекса, включающего отложения карбона (начиная с визе), перми, триаса и юры. С. М. Тильман [Тектоника континентальных окраин..., 1980] исключает из состава Яно-Колымской складчатой системы Иньяли-Дебинский синклинорий, образованный преимущественно юрскими песчано-сланцевыми отложениями, которые на крыльях согласно подстилаются также терригенными толщами триаса. Синклинорий протягивается на 900 км вдоль северо-восточной окраины складчатой системы. Этот вывод, как будет показано ниже, имеет весьма веские основания.

Более древние образования, представленные карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями рифея, нижнего и среднего палеозоя, вскрываются в краевых поднятиях: Сетте-Дабанском антиклинории и Туора-Сисском выступе или Хараулахском антиклинории, расположенных вдоль границы с Сибирской платформой. Сходные по составу отложения рифея, нижнего и среднего палеозоя вскрываются к северо-востоку от Яно-Колымской складчатой системы, в пределах Момско-Полоусненской системы поднятий, включающей Момский (Омулевский), Тас-Хаяхтахский, Полоусненский и Улахан-Тасский антиклинории, а также в Приколымском антиклинории, расположенном вдоль западной окраины Омолонского срединного массива. Эти антиклинории, или, как их часто называют, поднятия, в виде гигантского не замкнутого на севере кольца обрамляют болотистую низменную равнину, в пределах которой ранее единодушно, а в настоящее время лишь некоторыми исследователями выделяется Колымский срединный массив [Гринберг и др., 1977; Гусев, 1979; Тектоника..., 1981] или, согласно другим представлениям, Алазейская зона Алазейско-Олойской эвгеосинклинали [Тектоника континентальных окраин..., 1980]. Коренные обнажения горных пород здесь известны лишь в центральной части кольца — Алазейском поднятии. Они представлены слабо дислоцированными вулканогенно-осадочными толщами карбона, перми, триаса и юры, которые подстилаются «немыми» вулканогенно-граувакковыми и метаморфическими образованиями.

К северу от Яно-Колымской складчатой системы в районе побережий моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря по аэромагнитным данным предполагается существование погребенных срединных массивов — массив моря Лаптевых и Хромский [Тектоника..., 1975].

Время завершающей складчатости в пределах рассматриваемой территории обычно определяется как поздняя юра — ранний мел. С ней связано формирование крупной Зырянской впадины, образованной мощными угленосными отложениями мела, и расположенной к юго-западу от нее, значительно меньшей по размерам, но сходной по формационному выполнению Момской впадины, а также протяженных батолитовых поясов — Главного, располагающегося к юго-западу от Тас-Хаяхтахского и Момского антиклинориев, и Северного, находящегося к северу от Полоусненского и Улахан-Тасского антиклинориев. Вдоль границы с Сибирской платформой располагается не показанный на схеме Предверхоянский краевой прогиб, протягивающийся от дельты Лены до северных районов Сетте-



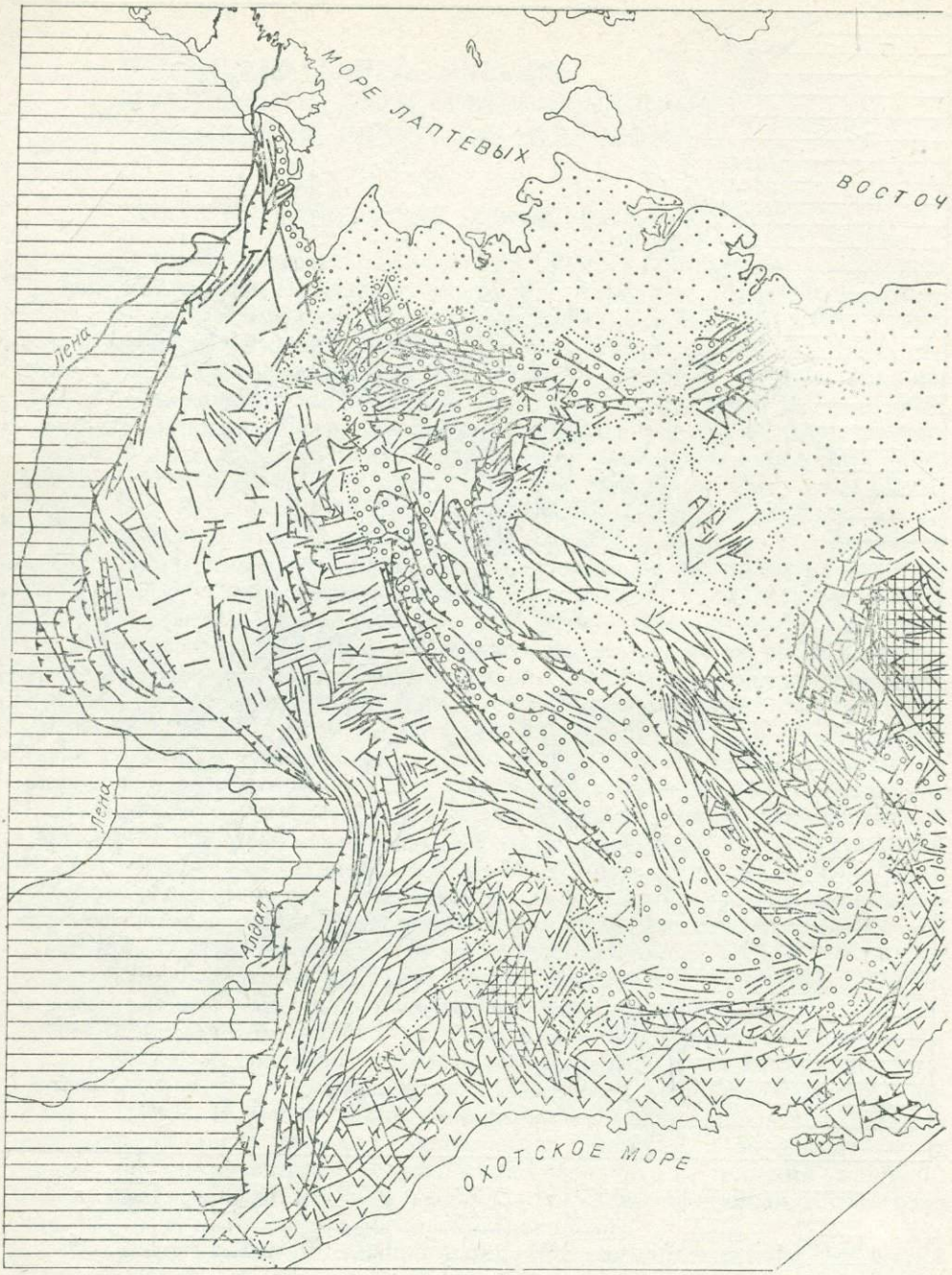
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14

Рис. 6. Северо-восточное складчатое обрамление Сибирской платформы.

1 — кайнозойские отложения, *2* — меловые континентальные вулканиты и ассоциирующиеся с ними гранитоиды, *3* — меловые угленосные отложения межгорных впадин, *4* — триасово-юрские отложения преддуговых прогибов, *5* — верхнепалеозойско-юрские вулканогенно-осадочные комплексы островодужного типа, *6* — верхнеюрские осадочно-вулканогенные образования Уяндинско-Ясачненского пояса, *7* — позднеюрско-неокомовые гранитоиды главных батолитовых поясов, *8* — верхнедокембрийско-среднепалеозойские образования, *9* — срединные массивы, *10* — древняя платформа, *11* — надвиги, *12* — сдвиги, *13* — сбросы, *14* — разломы, ближе неопределенные.

Римскими цифрами обозначены антиклинории: I^{I} — Улахан-Тасский, I^{II} — Полоусненский, II — Тас-Хаяхтахский, III — Момский (Омулевский), IV — Приколымский.

Арабскими цифрами обозначены главные разломы: 1—Нижне-Алданский, 2 — Лено-Анабарский, 3 — Западно-Верхоянский, 4 — Нелькано-Кыллахский, 5 — Бурхалинский, 6 — Сартанг-Дербекинский, 7 — Адыча-Тарынский, 8 — Чаркы-Индигирский, 9 — Кюнь-Тасский, 10 — Чондонский, 11 — Дарпирский, 12 — Улахан, 13 — Илинь-Тасский.



Дабана. В его составе устанавливается полный разрез всего мезозоя. Примечательно, что снос обломочного материала со стороны Верхоянского хребта здесь фиксируется только с аптского времени. До этого весь снос обломочного материала происходил со стороны Сибирской платформы [Коссовская и др., 1960].

Наиболее ранние проявления мезозойской складчатости в настоящее время датируются средней — поздней юрой. Они устанавливаются в пределах Тас-Хаяхтахского и Момского антиклинориев по отчетливому угловому несогласию в основании илинь-тасской свиты оксфорд-кимериджского возраста, которая слагает протяженный Уяндинско-Ясачненский вулканический пояс. В Догдинском районе Тас-Хаяхтахского антиклинория фаунистически охарактеризованные батские карбонатно-терригенные отложения залегают с угловым несогласием на девонских и более древних

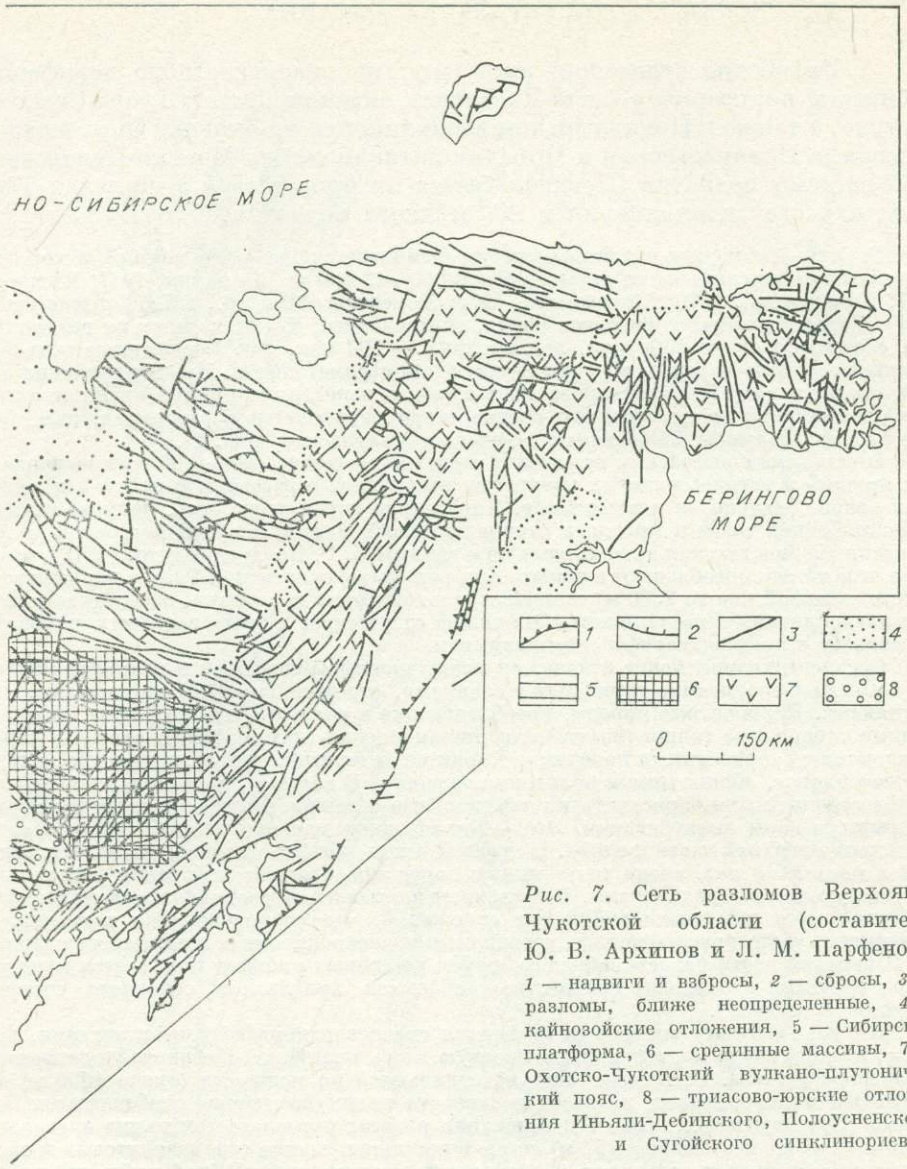


Рис. 7. Сеть разломов Верхояно-Чукотской области (составители Ю. В. Архипов и Л. М. Парфенов).

1 — надвиги и взбросы, *2* — сбросы, *3* — разломы, ближе неопределенные, *4* — кайнозойские отложения, 5 — Сибирская платформа, 6 — срединные массивы, 7 — Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс, 8 — триасово-юрские отложения Иньяли-Дебинского, Полоусненского и Сугойского синклинориев.

отложениях. Данные о более ранних эпизодах складчатости до последнего времени здесь отсутствовали, хотя существование их предполагалось по ряду косвенных признаков [Ненашев и др., 1976].

В пределах рассматриваемой территории прослежены протяженные системы разломов [Гусев, 1979; Архипов, Волкодав и др., 1981] (рис. 6, 7).

В составе доорогенных образований принято выделять три крупных структурных яруса, или этажа, разделенных отчетливыми несогласиями: рифейский, вендско-среднепалеозойский (обычно включая турнейские отложения) и позднепалеозойско-раннемезозойский [Тектоника..., 1975; Тектоническая карта Якутской АССР, 1976]. Анализ латеральных рядов тектонических элементов в пределах каждого структурного этажа приводит к выводу, что в верхнепалеозойско-нижнемезозойском латеральном ряду совмещены при удалении от Сибирской платформы комплексы пассивной и активной континентальных окраин; латеральные ряды более древних этажей, обнажающихся фрагментарно, соответствуют пассивным континентальным окраинам, осложняясь в среднем палеозое отчетливо проявленными рифтовыми зонами.

РИФЕЙСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Рифейские отложения выступают на поверхность по периферии Сибирской платформы в Сетте-Дабанском антиклинории и Туора-Сисском выступе, а также в Приколымском антиклинории на окраине Омолонского массива, в Полоусненском и Момском антиклинориях Момско-Полоусненской системы поднятий. Предполагается их присутствие в пределах Тас-Хаяхтахского антиклинория и Алазейского поднятия.

В Сетте-Дабанском антиклинории устанавливается наиболее полный и хорошо изученный разрез рифейских отложений (10 000—12 000 м) [Башарин, 1967; Нужнов, 1967; Комар и др., 1970; Шаповалова, 1974; Хоментовский и др., 1972; Ян-жин-шин, 1981]. Возраст нижних горизонтов рифея, определенный К—Ar методом по глауконитам, составляет около 1600 млн. лет, верхних — 700 млн. лет. Расчленение этих отложений основано главным образом на изучении строматолитов. Нижнерифейские отложения выступают на поверхность лишь в сводах некоторых крупных антиклиналей. Наиболее широко распространены средне- и верхнерифейские образования, залегающие на подстилающих отложениях с угловым несогласием (рис. 8).

В основании рифейских отложений выделяется толща (400—800 м) красноцветных крупно- и среднезернистых кварцевых песчаников с рассеянной галькой и валунами кварца, кварцитов и пегматитов. Характерна косая слоистость, наличие знаков волноприбойной ряби и прослоев строматолитовых известняков. В восточной части поднятия (Горностахская антиклиналь), по данным И. Г. Волкодава и др. [1978], в составе этой толщи преобладают глинисто-алевролитовые отложения. Разрез наращивается здесь мощной (около 2500 м) толщей строматолитовых доломитов, переслаивающихся с алевролитами и песчаниками. Эта толща отсутствует в более западных районах, что связано с предсреднерифейским размывом.

Средневерхнерифейские отложения представлены аркозовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, строматолитовыми доломитами, известняками. Карбонатные породы, преобладающие в составе среднего рифея, слагают мощные однородные толщи (малгинская, ципандинская, лахандинская свиты) и переслаиваются с терригенными породами. Характерны пелитоморфные, глинистые, а также песчанистые, обломочные и оолитовые разности. В составе терригенных пород, наряду с сероцветными, присутствуют красноцветные толщи. Внутри разреза отмечены перерывы и коры выветривания. Это — мелководные морские и прибрежно-морские накопления верхней части шельфа. В краевой части платформы мощность их сокращается в несколько раз, среди терригенных пород преобладают кварцевые песчаники, ассоциирующиеся с доломитами, В восточном направлении увеличиваются мощности, особенно резко для верхнерифейских отложений, что сопровождается замещением песчаников, часто красноцветных, сероцветными алевролитами и глинистыми сланцами. В верхней части разреза верхнего рифея восточных районов появляется мощная толща граувакк с большим количеством обломков вулканитов основного состава [Ян-жин-шин, 1981].

В Туора-Сисском выступе вскрываются средневерхнерифейские отложения, которые, по-видимому, характеризуют краевую часть рифейской Сибирской платформы [Виноградов, 1965]. Они незначительно отличаются по мощности (около 1500 м) от собственно платформенных разрезов и сложены преимущественно карбонатными породами [Путеводитель..., 1980]. В основании разреза располагается толща алевролитов и кварцевых песчаников (170 м), выше выделяется толща строматолитовых и глинистых известняков и доломитов (800 м) со знаками волноприбойной ряби, представляющая основной объем среднего рифея. Верхнерифейские отложения образованы известняками, пестроцветными мергелями, аргиллитами и доломитами (около 400 м). Примерно в средней части разреза среднерифейских отложений известны экзотические глыбы (до нескольких десятков метров в поперечнике) сложно и неоднократно складчатых кварцитов, которые не обнаружены в коренном залегании. В последние годы в составе рифейских отложений установлено широкое распространение вулканогенного материала в виде пепловых туфов и туффитов щелочных базальтоидов калиевой специализации, а также лав и силлов щелочных базальтов [Протерозой..., 1979].

В Приколымском антиклинории устанавливаются средневерхнерифейские отложения [Николаев, Пепеляев, 1963; Пепеляев, 1974; Комар, Работнов, 1976], которые по составу и строению разреза сходны со средневерхнерифейскими отложениями Сетте-Дабана, но отличаются от них значительно меньшей мощностью (около 3000 м) и появлением в верхах разреза вулканогенных образований. Отмечаемые в самых верхах верхнего рифея вулканогенные породы представлены липаритами и агломератовыми туфами, которые переслаиваются с туфопесчаниками и кварцитами (400—600 м), и одновозрастными с ними покровами миндалекаменных диабазов, туфами основного и среднего состава [Пепеляев, 1974].

В Полоусненском антиклинории в пределах Уяндинского блока известны средневерхнерифейские отложения (томмотская серия, около 2500 м) [Гребенников и др., 1974], которые наряду с мощной (1200 м) толщей карбонатных пород примерно в средней части разреза, характерной для всех рассматриваемых районов, заключают в верхах и низах мощные толщи филлитов. Они отличаются большей мористостью, отсутствием перерывов.

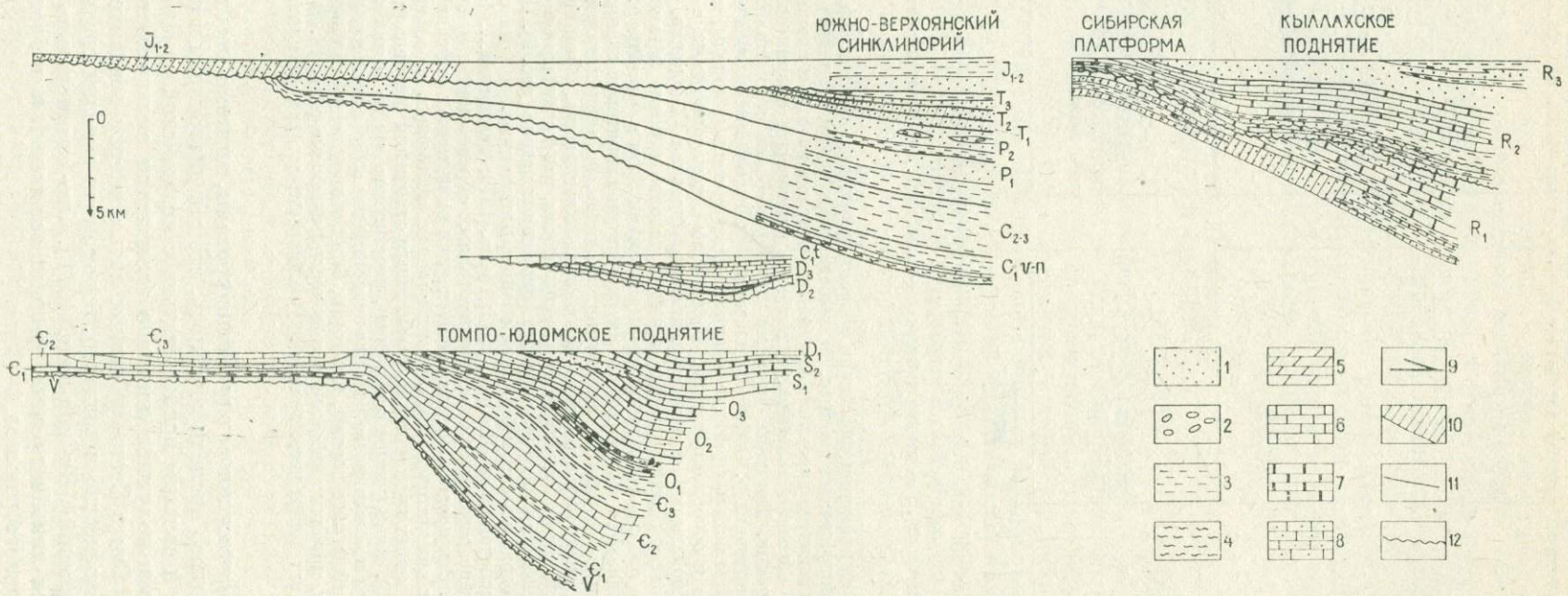


Рис. 8. Литолого-стратиграфические разрезы Сетте-Дабанского антиклинория.

1 — песчаники, *2* — конгломераты, *3* — глинистые сланцы и алевролиты, *4* — кремнистые породы, *5* — мергели, *6* — известняки, *7* — доломиты, *8* — обломочные известняки, *9* — базальты, *10* — континентальные отложения, *11* — хроностратиграфические границы, *12* — стратиграфические несогласия.

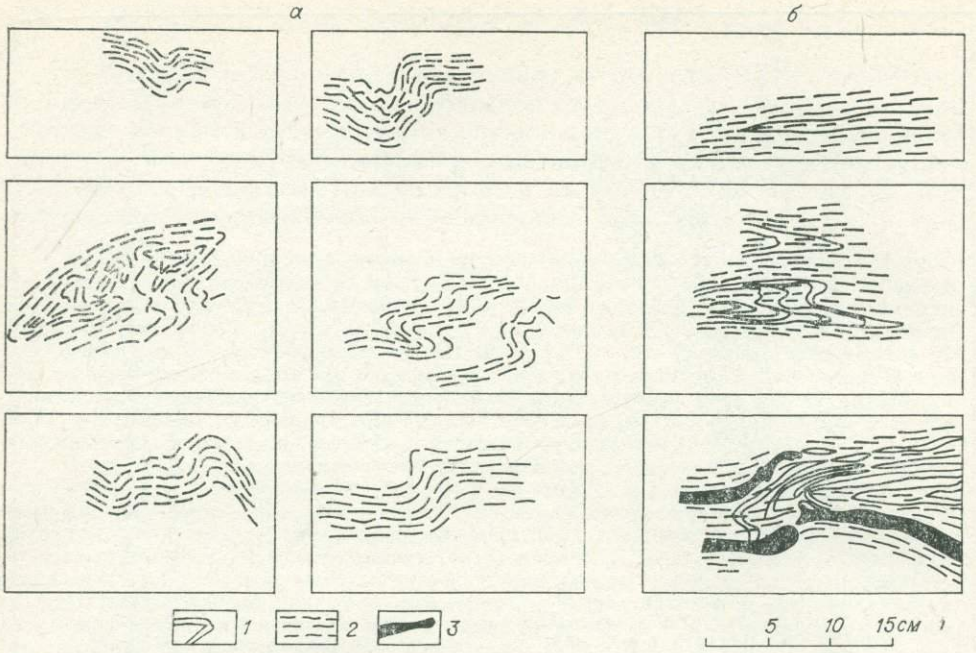


Рис. 9. Характер мелкой складчатости в метаморфических породах предположительно докембрийского возраста (р. Индигирка).

а — складки по сланцеватости, *б* — ранние складки; *1* — слоистость, *2* — сланцеватость, *3* — кварцевые жилы.

В Момском антиклинории рифейский возраст, возможно, имеет толща мраморов с прослоями метаморфических сланцев, вскрывающаяся в ядре Тирехтяхской антиклинали. Толща несогласно перекрыта валунными конгломератами и кварцитами, которые подстилают согласно залегающие выше фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения. Мраморы содержат позднерифейские строматолиты [Тектоника..., 1981]. В верховьях р. Омулёвки известны три небольших выхода метаморфических сланцев, среди которых устанавливаются метатерригенные породы, измененные вулканиты кислого и основного состава. Несогласно с конгломератами в основании они перекрыты карбонатными отложениями нижнего ордовика [Хандожко, 1982].

В Тас-Хаяхтахском антиклинории к рифею условно относят метаморфические сланцы, слагающие небольшой ограниченный разломами блок в бассейне р. Индигирки. Здесь устанавливаются метаосадочные кварц-серицит-хлоритовые сланцы, а также хлорит-серицит-кварцевые сланцы, возникшие, возможно, по вулканитам кислого состава. Характерна сложная и неоднократная мелкая складчатость, в том числе по ранее сформированной кристаллизационной сланцеватости, отсутствующая в обрамляющих блок фаунистически охарактеризованных отложениях девона (рис. 9). Непосредственные данные о возрасте метаморфических сланцев отсутствуют.

Некоторые исследователи [Иванов, 1975; Гусев, 1979; Тектоника..., 1981] предполагают присутствие рифейских стратифицированных образований в пределах Алазейского поднятия. Эти предположения основываются на находках рифейских строматолитов и вендских онколитов в карбонатных породах, слагающих небольшие по размерам блоки среди немых вулканогенно-терригенных отложений кенкельдинской свиты. По данным А. Г. Каца (устное сообщение), посетившего все места таких находок, карбонатные породы в большинстве районов представляют собой олистолиты. В бассейне р. Бадярихи карбонатные породы, в которых были обнаружены предположительно вендские онколиты, образуют небольшие по площади глыбовые развалы. В карбонатных породах здесь встречены несомненные фаунистические остатки, но плохой сохранности.

Рифейские отложения всюду дислоцированы, местами весьма интенсивно. До последнего времени считалось, что эти дислокации имеют мезозойский возраст и связаны исключительно с мезозойской складчатостью. В настоящее время получены данные о проявлении складчатости в предвендское время. Так в Сетте-Дабанском антиклинории вендские отложения залегают повсеместно несогласно, перекрывая складки средневерхнерифейских отложений [Ян-жин-шин, 1981]. Это сравнительно простые крупные складки линейного типа, местами осложненные взбросами. Величина предвендского размыва 2—3 км.

Общее увеличение мощности рифейских отложений по направлению от Сибирской платформы к востоку и северо-востоку, сопровождающееся появлением в их составе мощных песчано-глинистых толщ, в том числе вулканомиктовых обломочных пород, исчезновением из разреза красноцветных пород и стратиграфических перерывов, свидетельствует о накоплении рифейских отложений в пределах обширной шельфовой области. Такие соотношения, а также отсутствие известково-щелочных магматических образований, как было показано ранее [Косыгин, Парфенов, 1974; Парфенов, 1976а], характерны для большей части тихоокеанского обрамления и приводят к выводу о существовании в рифее преимущественно пассивных континентальных окраин.

ВЕНДСКО-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Вендско-среднепалеозойские отложения распространены в тех же районах, что и рифейские, но слагают значительно бóльшие площади. Общей особенностью вендско-среднепалеозойских отложений является преобладание известняков и доломитов, которые ассоциируются с аргиллитами, кремнистыми породами, песчаниками различного состава, отмечаются гипсы и ангидриты. Отложения включают два крупных комплекса, местами разделенные несогласием: вендско-нижнедевонский и среднедевонско-нижнекаменноугольный. Нижний комплекс по общему строению и латеральной зональности сходен с рифейскими. Общий анализ его латеральной зональности позволяет наметить пассивную континентальную окраину, анализ верхнего комплекса — сделать вывод о существенном проявлении в среднем палеозое процессов рифтогенеза.

Вендско-раннепалеозойская пассивная континентальная окраина

В Сетте-Дабанском антиклинории выделяются два типа разрезов вендско-нижнепалеозойского комплекса [Ян-жин-шин, 1981]. В приплатформенной зоне (Кыллахское поднятие) комплекс представлен пологоскладчатыми отложениями венда и кембрия, которые по своему составу и мощности (1200 м) сходны с одновозрастными отложениями смежных районов Сибирской платформы [Нужнов, 1967; Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972]. Он образован известняками и доломитами с пачками кварцевых песчаников, пестроцветных мергелей, алевролитов и аргиллитов, перекрывающихся полого лежащими отложениями нижней перми (1200 м) и нижней юры (1000 м). В восточной зоне (Томпо-Юдомское поднятие) отложения нижнего комплекса сложно дислоцированы. По данным В. А. Ян-жин-шина [1981], мощность вендско-кембрийских отложений резко увеличена (до 3000 м) по сравнению с синхронными отложениями Кыллахского поднятия; при общем сохранении состава отмечается появление пачек аркозовых грубозернистых песчаников и гравелитов, а также тонкоритмичных пачек песчано-глинисто-карбонатных пород. Разрез наращивается мощной (до 5000 м) толщей филлитов и известняков нижнего — среднего ордовика, выше которых следуют пелитоморфные известняки и доломиты верхнего ордовика — нижнего девона (около 3000 м) (см. рис. 18).

В Туора-Сисском выступе вендско-верхнекембрийские отложения (около 1700 м) представлены преимущественно карбонатными породами, прекрасно охарактеризованными фаунистически [Биостратиграфия..., 1974; Путеводитель..., 1980]. В основании кембрия наблюдается перерыв, и кембрийские отложения залегают несогласно на различных горизонтах верхнего докембрия.

В Момско-Полоусненской системе поднятий нижний комплекс представлен ордовикско-нижнедевонскими отложениями огромной мощности (до 8000 м) преимущественно карбонатного состава, с которыми ассоциируются филлиты, реже алевролиты и песчаники, местами линзы ангидритов [Орадовская, 1966, 1974; Мерзляков, 1971]. В последние годы появились данные о присутствии здесь также вендско-кембрийских отложений [Константиновский, 1975; Тектоника..., 1981], представленных преимущественно карбонатными породами. Среди карбонатных пород, в особенности в разрезе ордовикских отложений, известняки резко преобладают над доломитами. Они представлены пелитоморфными, органогенно-обломочными, а также глинистыми и песчанистыми разностями. Характерны обильные остатки бентосных организмов: брахиопод, трилобитов, остракод, криноидей, мшанок, губок, табулят и ругоз, что свидетельствует о формировании толщ в условиях открытого мелководного морского бас-

сейна. Отмечаются рифогенные образования. Палеозойские отложения данной системы поднятий характеризуются теми же комплексами фауны, что и палеозойские толщи Сетте-Дабана, что позволяет предполагать формирование их в едином морском бассейне.

В Приколымском антиклинории нижний комплекс включает вендские, кембрийские, ордовикские и нижнедевонские отложения, отличающиеся от отложений нижнего комплекса Момско-Полоусненской системы поднятий существенно меньшей мощностью (около 2500 м) и большей грубостью состава: наличием пачек песчаников, конгломератов, красноцветных алевролитов и мергелей. Эти особенности могут быть связаны с положением Приколымского поднятия вдоль окраины Омолонского срединного массива.

На северо-восточной окраине Момского антиклинория в северном направлении при приближении к Алазейской зоне устанавливается замещение существенно карбонатных отложений ордовика (около 5500 м) терригенно-карбонатными (до 4000 м), карбонатно-терригенными (около 4500м) и вулканогенно-терригенными (около 3500 м) [Мерзляков, 1971]. Этот фациальный переход подкреплен результатами изучения органических остатков, согласно которым здесь прослежены нижне-, средне- и верхнеордовикские отложения [Богданов, Чугаева, 1960; Орадовская, 1966, 1974; Сидяченко, Каныгин, 1965; Соболевская, 1970; Мерзляков, 1971; Мерзляков, Лычагин, 1979].

Вулканогенно-терригенный тип разреза установлен на северо-восточном крыле Момского антиклинория в пределах так называемой Рассошинской зоны [Мерзляков, 1971; Мерзляков, Лычагин, 1973]. М. М. Орадовская [1974] предполагает, что сходные по составу отложения протягиваются и к западу от Приколымского антиклинория, сменяя по латерали терригенно-карбонатные толщи. В Рассошинской зоне (западная часть хр. Арга-Тас) В. М. Мерзляковым [1971] описан мощный непрерывный разрез с обильными остатками ранне-, средне- и позднеордовикских граптолитов, образованный глинистыми сланцами, туфогенными песчаниками и алевролитами, а также туфами и лавами преимущественно трахибазальтового состава. Согласно полевым наблюдениям Г. С. Гусева [1979], В. М. Мерзляков в связи с неточной трактовкой структуры Рассошинской зоны преувеличил роль вулканогенных пород в разрезе ордовика. Г. С. Гусев полагает, что большинство вулканогенных пород имеет позднесилурийско-раннедевонский возраст. Они ассоциируются с глинистыми сланцами, мергелями и доломитами, в которых были встречены органические остатки соответствующего возраста. Несмотря на некоторую неясность обсуждаемого вопроса, несомненным является фациальное замещение по направлению к Алазейской зоне мощных карбонатных толщ существенно глинистыми отложениями с туфами и покровами базальтоидов.

Сходные по составу образования позднесилурийско-среднедевонского возраста (до 3000 м) установлены А. С. Урзовым, Л. А. Генесевым и др. в 1980 г. на северо-восточном крыле Тас-Хаяхтахского антиклинория. Они сложены известняками и доломитами с мощными (до 500 м) пачками аргиллитов и известково-глинистых сланцев, заключающими покровы зеленокаменно измененных базальтов, горизонты туфов и туффитов мощностью в несколько метров, а также силлы и дайки основного состава.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ

Общая латеральная зональность, заключающаяся в увеличении мощности и мористости отложений по направлению от Сибирской платформы к Алазейской зоне и замещении вблизи нее карбонатных отложений песчано-глинистыми образованиями с базальтоидами, выявляется и при анализе среднедевонско-нижнекаменноугольного комплекса. Однако состав и строение этого комплекса существенно отличаются от более древних образований. Эти отличия заключаются в появлении в приплатформенных районах мощных толщ базальтоидов, которые ассоциируются с терригенными, в том числе грубообломочными красноцветными образо-

ваниями, а также в весьма широком распространении гипсов и ангидритов как в приплатформенных районах, так и в пределах Момско-Полоусненской системы поднятий.

В Сетте-Дабанском антиклинории вулканогенные породы входят в состав джалканской серии (до 1400 м). По остаткам брахиопод и табулят она относится к живетскому — низам франского ярусам [Ян-жин-шин, 1981]. Серия залегает с угловым несогласием, которое наиболее отчетливо выражено на севере антиклинория, где она срезает различные горизонты силурийских отложений. Образуют ее покровы базальтов, пестроцветные песчаники, алевролиты, известняки, в том числе коралловые, гипсы, ангидриты, в основании—конгломераты. Вулканогенные породы наиболее широко распространены в северной части антиклинория [Левашов, 1973; Ян-жин-шин, 1981], где они слагают пачки мощностью до 700 м, состоящие из отдельных лавовых потоков, разделенных пачками осадочных пород. В южном направлении (бассейны рек Ханды-га и Белая) мощность вулканогенных пачек сокращается до нескольких десятков метров. Среди вулканитов преобладают лавы базальтов с вкрапленниками плагиоклаза, реже — моноклинного пироксена. Туфогенные породы имеют подчиненное значение. По своему химическому составу вулканиты относятся к субщелочным базальтам, трахибазальтам, базанитам, щелочным калиевым базальтам. Это трахибазальтовая ассоциация, характеризующаяся низкими содержаниями SiO_2 (42—49%), высокими — TiO_2 (до 3%) и K_2O (до нескольких процентов) при сумме K_2O и Na_2O около 5%. По петрохимическим и геохимическим особенностям она обнаруживает сходство с базальтоидами Восточной зоны Восточно-Африканской рифтовой системы [Колодезников, Туласынов, 1980].

На большей части Сетте-Дабана залегающие выше джалканской серии отложения верхнего девона — нижнего карбона (до 1700 м) представлены известняками, обломочными известняками и доломитами с многочисленными остатками криноидей, мшанок, кораллов и брахиопод, а также известковистыми песчаниками, мергелями, известняковыми конгломератами и брекчиями. На севере антиклинория этой части разреза комплекса соответствует залегающая несогласно толща (около 300 м) пестроцветных туфов основного, реже кислого и среднего состава с пачками туфопесчаников, алевролитов и карбонатных пород [Гурьев и др., 1978].

В Туора-Сисском выступе отложения верхнего — среднего девона, вскрывающиеся в районе Быковской протоки дельты Лены, представлены известняками, доломитами (в том числе красноцветными), их песчанистыми разностями, горизонтами глинистых сланцев и алевролитов (около 1200 м), заключающими отдельные пачки щелочных базальтоидов мощностью до 250 м [Меннер, Сидяченко, 1975; Путеводитель..., 1980].

К югу от выступа, на севере хр. Орулган, в надвиговых чешуях на поверхность выведены блоки девонских гипсов и ангидритов, заключающие ксенолиты известняков с остатками фауны нижнего карбона и обломки диабазов [Сборщиков, Натапов, 1969]. В этом же районе имеются небольшие выходы пестроцветных алевролитов, песчаников, аргиллитов и мергелей (900 м) верхнего девона, которые несогласно перекрыты турнейско-визейскими хемогенными и органогенными известняками [Осадочные и вулканогенно-осадочные породы..., 1976].

В Момско-Полоусненской системе поднятий среднедевонско-нижнекаменноугольные отложения (окло 2000—2500 м) представлены преимущественно известняками, обычно органогенными, местами битуминозными, с горизонтами алевролитов и аргиллитов. В Тас-Хаяхтахском и Момском антиклинориях в низах разреза устанавливаются пласты и линзы ангидритов. В основании живетских отложений обычно устанавливаются конгломераты, брекчии и красноцветные породы. В Тас-Хаяхтахском антиклинории в составе турнейско-визейских отложений отмечаются туфы и туффиты андезито-дацитового состава.

На северо-восточном крыле Момского антиклинория, в юго-западной части хр. Арга-Тас вблизи границы с Алазейской зоной в последние годы установлена увязкинская толща (1400 м), которая с некоторой условностью датируется средним девоном [Савосина и др., 1976; Натапов и др., 1977; Гусев, 1979; Гуляев, 1980]. Она образована лавами и лавобрекчиями базальтов, вулканомиктовыми песчаниками и глинисто-кремнистыми сланцами с линзами известняков. Толща, подошва которой не вскрыта, несогласно перекрывается верхнеюрскими образованиями. Она вмещает мелкие тела гипербазитов, норитов и габбро. Увязкинская толща рассматривалась в качестве офиолитовой ассоциации океанического типа [Савосина и др., 1976; Натапов и др., 1977] и как ассоциация, характерная для внутриконтинентальных рифтовых зон [Гуляев, 1980; Колодезников, Сурнин, 1980; Сурнин, 1980].

В Приколымском антиклинории на восточном его крыле разрез начинается среднедевонскими пестроцветными песчаниками с прослоями известняков, доломитов, лав и туфов андезитов (500—700 м), которые с конгломератами в основании залегают на рифейско-кембрийских отложениях [Дубатолов, Симаков, 1974]. На западном крыле антиклинория синхронные отложения (800 м) представлены преимущественно известняками и доломитами с пачками кварцевых песчаников, гравелитов, а также лав и туфов трахибазальтового состава. Лежащие выше верхнедевонские и турнейско-визейские отложения (2700 м) представлены преимущественно доломитами и известняками с пачками алевролитов в верхах разреза.

К. К. Левашов [1973] первым связал образование девонских базальтоидов Сетте-Дабана с процессами рифтогенеза. Действительно, большая мощность вулканитов и трещинный характер излияний, о чем свидетельствует преобладание лав над пирокластическими образованиями, могут быть объяснены только существенными растяжениями литосферы. Об этом же свидетельствует широкое распространение в пределах Сетте-Дабана даек, реже штоков и силлов основного состава среднепалеозойского возраста, которые, как и вулканиты, имеют преимущественно трахибазальтовый состав. Дайки шириной от 3 до 10 м, реже до нескольких десятков метров, протягиваются на десятки километров параллельно общему простиранию антиклинория. Количество их измеряется несколькими тысячами. О проявлении процессов рифтогенеза свидетельствует также наличие среднепалеозойских массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, которые в пределах Сетте-Дабана представлены мелкими уплощенными телами, вытянутыми цепочками долготного простирания вдоль разрывных нарушений [Ельянов, Моралев, 1973].

Ассоциация вулканитов с красноцветными терригенными, часто грубообломочными образованиями, широкое распространение в составе комплекса во всех рассматриваемых районах гипсов и ангидритов и отмечаемая в пределах Сетте-Дабана латеральная изменчивость его состава и мощностей [Ян-жин-шин, 1981] позволяют предполагать на фоне общей зональности наличие частных поднятий и прогибов, сопряженных с зонами растяжения и вулканизма.

Зоны растяжения существовали и ранее. Об этом свидетельствует наличие в пределах Сетте-Дабана щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами вендского возраста. Среди рифейских отложений Кыллахского поднятия широко распространены силлы и дайки диабазов, сходные по петрохимическим и геохимическим особенностям с траппами Сибирской платформы [Колодезников, Туласынов, 1980]. Формирование их происходило, по-видимому, в течение всего позднего рифея [Войткевич и др., 1978]. В верхнерифейских отложениях отмечены единичные покровы и дайки базальтов [Ян-жин-шин, 1981]. Наиболее мощно, однако, базальтовый магматизм проявился в начале живетского времени и позднем девоне.

На смежной части Сибирской платформы средневерхнедевонские отложения заключены в нескольких узких (шириной до нескольких десятков километров) грабенообразных прогибах, прослеженных в северо-восточном направлении в основании Вилюйской синеклизы на 100—150 км (Кемпендяйский, Вилючанский, Сарсанский и др.). Они сопряжены с резко морфологически выраженными поднятиями. Прогибы выполнены мощными (2000—6000 м) красноцветными, сульфатоносными и соленосными отложениями с базальтами, мощность которых достигает нескольких сотен метров [Колодезников и др., 1973; Фрадкин, 1976]. Вдоль северо-западного борта Вилюйской синеклизы параллельно системе прогибов и поднятий прослежен на несколько сотен километров пояс среднепалеозой-

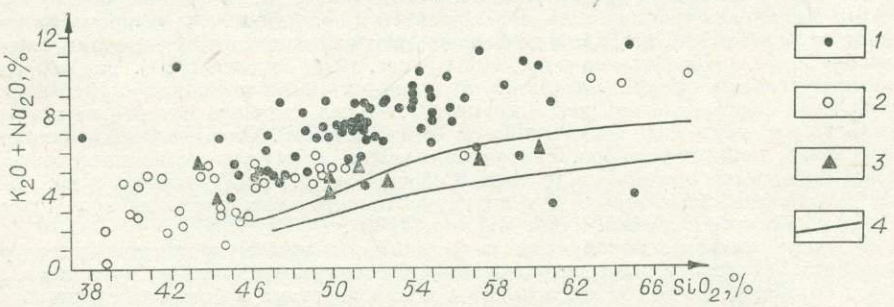


Рис. 10. Диаграмма $K_2O + Na_2O$ — SiO_2 нижнесреднепалеозойских вулканитов хр. Арга-Тас.

1 — ордовикские [по Мерзлякову, Лычагину, 1973] и силурийские [по Сурнину, 1980] вулканиты, *2* — среднедевонские вулканиты [по Натапову и др., 1977; Сурнину, 1980], *3* — кайнозойские вулканиты Японского моря [по Сахно и др., 1976], *4* — линии, разграничивающие поля вулканитов толеитовой серии, серии высокоглиноземистых базальтов и серии щелочных пород [по Куно, 1970].

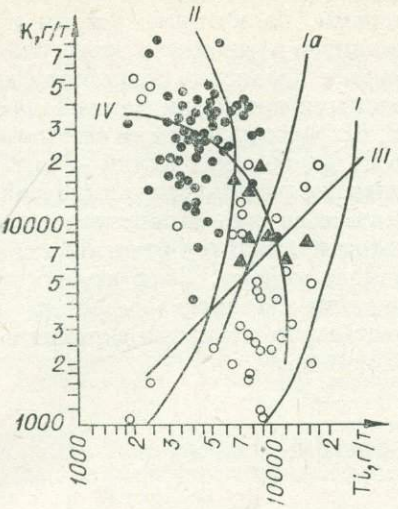


Рис. 11. Диаграмма калий — титан нижнесреднепалеозойских вулканитов хр. Арга-Тас.

Линиями показаны тренды базальтов: I — океанических, Ia — континентальных рифтов, II — островодужных, III — платформенных [по Лутцу, 1980], IV — нижнесреднепалеозойских вулканитов хр. Арга-Тас (определен методом наименьших квадратов).

Ост. усл. обозн. см. на рис. 10.

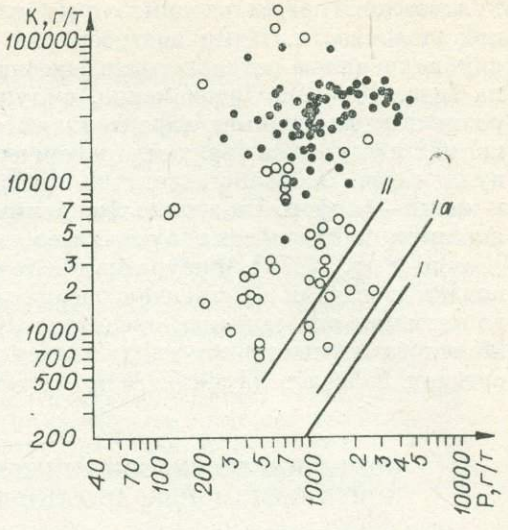


Рис. 12. Диаграмма калий — фосфор нижнесреднепалеозойских вулканитов хр. Арга-Тас.

Усл. обозн. см. на рис. 10 и 11.

ских трапповых даек с отдельными полями кимберлитовых трубок близкого возраста.

Несмотря на отчетливую преемственность среднепалеозойского развития от более ранних этапов, с этим временем совпадает начало крупной тектонической перестройки, которая проявилась на всей площади Верхояно-Чукотской области [Дубатолов, Симаков, 1974] и нашла отчетливое выражение в пределах Сибирской платформы.

Определить положение рифтовых зон среднепалеозойского возраста в основании Яно-Колымской складчатой системы, конечно, не представляется возможным. Думается, однако, что положение их в значительной степени предопределило особенности ее последующего развития.

О наличии в фундаменте Верхоянского антиклинория вулканитов основного состава свидетельствуют упоминавшиеся находки диабазов среди девонских гипсов и ангидритов на севере хр. Орулган. Интересные сейсмические данные, имеющие отношение к обсуждаемой проблеме, были получены в южной части моря Лаптевых методом КМПВ-ГСЗ по профилю протяженностью около 100 км от дельты Лены до мыса Буор-Хая [Коган, 1974]. В районе, примерно соответствующем осевой части Верхоянского антиклинория, мощность сейсмического слоя, характеризующегося средней (эффективной) скоростью 4,1 км/с и границами с $V_г$ соответственно 5,5 и 6,5 км/с, который может быть сопоставлен с раннедокембрийским кристаллическим фундаментом, составляет всего 2—4 км. Примечательно наличие в фундаменте крупного взброса с вертикальной амплитудой около 5 км.

Существующие данные позволяют предполагать, что заложению позднепалеозойско-раннемезозойских прогибов как на Сибирской платформе, так и в пределах ее опущенной (шельфовой) северо-восточной окраины предшествовало формирование крупных рифтовых зон, которые соединялись друг с другом по типу тройного сочленения в районе современного Китчанского выступа.

Многие исследователи связывают с рифтогенезом и формирование магматических пород, устанавливаемых в составе ордовикских, силурийских и девонских отложений на северо-восточных крыльях Момского и Тас-Хаяхтахского антиклинориев, что уже отмечалось. Этот вывод основывается исключительно на анализе особенностей химического состава

вулканитов, представленных преимущественно базальтоидами повышенной щелочности. Нами построен ряд диаграмм, на которых учтены все опубликованные результаты химических анализов вулканитов этого района (рис. 10—12). Ордовикские, силурийские и девонские вулканиты на различных диаграммах характеризуются едиными трендами, не совпадающими с известными трендами океанических, островодужных или рифтовых вулканитов. Особенно отчетливо это видно на диаграммах калий — титан и калий—фосфор. На эти же диаграммы нанесены результаты химических анализов кайнозойских вулканитов, поднятых со дна Японского моря [Сахно и др., 1976]. Фигуративные точки этих вулканитов отчетливо совпадают с полями вулканитов рассматриваемого района. Если принимать во внимание эти, конечно, предварительные данные, то к северо-востоку от Момского антиклинория следует предполагать существование в раннем и среднем палеозое окраинного моря типа Японского.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Мощные складчатые толщи карбона, начиная с визейских отложений, перми, триаса и юры, объединенные Н. П. Херасковым под названием верхоянского комплекса, широко распространены в пределах Яно-Колымской складчатой системы, а одновозрастные с ними отложения — в пределах Момско-Полоусненской системы поднятий и в Алазейской зоне. Анализ латеральной зональности отложений этого возраста позволяет сделать вывод о том, что формирование верхоянского комплекса происходило на пассивной континентальной окраине, а синхронные с ним отложения Алазейского поднятия, Момско-Полоусненской системы поднятий и Иньяли-Дебинского синклинория принадлежат различным тектоническим зонам Алазейской островной дуги. Граница между этими двумя различными тектоническими элементами проходит по зоне Адыча-Тарынского разлома.

Верхоянский комплекс и его латеральная зональность

Переход от существенно карбонатного осадконакопления в раннем — среднем палеозое к накоплению мощных терригенных толщ верхоянского комплекса произошел весьма резко и почти одновременно на огромной площади. Нижние горизонты терригенных толщ различных районов датируются в пределах среднего—верхнего визе [Абрамов, 1970; Булгакова и др., 1969]. Началу формирования верхоянского комплекса предшествовало образование складок и разломов. Дислокации этого возраста установлены, в частности, в пределах Сетте-Дабанского поднятия. Отчетливое угловое несогласие здесь устанавливается в основании хатынахской свиты среднего карбона, с которой В. А. Ян-жин-шин [1981] предлагает начинать разрез верхоянского комплекса. Свита залегает на различных горизонтах нижнего карбона и более древних образованиях, вплоть до силурийских. Величина эрозионного среза достигает 2,5 км. Местами она перекрывает уже сформированные складки, а также надвиги. Основываясь на этих данных, В. А. Ян-жин-шин предполагает существование здесь завершенной герцинской складчатости, с чем, однако, трудно согласиться. Во-первых, нет моласс соответствующего возраста, и, во-вторых, эта складчатость не отличается большой интенсивностью и может быть связана с усилением в раннем карбоне процессов рифтогенеза, начавшихся еще в среднем девоне.

В краевой части платформы и смежной части бассейна осадконакопления возникает расчлененный рельеф, о чем можно судить по характеру конгломератов в основании верхоянского комплекса, установленных в ряде районов приплатформенной зоны складчатой системы [Осадочные и

вулканогенно-осадочные формации..., 1976; Булгакова, 1979; Булгакова и др., 1969].

В хр. Хараулах они известны как крестяхские конгломераты (до 300 м) — крупновалунные и валунно-галечные, в составе которых наряду с окатанными разностями встречаются совершенно неокатанные плитчатые обломки. Конгломераты состоят преимущественно (до 80%) из обломков карбонатных пород, переотложенных остатков брахиопод и кораллов, среди которых определены силурийские формы, а также из диабазов, кварцитов, песчаников и алевролитов. М. Д. Булгакова и А. В. Коробицын [Осадочные и вулканогенно-осадочные формации..., 1976] считают, что формирование грубообломочной толщи происходило в относительно глубоководных условиях (не менее 200—300 м). Об этом свидетельствуют особенности строения пачек песчаников, алевролитов и диамиктитов, переслаивающихся с горизонтами конгломератов: градационная слоистость, косая однонаправленная слойчатость потокового типа, следы размывов, многочисленных подводных оползней и обвалов. Формирование конгломератов происходило вблизи уступа рельефа за счет потоков, перемещавших вниз по склону грубый материал в район накопления глинистых и кремнисто-глинистых осадков.

Конгломераты в основании верхоянского комплекса известны также на севере хр. Орулган (около 110 м) [Булгакова и др., 1969]. Обломки преимущественно хорошо окатаны, мелковалунные фракции представлены гранитами, известняками, метаморфизованными песчаниками и алевролитами, кварцитами, кварцем и силицитами. Несомненно, что бо́льшая часть обломочного материала принесена со стороны платформы, как и в хр. Хараулах.

В более южных районах Западного Верхоянья нижние горизонты верхоянского комплекса не обнажаются. Конгломераты, возникшие за счет размыва пород Сибирской платформы [Коробицын, 1972], здесь известны в среднем карбоне и перми.

В Южном Верхоянье разрез верхоянского комплекса начинается кремнистыми породами, аргиллитами и известняками (до 500 м), залегающими несогласно на более древних образованиях. Вместе с тем в самых низах разреза и выше, вплоть до среднего карбона, широко распространены линзы конгломерато-брекчий, а также отдельные глыбы и блоки девонских и предположительно силурийских сланцев, альбитофиров, филлитов [Андрианов, 1966; Абрамов, 1970]. Эти образования были отнесены Ю. В. Архиповым, И. Г. Волкодавом и др. [1981] к олистостромам.

Общая смена карбонатного осадконакопления терригенным на границе среднего и позднего палеозоя, возможно, объясняется резким изменением климатической обстановки, в частности перемещением всего рассматриваемого района из области низких широт в высокие. Вся фауна верхнего палеозоя и мезозоя Верхояно-Чукотской области принадлежит бореальной провинции, в то время как в нижнем и среднем палеозое широко распространены колониальные кораллы и другие формы, характерные для низких широт.

Успехи в разработке детальной стратиграфии триаса, слагающего большую площадь Яно-Колымской системы на уровне современного эрозионного среза и юры Верхоянья [Архипов, 1974; Дагис и др., 1979; Arkhipov e. a., 1971], а также данные геологического картирования последних лет, проведенного геологами ПГО «Якутскгеология» (В. С. Веклич, А. Н. Вишневский, В. А. Камалетдинов, В. Р. Туманов и др.), привели к установлению отчетливой литолого-фациальной зональности верхоянского комплекса. Зоны протягиваются примерно параллельно современному краю платформы, выдерживаясь по простиранию до тысячи километров, и сменяют друг друга вкрест простирания системы. Наиболее отчетливо такая зональность прослежена для триасовых отложений (рис. 13).

Триасовые отложения западных районов представлены преимущественно континентальными, лагунными и прибрежно-морскими песчаниками (до 2000 м). Их состав и мощности существенно не изменяются от хр. Орулган на севере до хр. Сетте-Дабан на юге и от центральных районов Вилюйской синеклизы на западе до восточного склона Верхоянского хребта. Восточнее, на площади, охватывающей бо́льшую часть Адычанского антиклинория, распространены преимущественно морские отложения триаса. В этом направлении увеличиваются мощности, возрастает количество алевролитов и глин в разрезе. Еще далее к востоку, в бассейне р. Адычи, от Куларского хребта до верховьев р. Колымы протягивается полоса шириной 100—200 км, в пределах которой триасовые отложения представлены исключительно морскими, преимущественно аргиллит-алевролитовыми толщами при подчиненной роли в разрезе псаммитовых пород (до 9000 м). Породы здесь местами метаморфизованы (с новообразованием серицита, хлорита, а также стильпномелана, биотита и альбита) в отличие от практически неизмененных синхронных с ними пород более западных районов.

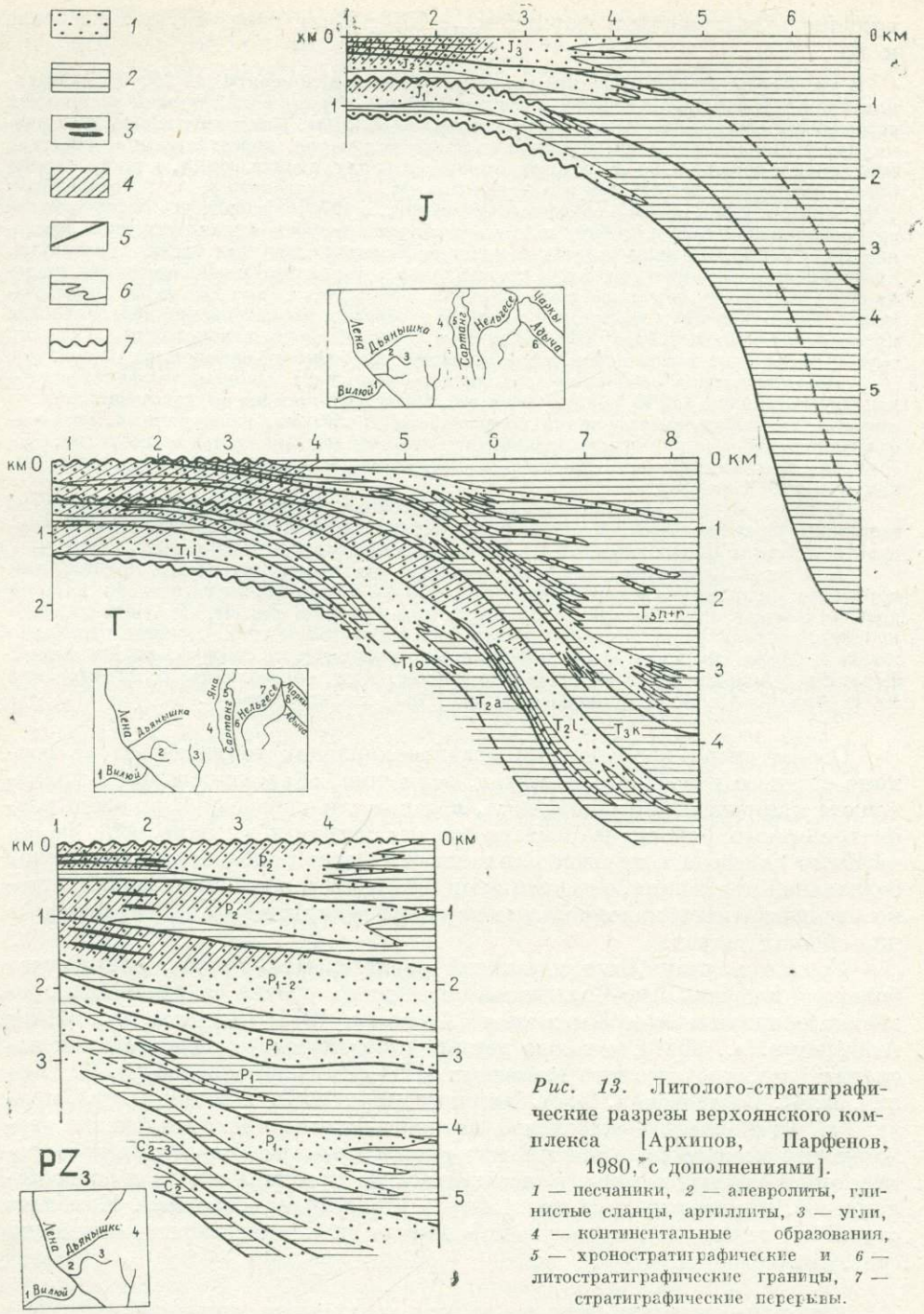


Рис. 13. Литолого-стратиграфические разрезы верхоянского комплекса [Архипов, Парфенов, 1980, с дополнениями].

1 — песчаники, *2* — алевролиты, глинистые сланцы, аргиллиты, *3* — угли, *4* — континентальные образования, *5* — хроностратиграфические и *6* — литостратиграфические границы, *7* — стратиграфические перерывы.

Изучение текстурных особенностей триасовых отложений позволяет предполагать последовательное увеличение глубины моря с запада на восток. В этом направлении появляются подводно-оползневые горизонты, характерные для области преимущественного распространения аргиллит-алевролитового типа разреза. Комплексы ископаемых фаун западных районов представлены многочисленными и разнообразными конхостраками, аммоноидеями, толстораковинными двустворками Gryphaea, Cardinia, Bakevelia, Tosapecten, Oxytoma и др., характерны прослои и линзы известняков-ракушечников. К востоку возрастает роль тонкораковинных двустворок Halobia, Daonella, Monotis. Аргиллит-алевролитовый тип

разреза характеризуется преобладанием подобных форм, резко обедненным таксономическим составом комплексов ископаемых фаун и уменьшением количества экземпляров. Не вызывает сомнения, что накопление триасовых отложений верхоянского комплекса на обширных территориях северо-востока складчатого обрамления Сибирской платформы происходило в условиях широкого шельфа, погружающегося в северо-восточном направлении. Большая мощность отложений аргиллит-алевролитового типа, их существенно тонкозернистый состав, широкое распространение градационной слоистости и подводно-оползневых горизонтов позволяют предполагать, что они формировались вблизи континентального склона или даже у его подножия.

Литолого-фациальная зональность юрских отложений существенно не отличается от триасовой (см. рис. 13).

Каменноугольные и пермские отложения, вскрывающиеся в пределах Верхоянского хребта, так же как триасовые и юрские, характеризуются увеличением мощности и мористости разреза в восточном направлении. Наиболее древние отложения представлены в восточной зоне пермскими образованиями Куларского хребта, сложенными, как и триасовые, существенно сланцевыми, но более метаморфизованными (до зоны биотита) толщами большой мощности [Бендербери, 1970]. В пределах Аян-Юряхского антиклинория на юго-востоке зоны вскрываются аналогичные по составу и мощности толщи перми [Литвинов, Умитбаев, 1974].

Примечательной их особенностью является присутствие среди алевролитов рассеянных плохо окатанных обломков (размером от нескольких миллиметров до 15 см), сложенных вмещающими и карбонатными породами, а также кислыми вулканитами и кварцем. Они обычно рассматриваются в качестве ледовых образований. Изучение распределения их в породе в бассейне р. Эмтегей показывает, что длинные оси обломков вытянуты преимущественно по нормали к слоистости. Характерно распределение в виде струй, ориентированных подобным же образом. Эти наблюдения позволяют связать наличие здесь экзотичных обломков с деятельностью мутьевых потоков, для отдельных участков которых характерно сходное распределение обломочного материала [Walker, 1978].

Приплатформенный борт триасового прогиба отчетливо сдвинут к северо-востоку относительно борта прогиба пермско-каменноугольного возраста. В связи с этим на западном и восточном крыльях Верхоянского антиклинория континентальные и прибрежно-морские отложения триаса налегают на морские относительно глубоководные каменноугольно-пермские.

Снос обломочного материала в бассейн седиментации на всем протяжении верхоянского времени происходил с запада. Вдоль границы с Сибирской платформой устанавливаются прибрежно-морские, заливно-лагунные, дельтовые фации, сменяющиеся к западу фациями обширных прибрежных равнин [Коссовская и др., 1960; Осадочные и вулканогенно осадочные формации..., 1976]. Главная масса обломочного материала, в составе которого устанавливаются минералы и породы Байкало-Патомского нагорья, поставлялась крупной рекой (типа современной Лены), располагавшейся в районе Вилюйской синеклизы.

Многие особенности строения верхоянского комплекса объясняются предложенными в последнее десятилетие моделями подводных конусов выноса [Walker, 1978; Stow, 1981].

Некоторые исследователи [Возин, 1962; Архипов, 1974] отмечают несомненные признаки высокой гидродинамической активности в период накопления пород верхоянского комплекса, особенно характерные для центрального отрезка Яно-Колымской складчатой системы (район Адычанского антиклинория). Они выражаются в широком распространении грубой косой слоистости в песчаниковых пачках, в подошве которых обычны глубокие (до нескольких десятков сантиметров) следы размыва (рис. 14). Размываются отложения, непосредственно подстилающие песчаники, обычно представленные алевролитами и глинистыми сланцами, уплощенная галька которых характерна в подошве песчаниковых пачек.

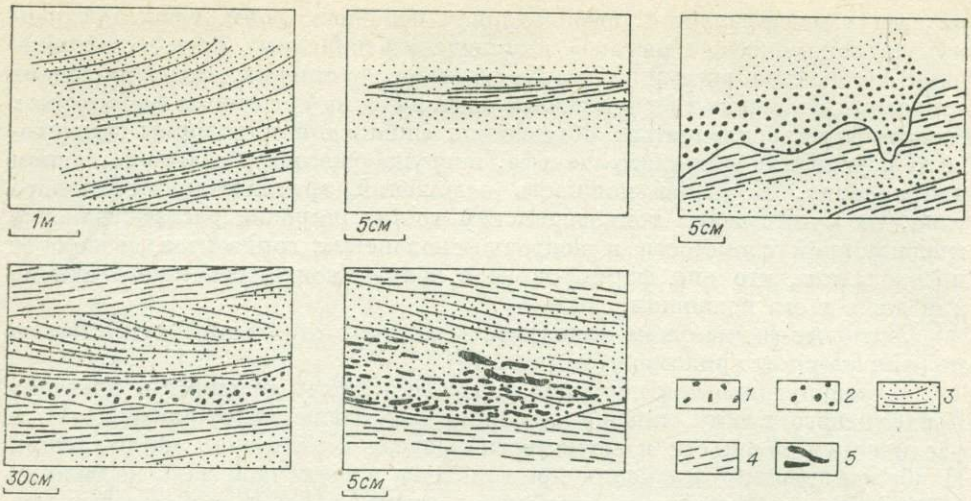


Рис. 14. Некоторые текстурные особенности верхнетриасовых отложений в районе Адычанского антиклинория.

1 — конгломерато-брекчии, *2* — грубозернистые песчаники и гравелиты, *3* — песчаники, *4* — алевролиты и аргиллиты, *5* — уплощенная галька алевролитов и аргиллитов.

Последние следует рассматривать в качестве образований подводных каньонов и русел достаточно мощных водотоков на дне морского бассейна. Они часто содержат гальки экзотичных для Верхоянья пород: кислых вулканитов, гранитоидов, например, в ладинских песчаниках на северо-восточном крыле Адычанского антиклинория. Алевролиты содержат постоянную примесь песчаного материала, обычно в виде «струек» и линзочек мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Такие текстуры характерны для зоны разгрузки конуса выноса, где подводные каньоны разветвляются на сеть мелких русел, положение которых постоянно изменяется; в этой обстановке происходит осаждение довольно грубого обломочного материала.

Обращает на себя внимание отсутствие в составе верхоянского комплекса классических турбидитов или типичного флиша, которые, согласно современным представлениям, характерны для нижнего сегмента конусов выноса. Для районов, наиболее удаленных от источников сноса обломочного материала, например вблизи Адыча-Тарынского разлома, в составе норийских отложений широко распространены пачки ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов с мощностью индивидуальных слоев 10—20 см. В подошве песчаников обычны следы размыва, гиероглифы, градационная слоистость. Отложения такого типа обычно вниз по склону сменяются классическими турбидитами [Walker, 1978], неизвестными в составе верхоянского комплекса. Это можно объяснить двояко: классические турбидиты здесь формировались, но в процессе складчатости оказались перекрыты надвигами; они здесь не образовывались в связи с особенностями гидродинамической обстановки бассейна седиментации, в частности в связи с большой скоростью турбидитовых течений или наличием мощных контурных течений, параллельных континентальному склону.

Накопление пород верхоянского комплекса происходило в прогибе, развивающемся в условиях растяжения, которые фиксируются протяженными системами разновозрастных силлов, даек и покровов базальтоидов, участвующих в складчатости совместно с вмещающими их терригенными толщами. Наиболее ранними, согласно И. Г. Волкодаву, являются силлы и дайки диабазов каменноугольно-пермского возраста, образующие пояс протяженностью в 500 км вдоль Верхоянского антиклинория. В западной его части и смежной части Вилюйской синеклизы известны силлы и покровы базальтов раннетриасового возраста, которые обычно сопоставляются с траппами Сибирской платформы [Кузнецов, 1964]. Ю. П. Ивенсен и др.

[1975] отмечают их сходство по петрохимическим характеристикам с континентальными и океаническими оливиновыми базальтами. Позднетриасово-раннеюрские покровы, литокластические туфы, силлы и дайки трахибазальтов, базальтов и андезито-базальтов слагают толщу мощностью до 2000 м севернее Охотского массива, протянувшуюся в широтном направлении на 150 км [Коростелев, 1972; Попов, 1980]. В Сартангском синклинории они представлены несколькими маломощными (первые метры) покровами [Ивенсен и др., 1975].

Алазейская островная дуга

В районе Алазейского нагорья предполагается существование поднятия с активным известково-щелочным вулканизмом в течение всего времени формирования верхоянского комплекса. Поднятие сложено фаунистически охарактеризованными отложениями карбона, перми, верхнего триаса и юры, которые образуют единый вулканогенно-осадочный комплекс, смятый в пологие складки и залегающий на «немых» вулканогенно-грауваккових толщах кенкельдинской свиты. Здесь же известны метаморфические сланцы с глаукофаном [Тектоника..., 1981; Лычагин и др.,1975]. Метабазиты из метаморфических сланцев по химическому составу сходны с океаническими толеитовыми базальтами [Лычагин и др., 1977]. Возраст метаморфических пород определен K — Ar методом в 540—1490 млн. лет, а Rb — Sr изохронным методом — в 2146±138 млн. лет [Тектоника..., 1981].

Неудовлетворительные условия обнаженности, редкость и разрозненность коренных выходов пород приводят к тому, что предложенные схемы стратиграфического расчленения каменноугольно-юрских отложений существенно отличаются друг от друга [Русаков и др., 1975, 1977; Гуляев, 1975; Лычагин и др., 1977; Гусев, 1979]. Мощность их разными авторами оценивается в 2000—6000 м. Абстрагируясь от спорных вопросов, отметим общие особенности этих отложений, признаваемые большинством исследователей. Они представлены сложным чередованием туфов среднего, основного и кислого состава, вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов. Характерны отдельные покровы андезито-базальтов, андезитов, базальтов и пород кислого состава. В подчиненном количестве отмечаются ракушечники, кремнистые, кремнисто-глинистые породы, сургучно-красные яшмы. Среди обломков терригенных пород преобладают вулканиты различного состава, пироксены, плагиоклаз, кварц встречается в резко подчиненном количестве. Все исследователи отмечают большое количество стратиграфических перерывов, приуроченных к основанию верхней перми, верхнего триаса и средней юры. По всему разрезу широко распространен растительный детрит. Из текстурных особенностей М. Д. Булгакова [1982] отмечает наличие градационной слоистости, грубой ритмичности (с мощностью элементарных ритмов от 2 до 12 м), появление на отдельных уровнях подводно-оползневых горизонтов.

Приведенные особенности рассматриваемых отложений свидетельствуют о том, что накопление их происходило в прибрежно-морских условиях, близких обстановке вулканической островной дуги, недалеко от

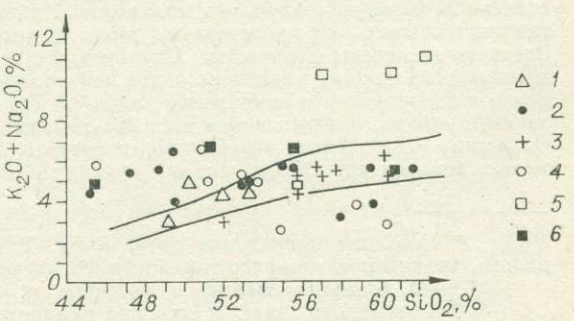


Рис. 15. Диаграмма $K_2O + Na_2O$ — SiO_2 позднепалеозойских и раннемезозойских вулканитов Алазейского поднятия (по данным химических анализов пород из коллекций М. Д. Булгаковой и автора).

Вулканиты: *1* — из среднеюрских конгломератов, средние содержания [по Лычагину и др., 1977], *2* — каменноугольные, *3* — кенкельдинской свиты, *4* — триасовые, *5* — среднеюрские, *6* — верхнеюрские.

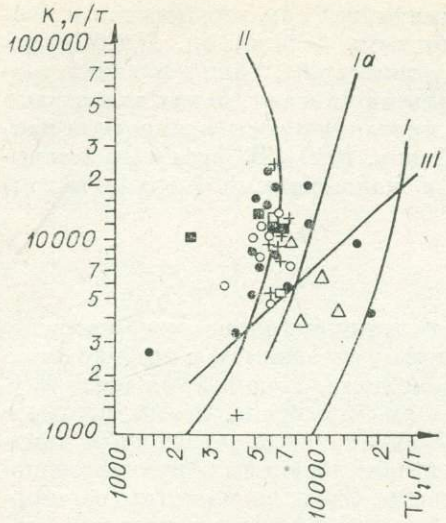


Рис. 16. Диаграмма K—Ti позднепалеозойских и раннемезозойских вулканитов Алазейского поднятия.
Усл. обозн. см. на рис. 11, 15.

островов с активными вулканическими центрами. Подобному выводу не противоречат и данные по химическому составу вулканитов, которые в настоящее время, к сожалению, еще весьма ограничены (рис. 15, 16).

В Момско-Полоусненской системе поднятий возрастные аналоги верхоянского комплекса отчетливо обособляются по составу от подстилающих отложений, хотя и залегают на них большей частью согласно. В Момском антиклинории доверхнеюрские образования имеют сравнительно небольшую мощность (2000—3000 м). В их составе преобладают кремнистые, кремнисто-глинистые, глинистые, кремнисто-карбонатные породы; известняки, в отличие от подстилающих образований палеозоя, имеют подчиненное значение [Мерзляков, 1971; Тектоника Якутии, 1975; Булгакова, 1982]. Среди органических остатков преобладают радиолярии и кремнистые губки, местами породообразующие. Характерно широкое распространение пепловых туфов и андезитовых туффитов. Отмечаются отдельные покровы вулканитов среднего — основного состава. Особенностью разреза является наличие параллельных несогласий: в основании верхней перми и среднего триаса. Предполагается наличие скрытых несогласий [Булгакова, 1982].

Верхнепалеозойские отложения восточной части Полоусненского антиклинория образованы вулканитами основного состава. В Улахан-Тасском антиклинории к верхнему палеозою относится континентальная песчано-глинистая толща с остатками флоры [Дорофеев и др., 1975].

Верхнепалеозойско-нижнемезозойские отложения Момско-Полоусненской системы намечают поднятие, подводное на большем его протяжении, расположенное на границе с окаймлявшими его с юго-запада и северо-запада глубокими прогибами, выполненными мощными толщами верхнего триаса и юры.

Особенности строения отложений этих прогибов были изучены на примере норийских отложений юго-западного крыла Иньяли-Дебинского синклинория в бассейне р. Няньдельга — правого притока р. Адычи [Парфенов, Трущелев, 1983]. Здесь выделен бургавлинский тип разреза* норийских отложений, юго-западной границей распространения которого является Адыча-Тарынская зона разломов. К юго-западу от нее выделяются последовательно сменяющие друг друга в этом направлении адычанский ** и нельгесинский *** типы разрезов синхронных отложений, характеризующие Адычанский антиклинорий (рис. 17).

В бургавлинском типе разреза органические остатки, в отличие от норийских отложений Адычанского антиклинория, встречаются значительно реже и гораздо менее разнообразны в родовом отношении. В адычанском и нельгесинском встречены остатки 24 родов двустворчатых моллюсков, а также аммоноидей и наутилоидей. В бургавлинском типе они представлены лишь тремя родами: Halobia, Otapiria, Monotis. Здесь не встречены Tosapecten, Gryphaea, Palaeopharus, Cardinia и другие заведомо мелководные формы, характерные для центральных и юго-западных районов Адычанского антиклинория и отмечаемые также на его северо-восточном крыле, непосредственно в районе, примыкающем к Адыча-Тарынской зоне разлома. Единичные остатки Oxytoma, Palaeopharus и брахиопод встречены лишь в конгломератах и олистостромовых горизонтах. Общий анализ органических остатков позволяет предполагать,

* Название происходит от р. Верх. Бургавли — правого притока р. Няньдельга, на которой расположены наиболее изученные разрезы отложений этого типа.
** По распространению в бассейне р. Адычи.
*** По расположению в бассейне нижнего течения р. Нельгесе.

что отложения бургавлинского типа формировались в иной, более глубоководной обстановке, по сравнению с синхронными им отложениями Адычанского антиклинория.

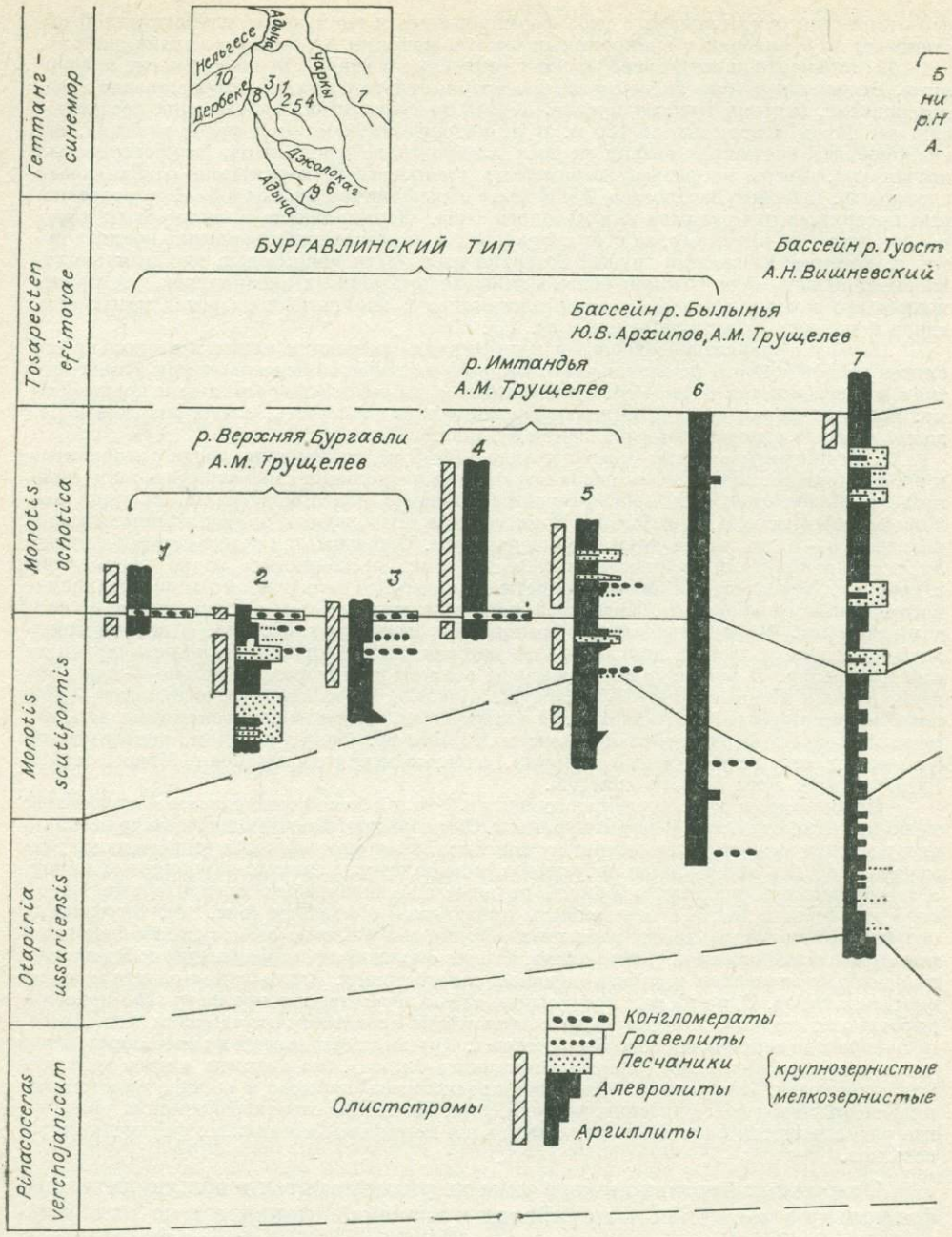
В составе отложений преобладают темно-серые и черные мелкозернистые алевролиты. Песчаники обычно более светлые, серого и бурого цвета, преимущественно среднезернистые, местами грубозернистые, вплоть до гравелитов. Такого типа песчаники слагают пачки мощностью до 120 м. В их подошве наблюдаются следы размыва, лепешковидные окатанные гальки черных алевролитов, гравелитов, грубозернистых песчаников. Вверх по разрезу зернистость уменьшается, характерна грубая косая слоистость. В пачках мощностью 7 м и более обособляются пласты в 3—4 м, разделенные поверхностями размыва аналогичного типа. Формирование песчаниковых пачек происходило, по-видимому, за счет спорадически возникавших временных мощных потоков, которые переносили грубый материал из области мелководья, где он накапливался, в область седиментации более глубоководных черных алевролитов, где происходило его захоронение. Количество песчаников в конкретных разрезах изменяется вдоль и поперек простирания (см. рис. 17).

Наряду с охарактеризованными песчаниками отмечаются пачки в несколько десятков метров тонкого (несколько сантиметров) ритмичного переслаивания флишевого типа мелкозернистых темно-серых песчаников с черными алевролитами и аргиллитами. Для них характерны отчетливая градационная слоистость, следы размыва в подошве слойков и подводного оползания осадков.

Конгломераты слагают пласты и линзы (до 5 м), залегающие среди алевролитов и в песчаниковых пачках. Они располагаются на нескольких стратиграфических уровнях. Наиболее отчетливо прослеживается горизонт конгломератов на границе зон Monotis ochotica и M. scutiformis. В их составе преобладают полуокатанные гальки размером 5—10 см, отмечаются гальки до 40 см. Сложены они темно-серыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми известняками, песчаниками, редко кварцитами и кварцем. Цемент известково-песчанистый с примесью неокатанного и несортированного гравийного материала. Подошва горизонта конгломератов обычно резкая, со следами размыва. Количество гальки уменьшается к кровле горизонта. В кровле нижележащего слоя и составе конгломератов широко распространены глинисто-карбонатные конкреции. В конгломератах обильны остатки двустворок: в гальке — виды-индексы подзон Monotis daonellaeformis, M. pinensis, M. zabaikalica, в цементе — Monotis subcircularis и M. zabaikalica. В алевролитах, подстилающих конгломераты, отмечены Monotis daonallaeformis Kipar и Halobia sp. Таким образом, конгломераты фиксируют стратиграфический перерыв, охватывающий верхи зоны Monotis scutiformis и низы зоны Monotis ochotica.

Олистостромы широко распространены в бургавлинском типе разреза и отмечаются на нескольких стратиграфических уровнях. Они образуют пачки мощностью до нескольких десятков метров, разделенные песчаниками, включают обломки (олистолиты) размером до 15 м в поперечнике песчаников, алевролитов, глинисто-карбонатных пород, а также блоки терригенного флиша, которые сцементированы алевролитами темно-серого и черного цвета с отчетливыми признаками оползания (рис. 18). Внутренняя структура олистостромового горизонта обычно отчетливо не согласуется с подошвой перекрывающей его пачки песчаников. Следы оползания и сингенетической деформации местами отчетливы и вблизи подошвы олистостромы. Различаются олистолиты нескольких типов. Одни из них несут ясные следы перемещения еще не вполне консолидированных осадков, которые выражены изгибами слоистости пород различной формы: от плавных до веретенообразно закрученных. Другие представлены включениями, в том числе наиболее крупными (блоки терригенного флиша), без видимых следов деформации слоистости. Эти данные позволяют предполагать наличие в составе олистостром включений пород более древних, чем они сами. На тех же стратиграфических уровнях, где располагаются олистостромы, отмечаются комплексы смешанных фаунистических остатков.

Отложения бургавлинского типа не укладываются в общую литолого-фациальную зональность норийских отложений, характерную для большей части Яно-Колымской складчатой системы. Формирование их происходило в существенно иной фациальной и геодинамической обстановке. По некоторым своим особенностям они обнаруживают сходство с изученными глубоководным бурением кайнозойскими отложениями внутреннего склона Японского глубоководного желоба [Initial reports..., 1980], вблизи которого были вскрыты переотложенные брекчии миоценового возраста с угловатыми обломками мергелей, глинистых и кремнистых сланцев и белых туфов. Многие обломки, как и в составе бургавлинских олистостром, были литифицированы до образования брекчии, другие же были мягкими и подвергались пластической деформации в процессе ее формирования. В керне скважин встречены экзотические гальки ледового происхождения и принесенные временными потоками со стороны островной дуги, примерно в средней части склона которой на глубине 1500—1600 м вскрыт пласт конгломератов мощностью 48 м, перекрывающий меловые образования с глубоководными бентосными фораминиферами. Конг-



ломераты вверх по разрезу сменяются песчаниками с мелководными бентоносными фораминиферами позднеолигоценового возраста, а также с обильными гастроподами и двустворками. На этом основании некоторые авторы [Initial reports..., 1980] считают конгломераты мелководными или даже субаэральными образованиями. Вместе с тем наряду с заведомо мелководными органическими остатками встречены фораминиферы, обитающие в настоящее время лишь на глубинах 1500 — 2000 м. Эти данные позволяют думать, что конгломераты и песчаники здесь, как и в бургавлинских отложениях, являются переотложенными. Они принесены временными потоками с мелководья в глубоководную область. Природа стратиграфических перерывов, которые фиксируются конгломератами, в обоих районах во многом еще остается неясной. Возможно, они связаны с захоронением осадками временных потоков уступов, харак-

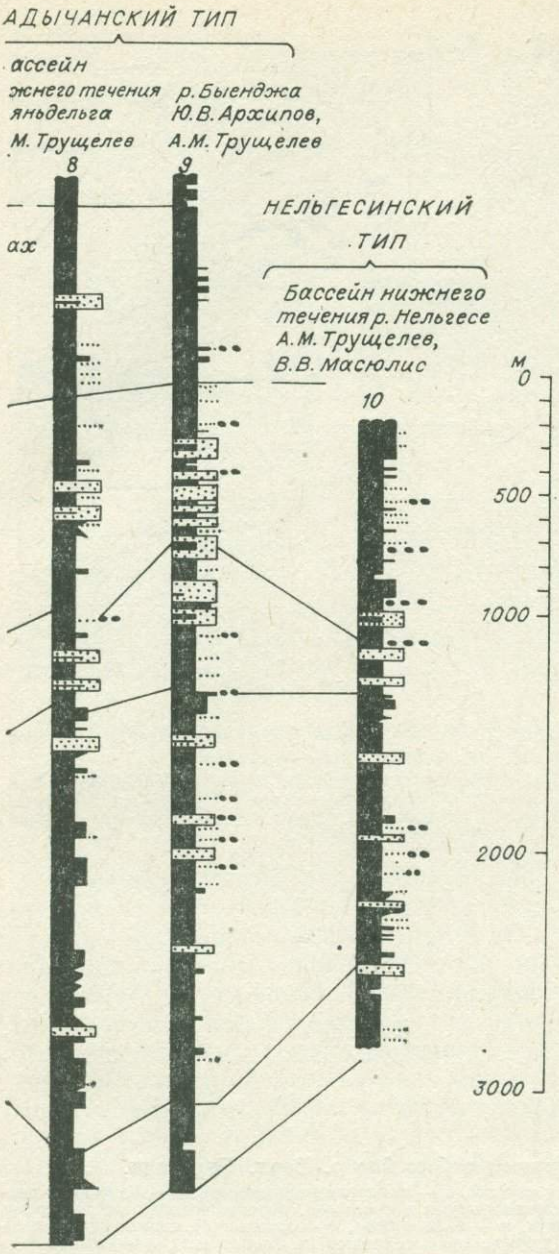


Рис. 17. Главные типы разрезов норийских отложений бассейна р. Адычи [Парфенов, Трущелев, 1983].

терных для приостровных склонов глубоководных желобов, или скальных выступов, сложенных более древними породами.

Оригинальными образованиями являются карбонатные нодули размером до нескольких сантиметров и, возможно, более крупные, обычно с высоким содержанием P_2O_5. Они характеризуются признаками их образования in situ и могут быть сопоставлены с карбонатными и глинисто-карбонатными конкрециями бургавлинских отложений. Однако для установления их тождественности требуются специальные детальные литологические и геохимические исследования.

Таким образом, намечается сходство обстановки формирования бургавлинских отложений с обстановкой, характерной для континентального склона тектонически активного поднятия *. В качестве такого поднятия может рассматриваться подводное, существовавшее на месте Тас-Хаяхтахского и Момского антиклинориев. Охарактеризованные условия формирования бургавлинских отложений типичны и для юрских Иньяли-Дебинского синклинория. Об этом свидетельствует проведенное автором изучение литологических особенностей юрских отложений в бассейнах рек Индигирка и Артык. В их составе устанавливаются олистостромы (рис. 19), широко распространенные подводно-оползневые образования и многие текстурные особенности, указывающие на накопление пород в результате деятельности мутьевых потоков на склоне тектонически активного поднятия (рис. 20, 21).

В общей латеральной зональности верхнетриасовые и юрские отложения Иньяли-Дебинского синклинория соответствуют отложениям преддуговых прогибов современных активных континентальных окраин.

* Сходным образом трактуется природа этого поднятия на Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000 [1980], на которой в рассматриваемом районе изображены комплексы пород континентального склона и его подножия мезозойского возраста.

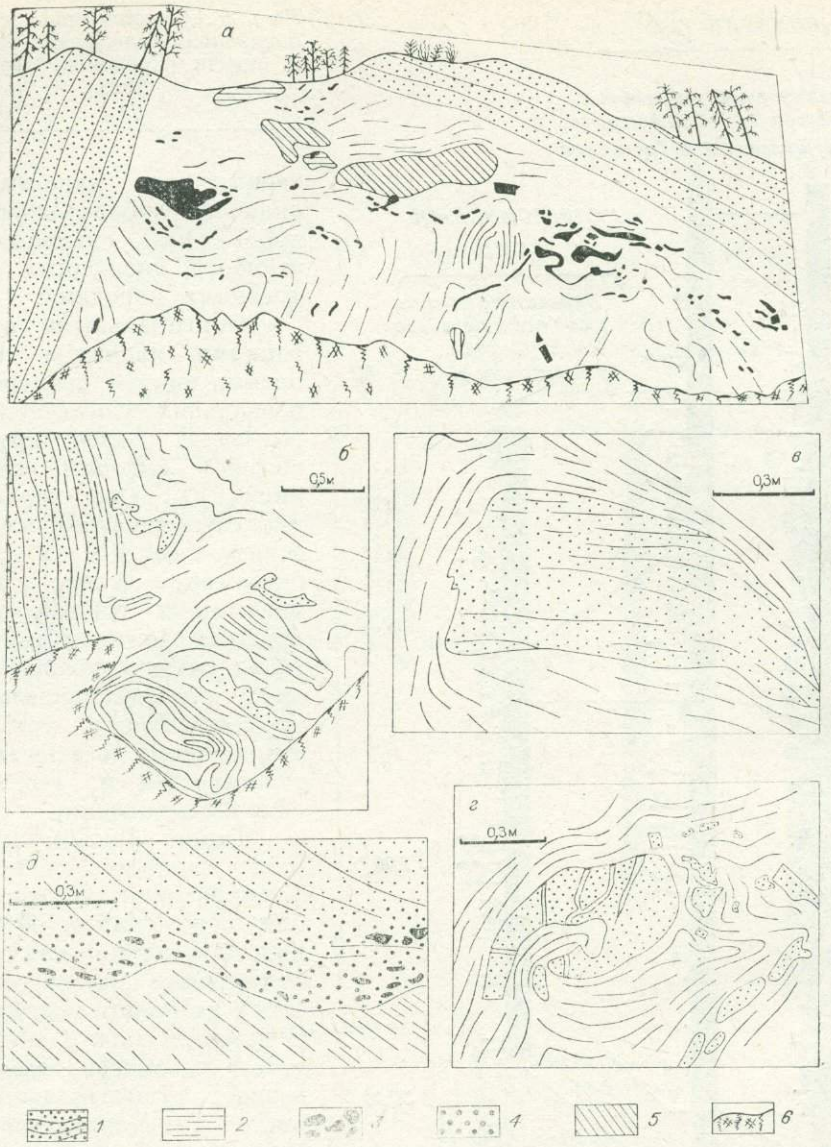


Рис. 18. Олистостромы в бассейне р. Верх. Бургавли.

а — общий вид, *б* — деталь подошвы олистостромы, *в* — олистолит песчаников, *г* — олистолит песчаников со следами закручивания, *д* — подошва пачки песчаников, перекрывающей олистострому [Парфенов, Трущелев, 1983]. *1* — песчаники, *2* — алевролиты, *3* — галька (*д*), олистолиты песчаников (*а*), *4* — гравелит, *5* — флиш (штрихи ориентированы по слоистости), *6* — осыпь.

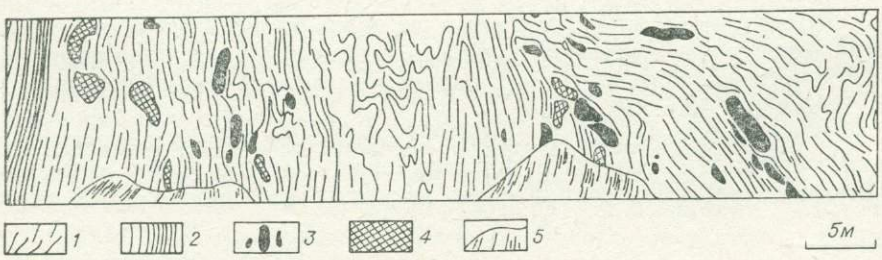


Рис. 19. Олистострома в нижнеюрских отложениях (р. Артык, около 25 км выше устья).

1 — черные, шоколадные и светло-зеленые кремнистые алевролиты и аргиллиты; *2*—черные алевролиты; *3* — глыбы известняков и *4* — вмещающих пород; *5* — осыпи.

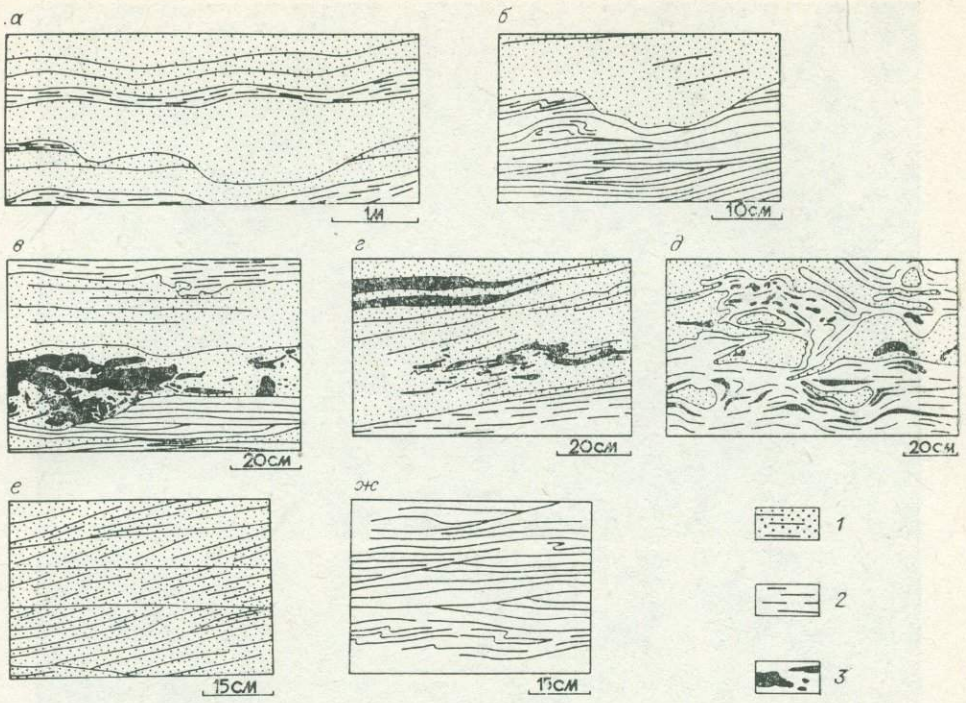


Рис. 20. Некоторые текстурные особенности среднеюрских отложений Иньяли-Дебинского синклинория (р. Артык, среднее течение).

а, б — потоковое залегание песчаников со следами размыва в основании, *в, г*—включения алевролитов в песчаниках, *д* — отложения мутьевого потока, *е, ж* — характер косой слоистости. *1*— песчаники, *2* — алевролиты с примесью песчаного материала, *3*— включения алевролитов в песчаниках (*в, г*) и песчаников в алевролитах (*д*).

Разновозрастные олистостромы (нижненорийская, батская и верхнеюрская), связанные с формированием надвигов, описаны в Улахан-Тасском антиклинории [Архипов и др., 1980]. Нижненорийская и батская олистостромы заключают блоки преимущественно карбонатных пород девона, в том числе гигантские угловатые и плоские отторженцы длиной до нескольких километров. В верхнеюрской заключены блоки норийских терригенных пород. Тектоническое положение этих олистостром и изученных нами на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклинория аналогично. Они располагаются на границе поднятия, существовавшего в раннем мезозое на месте Улахан-Тасского антиклинория, с обрамляющим его с севера Полоусненским прогибом, выполненным мощными толщами верхнего триаса и юры.

КИНЕМАТИКА МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

На любой обзорной геологической карте отчетливо видно, что в пределах Яно-Колымской складчатой системы каменноугольные и пермские отложения, располагающиеся вблизи платформы, к востоку сменяются триасовыми и далее юрскими. В связи с этим возникло представление о последовательной миграции к востоку прогибов и складчатости Яно-Колымской системы [Вихерт, 1960], которое находит сторонников вплоть до настоящего времени. В восточной части системы на большинстве опубликованных за последние 10—15 лет тектонических карт и схем изображается крупный (700×150 км) тектонический элемент, обозначаемый как Адычанская зона пологих дислокаций, Адычанский брахиантиклинорий [Тектоника..., 1975] и даже срединный массив [Чиков, 1978]. В пределах Адычанского антиклинория предполагается приближенный к поверхности выступ раннедокембрийского кристаллического фундамента, существовавший во время накопления верхоянского комплекса [Тектоническое строе-

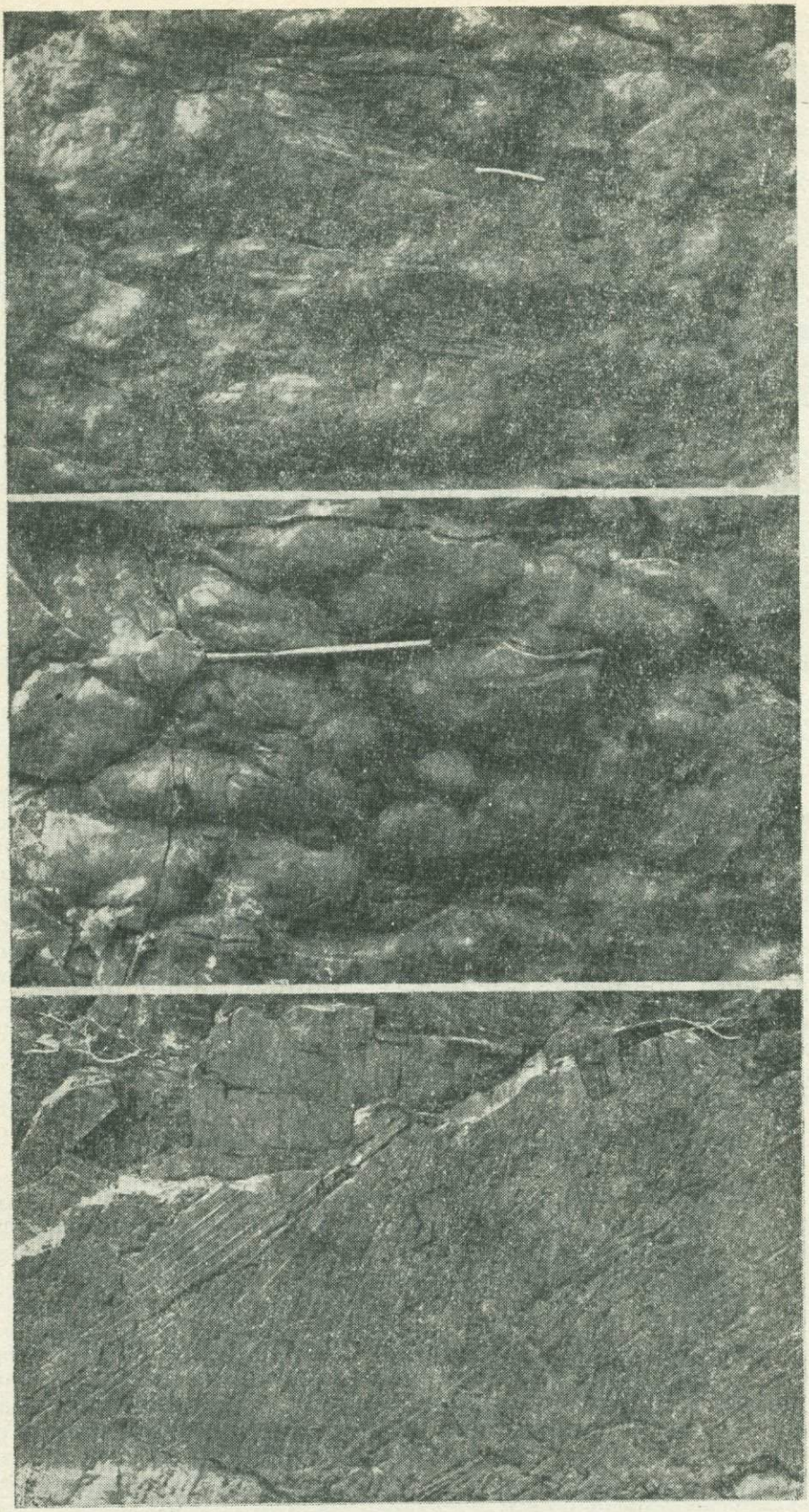


Рис. 21. Следы выпахивания на поверхности пласта песчаников, связанные с движением подводного потока (средняя юра, р. Артык).

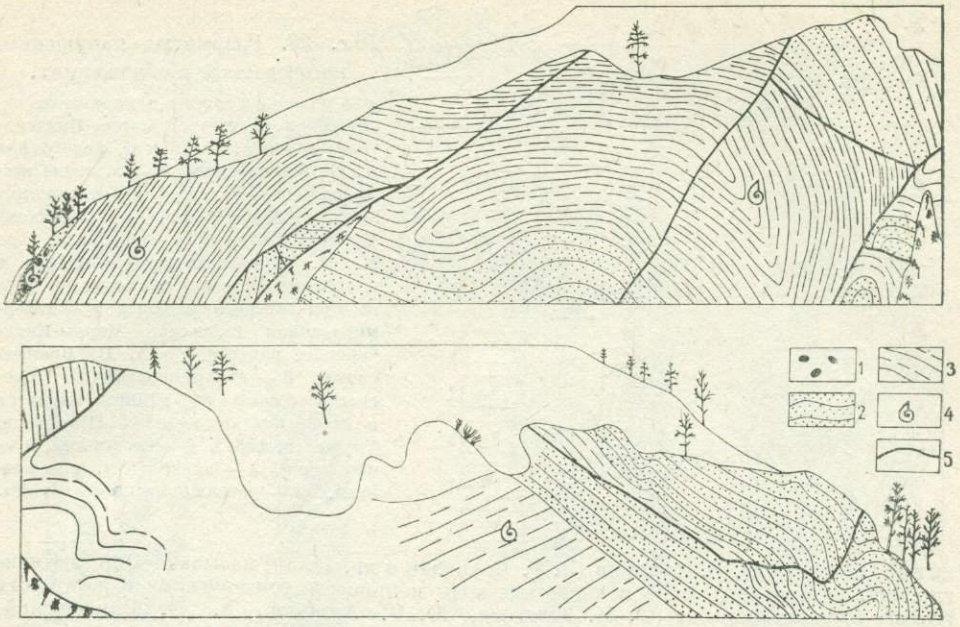


Рис. 22. Повторно деформированные лежачие изоклинальные складки в норийских отложениях (р. Верх. Бургавли ниже устья руч. Шишковского) [Парфенов, Трущелев, 1983].

1 — конгломераты, *2* — песчаники, *3* — алевролиты, *4* — места находок органических остатков, *5* — разломы.

ние..., 1964], и поэтому изображаемый на многих палеотектонических картах. Изучение систем разновозрастных разломов и повторной складчатости приводит к существенно иным выводам о развитии в пределах северо-восточного обрамления Сибирской платформы мезозойской складчатости.

Наиболее ранние проявления складчатости, имевшие место еще в период геосинклинального осадконакопления, устанавливаются на юго-западном борту Иньяли-Дебинского синклинория [Парфенов, Трущелев, 1983]. Изучение складчатых и разрывных нарушений на правобережье Адычи позволяет сделать вывод о широком распространении в пределах охарактеризованного выше бургавлинского типа разреза норийских отложений повторной складчатости и длительном формировании складчатой структуры и связанных с ней разрывных нарушений.

Наиболее ранними, видными в обнажениях, являются изоклинальные лежачие складки размером до нескольких сотен метров (рис. 22). Возраст отложений, смятых в эти складки, по находкам единичных Halobia и Monotis в алевролитах соответствует зоне Monotis scutiformis. Они с угловым несогласием перекрыты песчаниками, принадлежащими зоне Monotis ochotica и залегающими с отчетливым размывом в основании. Изоклинальные складки возникли до отложения осадков зоны Monotis ochotica и по своему возрасту соответствуют времени формирования олистостромы верхов охарактеризованной ранее зоны Monotis scutiformis, которая обнажается в 7 км к югу от данного района. Обе толщи, в том числе и лежачие изоклинальные складки, смяты в асимметричные относительно простые складки, опрокинутые к югу и осложненные взбросами, располагающимися параллельно их осевым плоскостям. Сходные по морфологии и ориентировке складки характерны также для тектонически перекрывающих их среднеюрских песчаников. Эти асимметричные складки имеют, по-видимому, послесреднеюрский возраст в отличие от лежачих изоклинальных норийского возраста. Шарниры этих складок на стереограмме дают значительный разброс, в то время как полюса к их осевым плоскостям лежат на дуге большого круга с полюсом аз. пад. 105° $\angle$60°.Такие соотношения указывают на существование еще более молодых складок, деформирующих осевые плоскости асимметричных. Ориентировка их шарниров совпадает с положением отмеченного выше полюса.

Среди разрывных нарушений, которые можно видеть в обнажениях, наиболее ранними являются надвиги, плоскости которых повторно дислоцированы в асимметричные складки (см. рис. 23, *д*), по возрасту, по-видимому, близкие лежачим изоклинальным. К другой группе принадлежат пологие надвиги, переходящие в шарьяжи, по которым юрские отложения налегают на триасовые. Эта система разрывных нару-

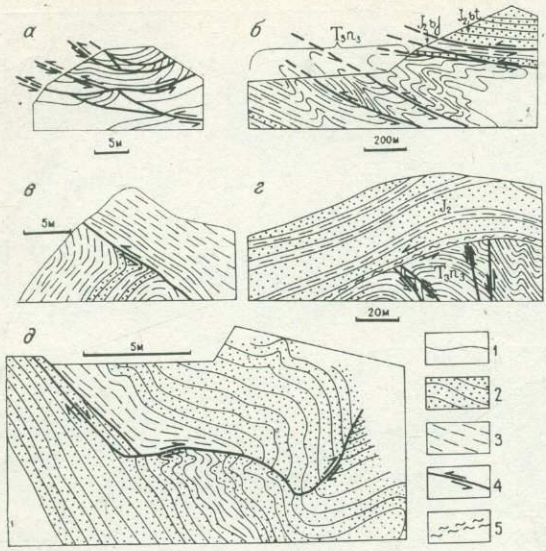


Рис. 23. **Разрывные нарушения, наблюдаемые в обнажениях.**

а — пологие надвиги в норийских отложениях автохтона Чаркы-Индигирского надвига, рисунок по фотографии А. Н. Вишневского; *б* — лежачие изоклинальные складки в отложениях зоны Monotis ochotica автохтона Чаркы-Индигирского надвига, по А. Н. Вишневскому; *в* — надвиг в норийских отложениях автохтона Чаркы-Индигирского надвига; *г* — деформированная плоскость Чаркы-Индигирского надвига, по А. Н. Вишневскому; *д* — деформированная плоскость одного из ранних надвигов в норийских отложениях [Парфенов, Трущелев, 1983]. *1* — слоистость, *2* — песчаники, *3* — алевролиты, *4* — надвиги, *5* — рассланцованные породы.

шений, которую Ю. В. Архипов, И. Г. Волкодав и др. [1981] называют Чаркы-Индигирской, установлена лишь в последние годы в процессе тематических и детальных геолого-съемочных работ (Ф. М. Калинин, Ю. В. Архипов, А. Н. Вишневский, В. И. Панфилов, В. А. Бюйрин и др.). Она прослежена на 300 км вдоль юго-западного крыла Иньяли-Дебинского синклинория. Многие надвиги этой системы отчетливо видны в обнажениях (рис. 23, *а—г*). Они располагаются не только в подошве юрских отложений, но и среди подстилающих отложений триаса. Местами удается наблюдать, что плоскости надвигов повторно дислоцированы и рассечены более молодыми взбросами. Иногда триасовые отложения автохтона образуют пакеты изоклинальных лежачих складок, перекрытые надвигом, что позволяет предполагать их генетическую связь. Непосредственные данные о возрасте Чаркы-Индигирской системы отсутствуют. Ю. В. Архипов, И. Г. Волкодав и др. [1981] считают надвиги батскими, основываясь на связи их с олистостромой батского возраста, установленной в верхнем течении р. Эльга. Этот вывод представляется правдоподобным в свете приведенных выше данных о дислоцированности плоскостей надвигов и их связи с системами изоклинальных лежачих складок в автохтоне.

Наиболее молодыми разрывными нарушениями района, которые имеют, по-видимому, позднемеловой — кайнозойский возраст, являются левосторонние сдвиги субширотного простирания, поперечные к общему северо-западному простиранию складчатых структур и охарактеризованных выше разрывных нарушений. Амплитуда перемещения по ним, по данным А. Н. Вишневского и др., достигает 1 км.

Крупные складчатые формы, установленные в пределах района распространения бургавлинского типа разреза в процессе геологической съемки, представлены узкими (1—2 км) линейными, обычно асимметричными, складками общего северо-западного простирания (рис. 24). Они осложнены поперечными в плане изгибами, которые обнаруживают отчетливую связь с левыми сдвигами. Морфология крупных складок определяется главным образом деформациями того же возраста (послесреднеюрского), что и ранее описанные мелкие асимметричные складки.

В юрских отложениях Иньяли-Дебинского синклинория устанавливаются ассоциации изоклинальных складок с подводно-оползневыми структурами и ранними надвигами, полого срезающими слоистость (рис. 25), а также широко распространенные более молодые надвиги различного типа и, по-видимому, разновозрастные (рис. 26).

Существенно иное строение имеет северо-восточное крыло Адычанского антиклинория, которое по зоне Адыча-Тарынского разлома непосредственно примыкает к рассмотренному выше району. Верхнетриасовые отложения, весьма полные, лишенные перерывов и несогласий, согласно наращиваются фаунистически охарактеризованными юрскими отложениями, вплоть до волжских [Архипов, Климаш и др., 1981]. Таким образом, здесь нет оснований предполагать существование эпизодов складчатости до конца юрского времени. Общая структура представлена крутой (60—80°) моноклиналью северо-западного простирания, наклоненной к северо-востоку, в сторону зоны Адыча-Тарынского разлома (см. рис. 24). По падению моноклинали происходит последовательное наращивание разреза от ладинских и карнийских отложений ядра линейной антиклина-

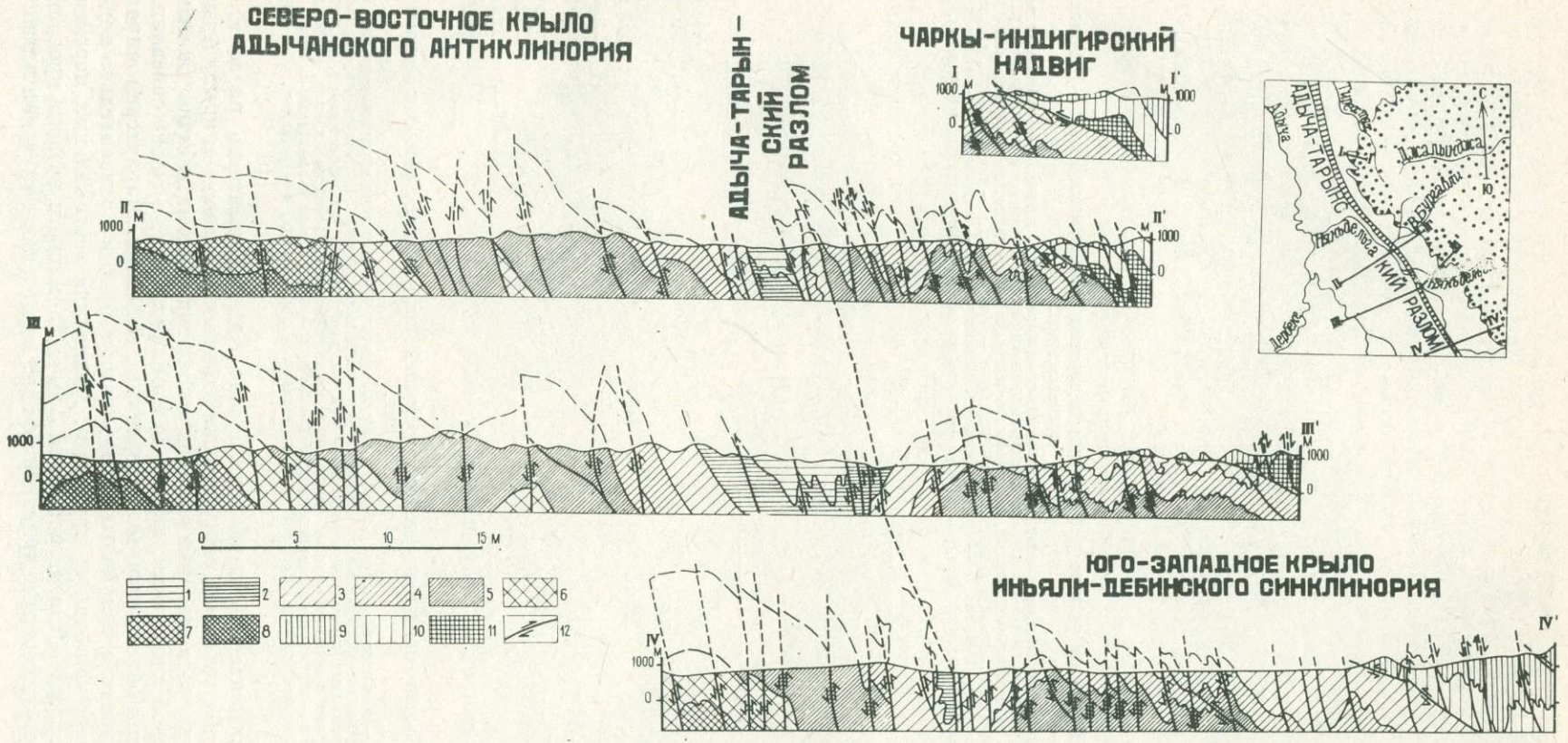


Рис. 24. Геологические разрезы смежных районов Адычанского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория (по А. Н. Вишневскому и др., с дополнениями и изменениями).

1—11 — отложения: *1* — геттанг-синемюрские, *2—6* — норийские (*2* — зона Tosapecten efimovae, *3* — зона Monotis ochotica, *4* — зона Monotis scutiformis, *5* — зона Otapiria ussuriensis, *6* — зона Pinacoceras verchojanicum), *7* — карнийские, *8* — ладинские, *9—11* — юрские в аллохтоне Чаркы-Индигирского надвига (*9* — батские, *10* — байосские, *11* — ааленские), *12* — разломы.

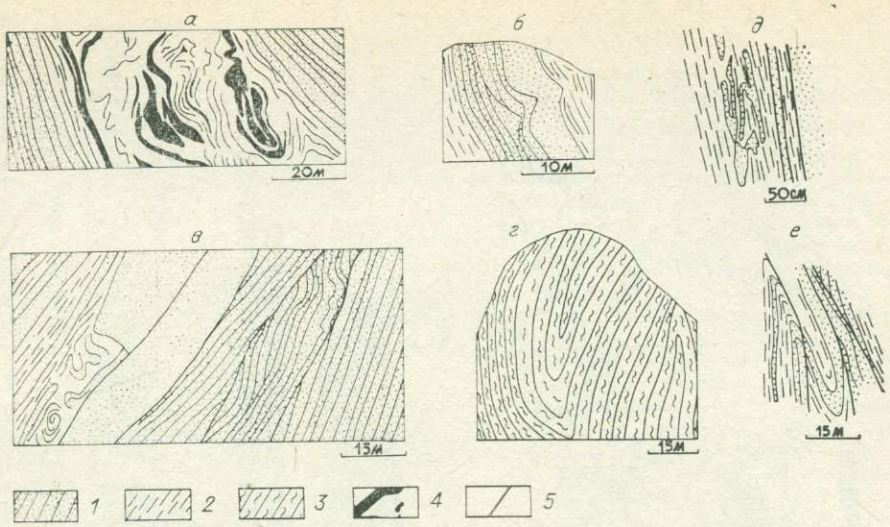


Рис. 25. Наиболее ранние деформации в юрских отложениях Иньяли-Дебинского синклинория.

а, б — подводно-оползневые складки в среднеюрских отложениях р. Артык; *в* — разрывные нарушения, ассоциирующиеся с подводно-оползневыми дислокациями, среднеюрские отложения, р. Артык; *г—е* — изоклинальные складки, формирование которых происходило, по-видимому, синхронно с образованием олистострома и подводных оползней (*г—е* — отложения: *г* — нижнеюрские, р. Артык, *д* — среднеюрские, р. Артык, *е* — среднеюрские, р. Индигирка). *1* — песчаники, *2* — алевролиты, *3* — кремнистые алевролиты и аргиллиты, *4* — песчаники в подводно-оползневом горизонте, *5* — разломы.

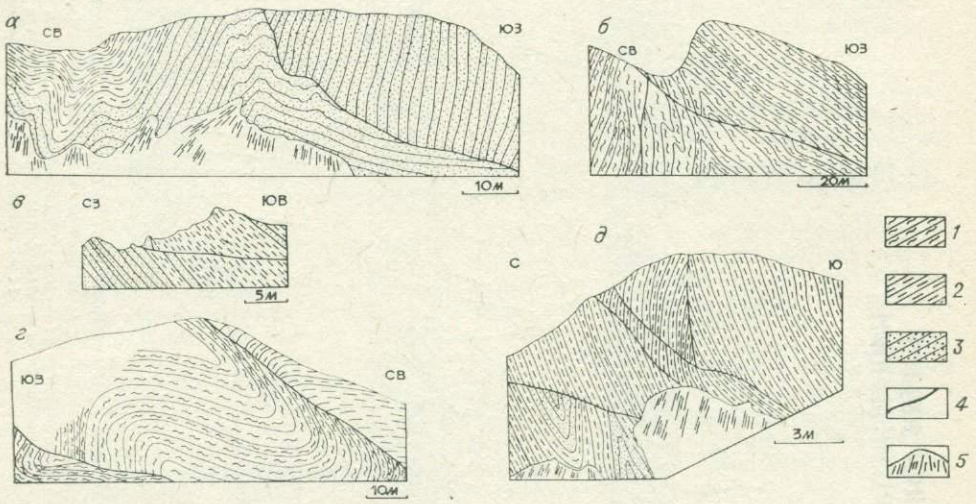


Рис. 26. Надвиговые структуры в юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклинория.

Надвиги: *а* — в отложениях верхов нижней юры, р. Артык; *б* — в нижнеюрских отложениях, срезающий изоклинальные складки, р. Артык; *в* — пологий в среднеюрских отложениях, р. Артык; *г* — верхнетриасовых отложений (северо-восточная часть обнажения) на нижнеюрские, р. Артык; *д* — чешуйчатые в верхнетриасовых отложениях, срезающие изоклинальные складки, район пос. Штурмовой. *1* — кремнистые алевролиты и аргиллиты, *2* — алевролиты и глинистые сланцы, *3* — песчаники и пачки тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, *4* — разломы, *5* — осыпи.

ли, прослеживаемой параллельно зоне Адыча-Тарынского разлома, до юрских включительно, спорадически отмечаемых в лежачем крыле Адыча-Тарынского разлома. Моноклиналь осложнена редкими, обычно сжатыми, продольными складками, вплоть до изоклинальных, а также связанными со сдвигами более поздними поперечными изгибами. Характерно широкое распространение чешуйчатых продольных взбросов с относительно поднятыми северо-восточными крыльями. Амплитуда вертикальных перемещений составляет сотни метров. Зона Адыча-Тарынского разлома прослежена в северо-западном направлении на 450 км от нижнего течения Адычи до

бассейна Индигирки и, по-видимому, уходит далее к юго-востоку и северо-западу. Она расположена согласно складчатым структурам, хотя местами отмечаются плавные изгибы, что способствует выходу на поверхность юрских отложений в лежачем крыле, перекрытых, по-видимому, на большем протяжении разлома отложениями висячего крыла. Зона разлома шириной до 1,5 км выражена серией сближенных взбросов, круто (от 65 до 80°) наклоненных к северо-востоку. Отмечаются рассланцевание и милонитизация шириной до нескольких сотен метров. В висячем крыле разлома всегда обнажаются породы существенно более древние, чем в лежачем. Обычно они представлены отложениями зоны Otapiria ussuriensis, к юго-западу от которых в узких (до первых сотен метров) тектонических клиньях местами устанавливаются отложения зон Monotis scutiformis и Monotis ochotica. Ю. В. Архипов, В. П. Климаш и др. [1981] допускают горизонтальные перемещения по разлому в 30—50 км, величина вертикального — не менее 2 км.

Адыча-Тарынский разлом — важная металлогеническая зона — контролирует размещение сурьмяных месторождений на всем своем протяжении от бассейна Индигирки до низовьев Адычи [Владимиров, 1973; Бергер, 1978; Индолев и др., 1980]. Сходные месторождения и рудопроявления известны на северо-западном и юго-восточном продолжениях разлома, где геологическими методами зона не прослежена, но существование ее вполне вероятно.

Для формирования отложений бургавлинского типа характерно проявление складчатости одновременно с осадконакоплением, что сопровождается образованием олистостромовых горизонтов, стратиграфических перерывов и конгломератов. Примечательно, что в нижней части приостровного склона Японского желоба вскрыты кайнозойские отложения с многочисленными зеркалами скольжения [Initial reports..., 1980], что согласуется с существующими представлениями о тектонике районов та-

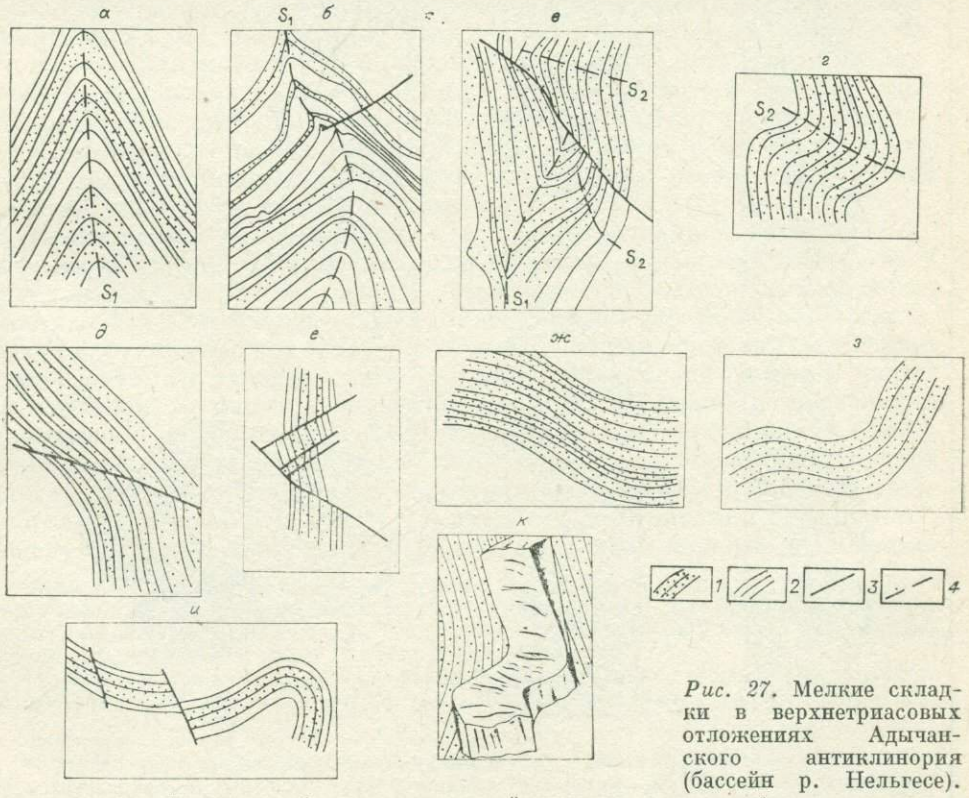


Рис. 27. Мелкие складки в верхнетриасовых отложениях Адычанского антиклинория (бассейн р. Нельгесе).

а — складка первой генерации; *б*, *в* — складки первой генерации, повторно деформированные; *г* — складка второй генерации; *д*, *е* — взбросы, связанные со вторым этапом деформации; *ж*, *з*, *и* — наиболее поздние присдвиговые складки; : — смятая в складку дайка лампрофиров. *1* — песчаники, *2* — алевролиты, *3* — разломы, *4* — следы осевых поверхностей складок.

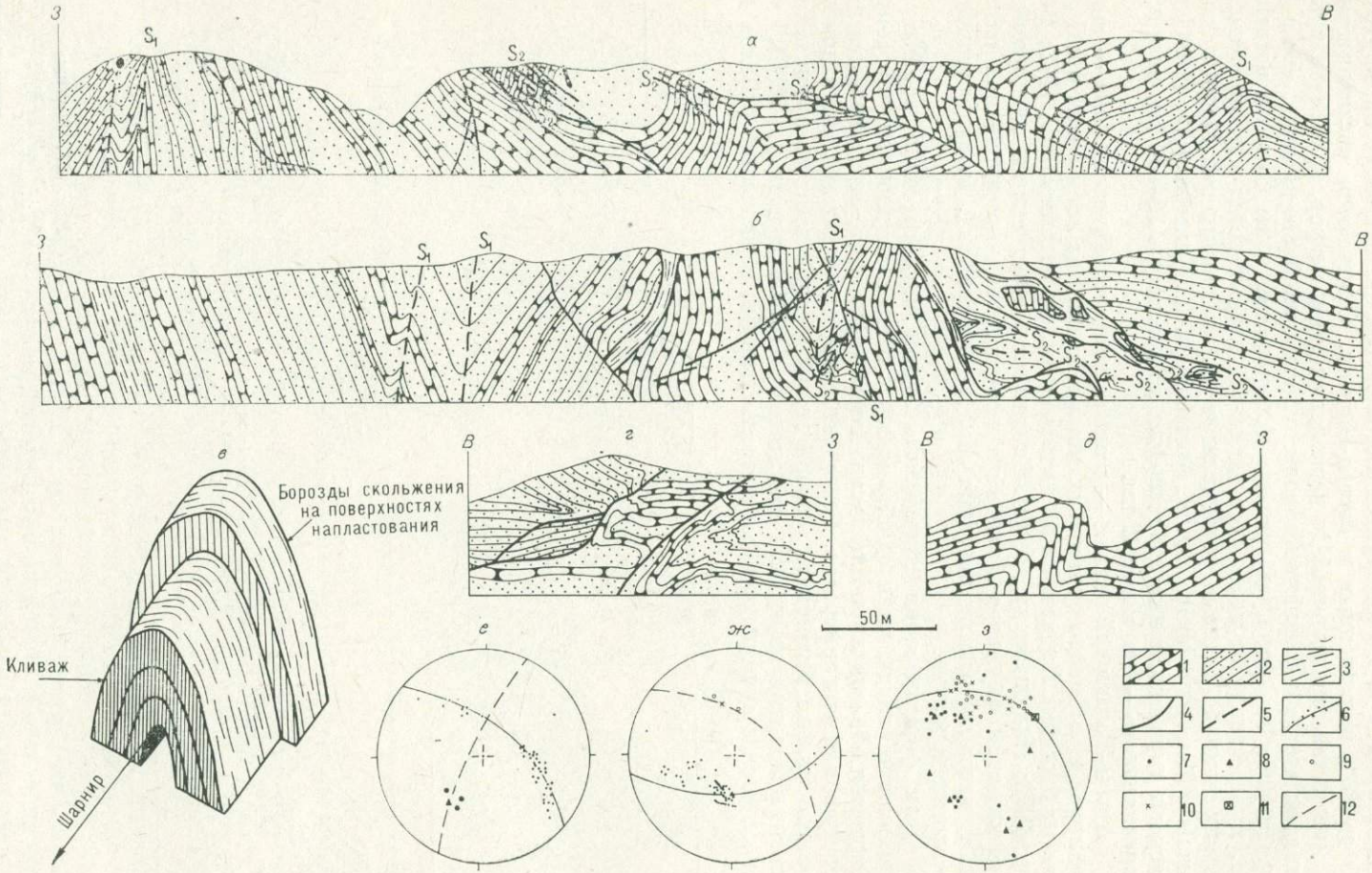

З
В
а
б
в
г
д
е
ж
з
S_1
S_2
Борозды скольжения на поверхностях напластования
Кливаж
Шарнир
50 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Рис. 28. Геологические разрезы и стереограммы складок Адычанского антиклинория (бассейн р. Нельгесе) [Архипов, Парфенов, 1980].

а, б — левый берег р. Нельгесе в 2 (*а*) и 4 км (*б*) ниже устья р. Мадьара; *в* — антиклиналь первой генерации (F_1) в районе устья р. Эментек; *г* — принадвиговые изоклинальные складки, район устья р. Чебуку; *д* — складка второй генерации (F_2), правый берег р. Нельгесе ниже устья р. Мадьара; *е, ж* — стереограммы складок (см. *в, д*); *з* — сводная стереограмма складок F_1 и F_2. *1* — песчаники, *2* — алевролиты, *3* — глинистые сланцы, *4* — разломы, *5* — следы осевых поверхностей складок S_1 и S_2 (на стереограммах — проекция на нижнюю полусферу сетки Вульфа), *6*—полюса к слоистости, *7, 8* — линейность (*7* — параллельная шарнирам складок F_1, *8*— шарниры этих же складок), *9, 10* — то же, для складок F_2, *11* — шарнир смятых в складки даек, *12*— осевые поверхности складок.

кого типа. Складчатость, фиксируемая угловым несогласием, отмечается лишь вблизи границы зон Monotis ochotica и Monotis scutiformis. Наличие олистостромовых горизонтов среди более древних отложений позволяет предполагать спорадические проявления складчатости в течение всего норийского времени. Они выражаются в образовании лежачих изоклинальных складок и достаточно своеобразны. По аналогии с активными окраинами современных континентов, следует ожидать, что складчатость норийского возраста ассоциировалась с образованием синхронных им пологих надвигов, местами устанавливающихся в обнажениях. Они могут иметь существенное значение в общей структуре Тас-Хаяхтахского и Момского антиклинориев.

Образование Чаркы-Индигирской системы надвигов отмечается первым регионально проявленным угловым несогласием, которое отчетливо выражено в пределах Тас-Хаяхтахского и Момского антиклинориев. В связи с этим можно полагать, что формирование надвигов и шарьяжей обусловлено столкновением Алазейской островной дуги с окраиной континента, на которой формировались отложения верхоянского комплекса. В процессе коллизии океаническая кора (существование ее в прошлом следует предполагать) была поглощена в районе зоны Адыча-Тарынского разлома *. С последующим развитием связано оформление современной структуры района: образование асимметричных систем складок, осложненных взбросами; деформация ранее сформированных надвигов в пределах Иньяли-Дебинского синклинория и его юго-западного борта; формирование чешуйчатых взбросов и общего строения северо-восточного крыла Адычанского антиклинория. Существенное различие в стиле складчатых деформаций по разные стороны Адыча-Тарынского разлома, в том числе обусловленных коллизией, следует связывать с разной кинематикой надвигаемого и поддвигаемого блоков.

К юго-западу от зоны Адыча-Тарынского разлома в пределах Яно-Колымской системы устанавливается отчетливая зональность складчатой структуры. Для западных районов характерны сравнительно простые широкие (до 10—15 км) и протяженные (до 150—200 км) линейные складки, обычно опрокинутые в сторону платформы. В Адычанском антиклинории, отделяющемся от западной зоны Сартанг-Дербекинской системой надвигов [Архипов, Волкодав и др., 1981], картируются узкие (до нескольких километров) линейные складки с ундулирующими шарнирами. Специфичны резкие (почти под прямым углом) изменения в простирании пучков складок, как бы окаймляющих изометричные участки с куполо- и мульдообразным залеганием. Эти структурные особенности, по-видимому, и послужили основанием для выделения здесь зоны пологих дислокаций.

Для изучения особенностей складчатой структуры Адычанского антиклинория автор совместно с Ю. В. Архиповым и А. М. Трущелевым в 1978 г. провел специальные структурные исследования вдоль р. Нельгесе, пересекающей зону вкрест простирания примерно в центральной части [Архипов, Парфенов, 1980].

Видимые в обнажениях складки размером в поперечнике от нескольких десятков сантиметров до первых сотен метров (рис. 27) сопровождаются кливажем и линей-

* В настоящее время данные о наличии в этом районе ископаемой океанической коры отсутствуют. В этом плане заслуживают внимания результаты исследований В. И. Бергера и др. [1979], согласно которым источником свинца сурьмяных и других месторождений района являются породы основного состава; присутствие их следует предполагать на глубине.

ностью различного типа. Образование их связано с несколькими этапами деформаций. Наиболее ранними являются цилиндрические сжатые складки с увеличенной мощностью слоев в ядрах и почти вертикальными осевыми поверхностями (рис. 28, *а—в*). Шарниры их имеют различную ориентировку, что обусловлено наложенной деформацией. Об этом свидетельствует широкое распространение деформированной линейности, параллельной шарнирам ранних складок. Наложенная деформация обусловлена надвигами. Она выражена в изгибании осевых поверхностей ранних складок, которые приобретают пологий наклон к северо-востоку, и образовании новых асимметричных складок. Угловатая в разрезе форма этих складок свидетельствует о их возникновении в уже консолидированных породах. В зонах надвигов отмечаются изоклинальные лежачие складки. Более поздние деформации обусловлены поперечными сдвигами.

Приведенные данные указывают, во-первых, на общее увеличение интенсивности складчатости Яно-Колымской системы при движении от платформы к внутренним ее частям (рис. 29) и, во-вторых, на раннее ее проявление в восточной части с последующим продвижением в сторону платформы. Причем более поздние эпизоды складчатости накладывались на ранее сформированные складки, усложняя и видоизменяя их (рис. 30). По направлению к платформе происходит «омоложение» возраста надвигов. Наиболее молодой возраст имеет Западно-Верхоянская система надвигов, по которой проходит граница с Предверхоянским краевым прогибом. Формирование их относится, по-видимому, к апту и связано с оформлением складчатой структуры Верхоянского антиклинория и образованием горного сооружения. Первый снос обломочного материала в Предверхоянский прогиб, как уже отмечалось выше, фиксируется с аптского времени. Отдельные подвижки здесь происходили, по-видимому, вплоть до кайнозоя. Амплитуда горизонтальных смещений по этим надвигам, согласно гравиметрическим данным, составляет 20—90 км [Литинский, 1980]. Об этом же свидетельствуют результаты палеомагнитных исследований Сибирской платформы и Западного Верхоянья [Родионов, Слауцитайс,1976; Родионов и др., 1977; Писаревский, Иосифиди, 1981], которые находят удовлетворительное объяснение, если предположить поворот Сибирской платформы относительно Верхоянья на угол около 60°.

С формированием складчатой структуры рассматриваемого района тесно связаны орогенные образования различного типа и возраста. К раннеорогенным относится Уяндинско-Ясачненский вулканический пояс [Матвеенко, 1960; Некрасов, 1962; Мерзляков, 1971; Гринберг и др., 1974; Гусев, 1979]. Он протягивается почти на 900 км непрерывной полосой от р. Уяндины на северо-западе до р. Ясачной на юго-востоке. Пояс состоит из ряда грабенов, наложенных на сложноскладчатые палеозойские и раннемезозойские комплексы Тас-Хаяхтахского, Момского и южную часть Приколымского антиклинориев. Отдельные поля сходных по составу и возрасту образований располагаются в пределах Полоусненского и Улахан-Тасского антиклинориев. Использование термина «грабен» применительно к ограниченным разломами участкам пояса не совсем удачно, так как эти разломы представляют собой взбросы, переходящие местами в пологие надвиги, а толщи пояса повсеместно образуют линейные складки различной сложности. Тем не менее в дальнейшем изложении он сохранен, поскольку такое обозначение укоренилось в данном районе.

Мощность вулканогенно-осадочных образований пояса изменяется от нескольких сотен до 3 500 м. Существенно варьируют от грабена к грабену и соотношения между осадочными породами и вулканитами: в ряде грабенов вулканиты составляют 80—100% разреза, в других — всего 10—30% разреза. Осадочные породы переслаиваются с вулканитами, а также слагают отдельные выдержанные свиты мощностью до нескольких сотен метров. Они представлены прибрежно-морскими и морскими мелководными вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, а также гравелитами, конгломератами и брекчиями с обильными остатками мелководной морской фауны оксфорд-кимериджского возраста и флористическими остатками.

Среди вулканитов преобладают андезиты, постоянно встречаются базальты, андезито-базальты и более кислые разности, вплоть до липаритов. Характерно широкое распространение туфов различного типа и состава, агломератов. Коэффициент эксплозивности изменяется от грабена к грабену: от 12 до 100%, но обычно высок — 50—60%. Все породы несут отчетливые следы зеленокаменных изменений. Наряду с лавами и их туфами широко распространены субвулканические образования, представлен-

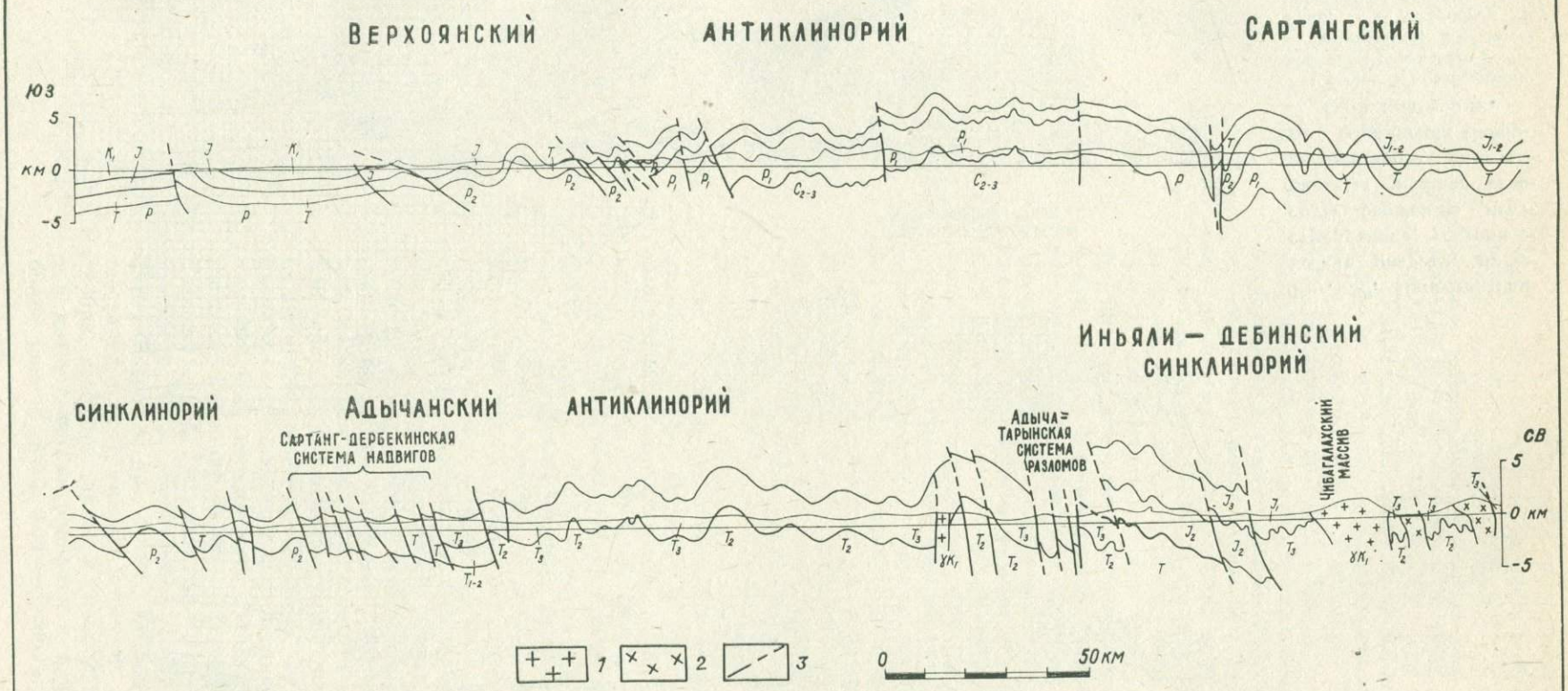


Рис. 29. Геологический разрез через центральную часть северо-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы.
1 — граниты, *2* — гранодиориты, *3* — разломы.

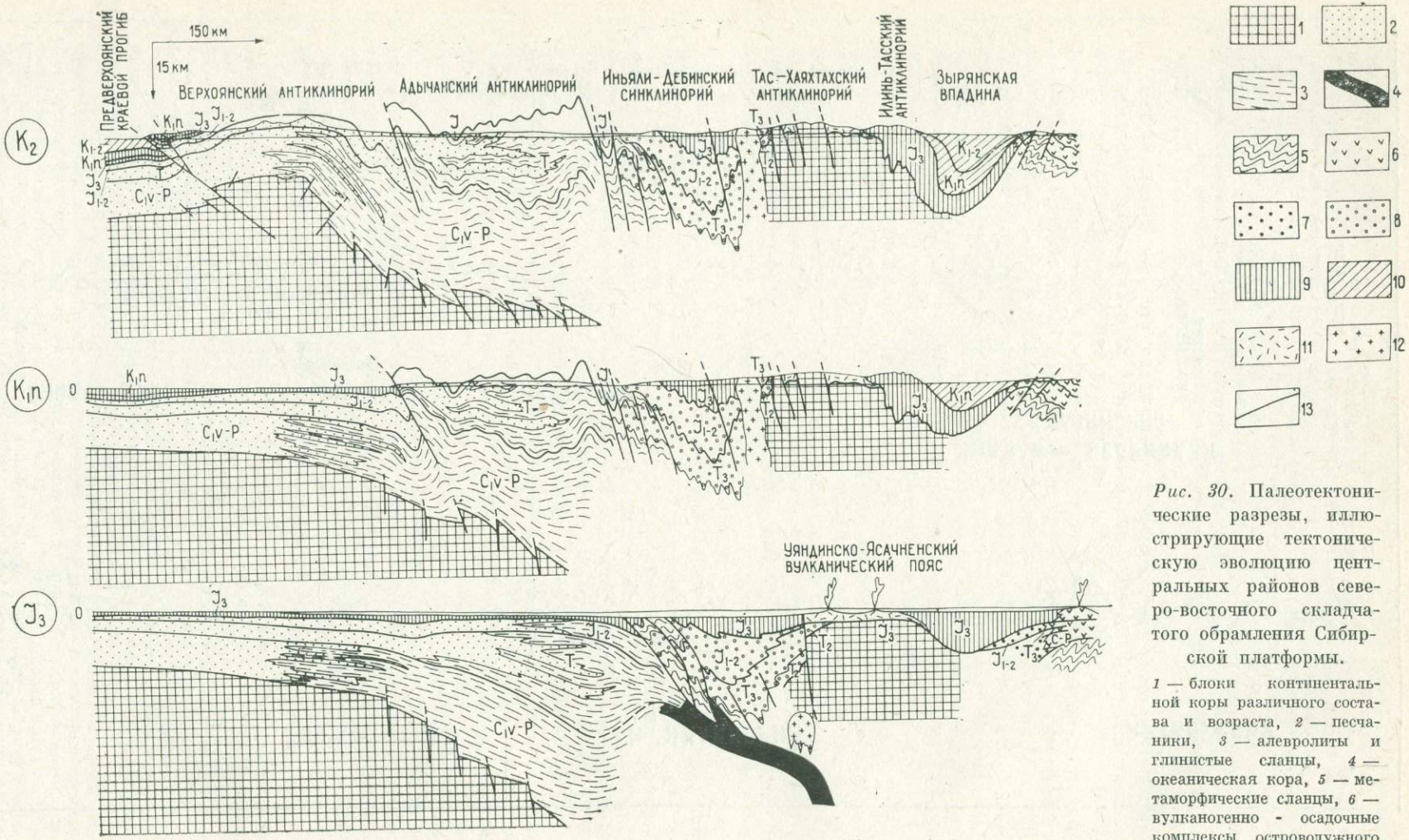
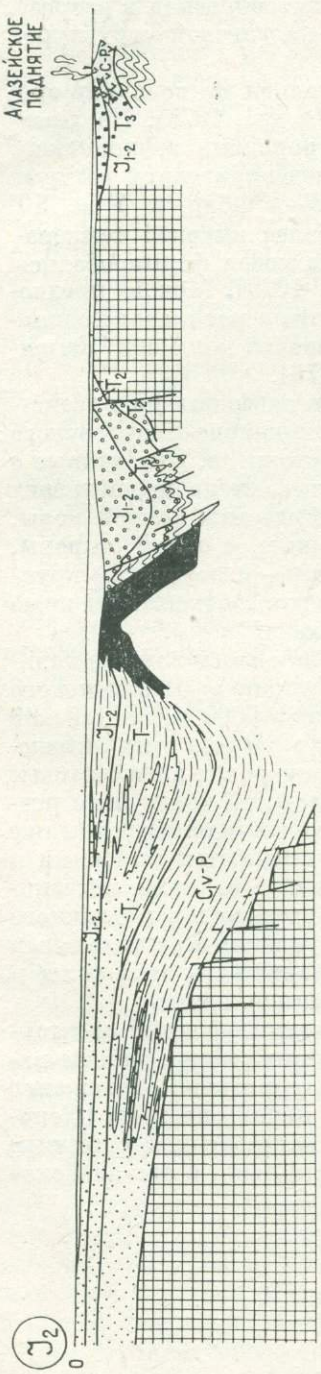


Рис. 30. Палеотектонические разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию центральных районов северо-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы.

1 — блоки континентальной коры различного состава и возраста, *2* — песчаники, *3* — алевролиты и глинистые сланцы, *4* — океаническая кора, *5* — метаморфические сланцы, *6* — вулканогенно - осадочные комплексы островодужного



типа, *7*, *8* — отложения предгутовых прогибов первого (*7*) и второго (*8*) типов, *9* — нижняя моласса, *10* — верхняя моласса, *11* — вулканиты различного состава, *12* — граниты, *13* — разломы.

ные дайками и экструзивными телами диабазов и липаритов. Вулканиты принадлежат известково-щелочной серии. Они характеризуются низкой титанистостью, наличием высокоглиноземистых разностей (содержание Al_2O_3 в андезито-базальтах до 18%), преобладанием CaO над MgO и Na_2O над K_2O.

Уяндинско-Ясачненский пояс рассматривался в качестве вулканической островной дуги [Парфенов, 1975; Парфенов, Натальин, 1977; Натапов и др., 1977]. По составу слагающих образований он сходен с вулканическими островными дугами. Такому сопоставлению, однако, противоречат небольшой возраст пояса, который моложе большей части разреза верхоянского комплекса, и его большая (до нескольких сотен километров ширина, не характерная для островных дуг (не превышает 100 км). Возникновение Уяндинско-Ясачненского пояса, формированию которого предшествовала складчатость в пределах Момско-Полоусненской системы поднятий, следует связывать с коллизией континентального блока и островной дуги, в результате чего произошло резкое возрастание угла наклона погружающейся под дугу пластины океанической коры и как следствие — резкое смещение зоны активного вулканизма по направлению к континентальному блоку. Отмечаемое увеличение щелочей в вулканитах Уяндино-Ясачненского пояса с юго-запада на северо-восток согласуется с приведенной интерпретацией [Натапов и др., 1977]. По своему тектоническому положению он сходен с коллизионными или, правильнее, эпиколлизионными вулканическими поясами, возникающими в зонах столкновения крупных континентальных блоков, выделенных ранее в обрамлении Монголо-Охотской складчатой системы [Парфенов и др., 1979, 1981].

Со следующим этапом коллизии может быть связано образование двух поясов гранитных батолитов: Главного, протягивающегося параллельно Момскому и Тас-Хаяхтахскому антиклинориям, и Северного, параллельного Полоусненскому и Улахан-Тасскому антиклинориям. Оба прослеживаются вдоль всей Момско-Полоусненской системы поднятий, несколько сдвигаясь относительно нее и Уяндинско-Ясачненского вулканического пояса в сторону смежных прогибов. Возраст гранитоидов определяется как позднеюрско-неокомовый или неокомовый. Наиболее изучены массивы Главного пояса [Матвеенко, 1960; Еловских, 1968; Геология СССР, т. XXX, 1970; Гринберг, 1973; Загрузина, 1977; Соболев, 1979; Флеров и др., 1979]. Батолитам предшествуют дайки, силлы, штоки и лакколиты габбро, габбро-диоритов и кварцевых диоритов, которые рассматриваются в качестве наиболее ранней фазы или обособляются в са-

мостоятельный комплекс. Среди собственно батолитов различаются массивы двух типов: сложенные высокоглиноземистыми двуслюдяными, биотитовыми адамеллитами и гранитами с гранатом, кордиеритом и силлиманитом и сложенные биотитовыми и роговообманково-биотитовыми адамеллитами и гранитами повышенной известковистости [Геология СССР, т. XXX, 1970; Соболев, 1979]. Гранитоиды первого типа располагаются преимущественно в пределах аргиллит-алевролитовых толщ прогибов, а второго (несколько более поздние) пространственно смещены в сторону поднятий. Гранитоиды «секут» складчатые структуры, местами залечивая ранние надвиги. Вместе с тем они «секутся» более поздними надвигами и сдвигами. Форма плутонов, линейная в плане и плитообразная в разрезе, простирание их согласуются с общей складчато-надвиговой структурой вмещающих толщ.

Глубина формирования гранитоидов, рассчитанная по величине эрозионного среза, оценивается в 2,5 км [Измайлов и др., 1975]. По химическому составу они сходны с вмещающими их породами верхоянского комплекса [Серебряков, 1972; Соболев, 1979], с переплавлением которых связывается образование при $P_{общ} = P_{H_2O} = 3—4$ кбар и $T = 750°$ высокоглиноземистых гранитов. При несколько более высокой температуре и участии в плавлении карбонатных пород палеозоя формировались граниты повышенной известковистости [Соболев, 1979]. Можно предполагать, что условия плавления и генерации гранитных расплавов возникли в висячем крыле надвигов в процессе развивавшейся коллизии, например, как это трактуется П. Ле Фортом [Le Fort, 1975].

Б. Л. Флеров с соавторами [1979] обращают внимание на преемственность составов позднеюрских вулканитов Уяндинско-Ясачненского пояса, комплекса малых интрузий и гранитных батолитов. Эти данные о связи батолитов с андезитовым магматизмом указывают на перемещение фронта магмообразования из мантии в верхние горизонты земной коры, обусловленное разогревом глубинных зон, связанным, с одной стороны, с подъемом горячей андезитовой магмы, а с другой — с развитием крупных надвигов. Положение гранитных поясов примерно соответствует краю поддвинутой под аккреционный клин континентальной коры.

К раннеорогенному этапу, связанному с началом коллизии, по-видимому, относится также формирование в тылу Уяндинско-Ясачненского пояса протяженного (700 км) прогиба мощной (около 6000 м) бастахской серии волжского возраста [Красный, 1975]. В низах разреза этих отложений преобладают относительно глубоководные алевролит-аргиллитовые толщи (около 2000 м) массивной и параллельно слоистой текстуры с редкими остатками мелких гастропод, накопление которых происходило ниже уровня воздействия волн. Выше по разрезу они сменяются морскими и прибрежно-морскими алевролитами и аргиллитами с пачками песчаников, редкими линзами конгломератов с галькой вулканитов различного состава, маломощными пластами углей и углефицированным растительным детритом. С продолжением коллизии связана складчатость этих толщ и образование на месте прогиба Илинь-Тасского антиклинория.

Формирование горных сооружений и сопряженных с ними межгорных прогибов, относящихся к позднеорогенному этапу, также раньше началось в северо-восточной части рассматриваемой территории. Заложение Зырянской и Момской впадин относится к самому началу неокома [Копорулин, 1979], а Предверхоянского прогиба, как сопряженной с горным сооружением компенсационной впадины, произошло лишь в апт-альбское время.

ГЛАВА 4

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В РАЙОНЕ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

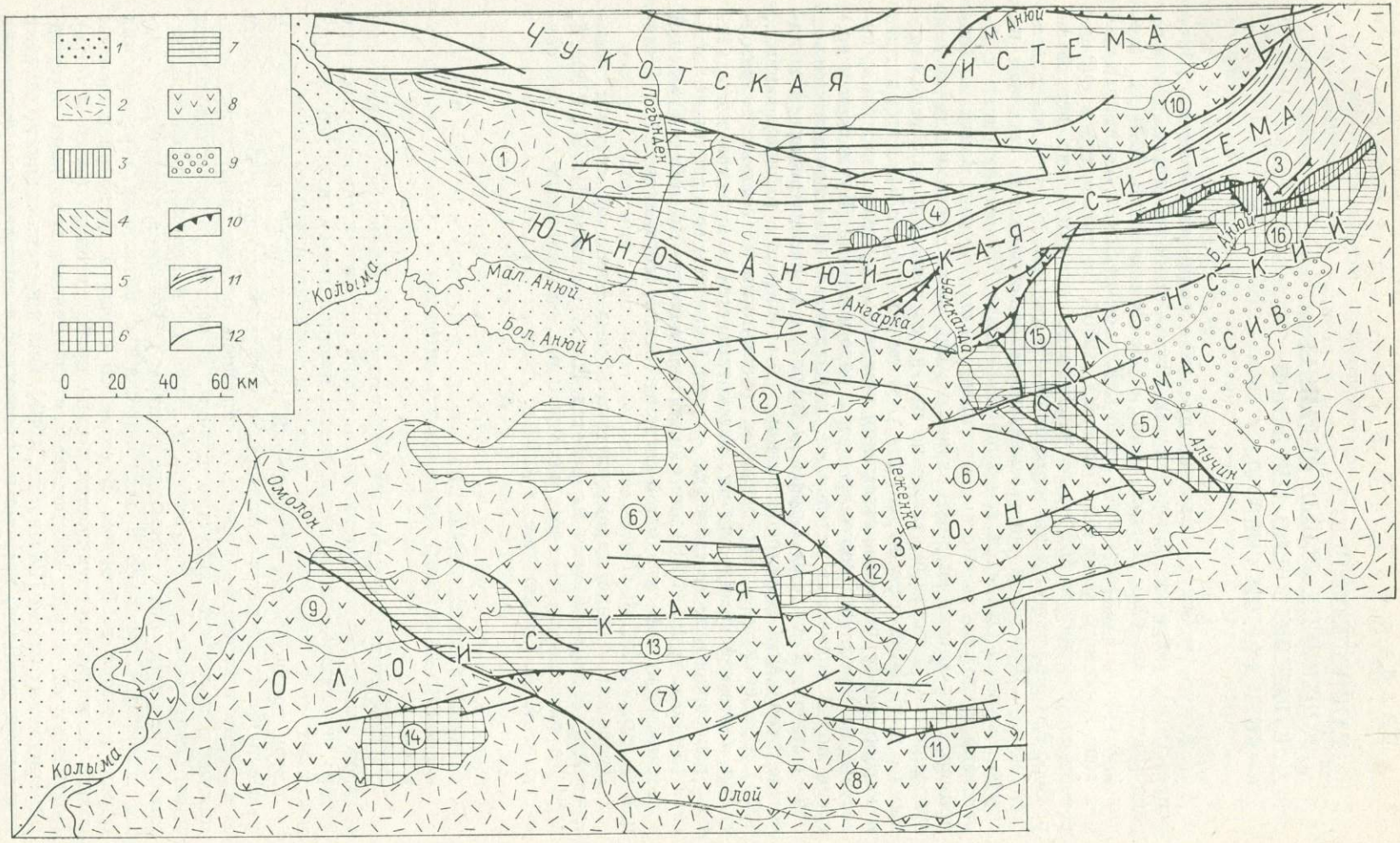
Южно-Анюйская эвгеосинклинальная складчатая система [Парфенов, 1975], ранее выделявшаяся как Южно-Анюйский прогиб шовного типа [Радзивилл, 1964; Довгаль и др., 1966; Сеславинский, 1970], Гремучинский прогиб [Тильман и др., 1969], Южно-Анюйская геосинклинальная зона короткого развития [Красный, 1976], протягивается в субширотном направлении на 400 км от р. Колымы на западе до верховьев р. Бол. Анюй на востоке при ширине 40—80 км (рис. 31). Она располагается между Чукотской миогеосинклинальной складчатой системой на северо-востоке и Олойской зоной на юго-западе. Чукотская система образована преимущественно терригенными толщами триаса; местами (например, Раучуанская впадина) разрез наращивается юрскими и меловыми отложениями. Триасовые отложения иногда согласно подстилаются сходными с ними по составу пермскими [Аркавый и др., 1975]. Карбонатные и карбонатно-терригенные отложения нижнего — среднего палеозоя, известные на Чукотском полуострове и в ряде поднятий (Куульском и др.) среди полей триасовых отложений, принадлежат миогеосинклинальной зоне складчатой системы Брукса — Врангеля и рассматриваются в качестве фундамента Чукотской системы [Тектоническое районирование..., 1979]. Олойская зона, образованная различными по составу палеозойскими и мезозойскими толщами, рассматривается в качестве погруженного и переработанного северного склона Омолонского срединного массива [Аникеев и др., 1970] или включается в состав Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатой системы [Шило, Мерзляков, 1972; Тильман и др., 1975, 1977].

Приводимая ниже характеристика Южно-Анюйской системы основывается главным образом на работах Б. А. Натальина [1979б, 1980а, б, 1981] и результатах полевых исследований, выполненных автором совместно с Б. А. Натальиным в 1977 г.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В ее составе выделяются верхнеюрские вулканогенно-кремнистые образования, сланцево-граувакковые толщи неокома, а также полосчатые габбро и альпинотипные гипербазиты, предполагается наличие доверхнеюрских геологических комплексов эвгеосинклинального типа.

Среди верхнеюрских образований в низах разреза преобладают шаровые лавы измененных базальтов, с которыми ассоциируются зеленые и красные кремнистые породы, содержащие остатки радиолярий, глинистые и кремнисто-глинистые породы. В верхах разреза доминируют плохо сортированные граувакки, алевролиты и глинистые сланцы, заключающие вулканиты основного состава. Отмечаются горизонты и линзы гравелитов, брекчий и конглобрекчий с обломками верхнеюрских пород, а также габброидов. В связи со сложной дислоцированностью толщи мощность ее оценивается весьма приблизительно (около 1500 м). Позднеюрский возраст обосновывается единичными находками оксфорд-кимериджских бухий [Радзивилл, 1964]. Она прорвана силлами, дайками и штоками диабазов, которые не проникают в вышележащие отложения неокома. Вулканогенно-осадочные и интрузивные образования повсеместно метаморфизованы в фации зеленых сланцев, среди которых отмечены


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
0 20 40 60 км
ЧУКОТСКАЯ СИСТЕМА
ЮЖНО АНЮЙСКАЯ СИСТЕМА
ЯБЛОНОСКИЙ МАССИВ
ОЛОЙСКАЯ ЗОНА
Колыма
Мал. Анюй
Бол. Анюй
М. Анюй
Б. Анюй
Погындэн
Ангарка
Чаркандя
Пежения
Алучин
Омолон
Олой
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

находки глаукофана и лавсонита [Пинус, Стерлигова, 1973; Натальин, 1981]. Вулканиты и диабазы по своему химическому составу соответствуют базальтам; на петрохимических диаграммах SiO_2—FeO*/MgO и FeO*—FeO*/MgO их фигуративные точки располагаются в полях океанических толеитов [Натальин, 1981].

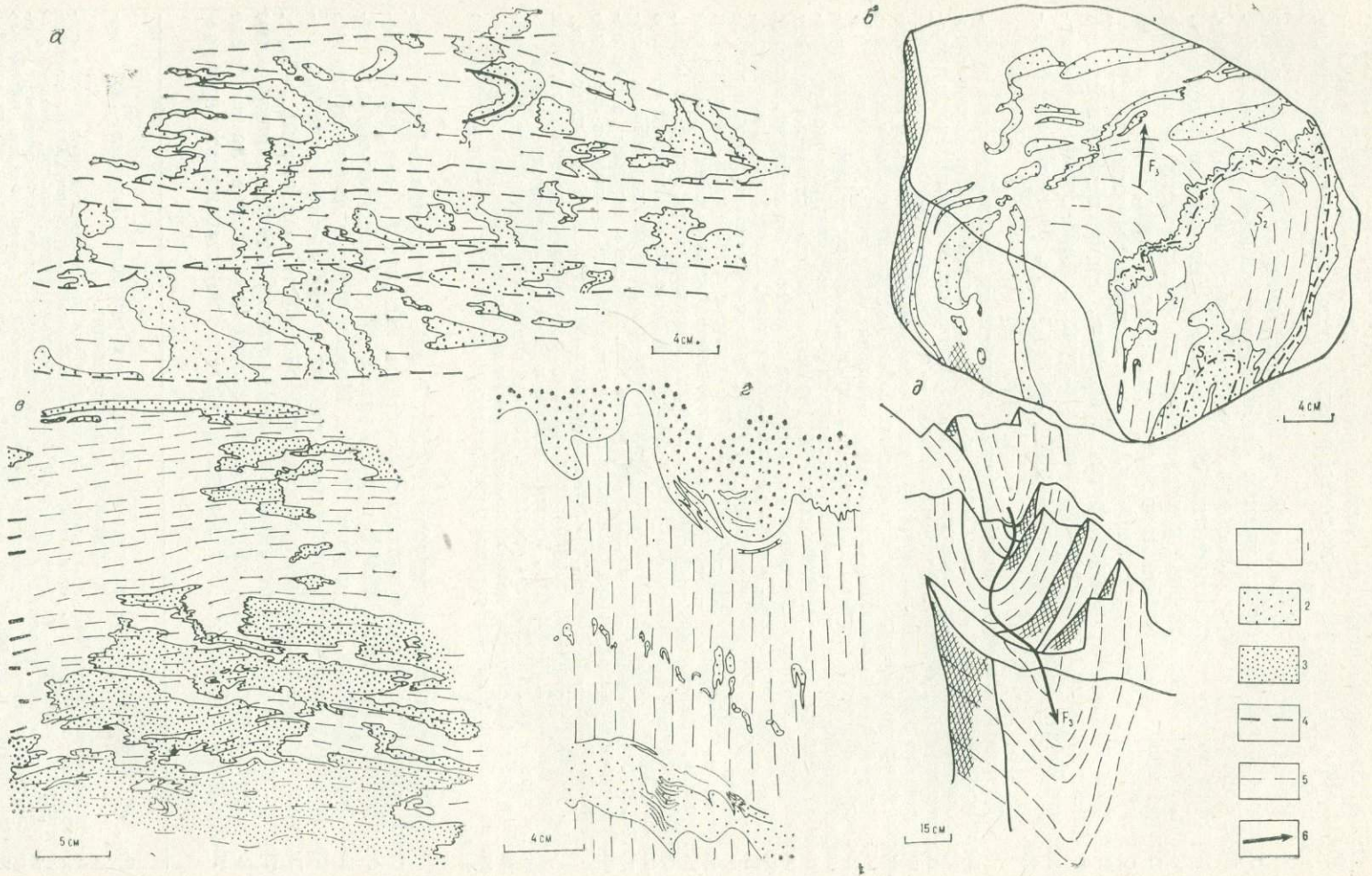
Верхнеюрские образования на большей площади Южно-Анюйской системы согласно перекрываются сланцево-граувакковой флишевой толщей (около 1500 м) с остатками берриас-валанжинских бухий; лишь местами между ними отмечается слабое угловое несогласие [Сеславинский, 1970]. Близ северной и южной границ в составе этих отложений иногда появляются грубообломочные породы, ракушняки. Выше, местами с размывом и угловым несогласием, залегает толща песчаников (до 1200 м), которым подчинены конгломераты, гравелиты, алевролиты, аргиллиты и линзы каменных углей готеривского возраста. Характерны многочисленные остатки аммоноидей, гастропод, иноцерамов, растительные остатки.

До недавнего времени многие исследователи полагали, что верхнеюрские вулканогенно-кремнистые образования Южно-Анюйской системы залегают на песчано-сланцевых отложениях триаса, аналогичных одновозрастным отложениям Чукотской миогеосинклинальной системы. Эти представления — основа получившего широкое распространение вывода о рифтогенной природе Южно-Анюйского прогиба. В настоящее время данные о распространении в пределах Южно-Анюйской системы такого типа отложений триаса ставятся под сомнение [Сеславинский, 1970, 1972; Натальин, 1981]. В центральной части системы, в бассейне р. Уямканда, известны находки позднетриасовых Halobia, Otapiria и Monotis во флишевых сланцево-песчаных отложениях [Довгаль, Палымский, 1972]. С. М. Тильман [1973] указывает на находки позднетриасовых органических остатков в бассейнах рек Уямканда и Мони в образованиях, сходных по составу с верхнеюрскими. На северо-восточной окраине, в бассейне р. Пенвельвеем, В. С. Дегтяревым установлены верхнетриасовые, нижнеюрские и средневерхнеюрские отложения. Верхнетриасовые представлены туфогенными песчаниками, кремнистыми алевролитами, туфами, гравелитами и мелкогалечными конгломератами с норийскими монотисами, нижнеюрские — граувакками, туфами и гравелитами с остатками флоры, средневерхнеюрские — конгломератами с галькой вулканитов основного и среднего состава, кремнистыми алевролитами и гравелитами с остатками келловейских аммонитов. В северной части системы, на левобережье Мал. Анюя, в известняках с прослоями хлорит-кремнистых пород, залегающих среди измененных вулканитов основного и среднего состава, установлены остатки кораллов визейского возраста [Сизых и др., 1977]. В верхнеюрских конгломератах и брекчиях с туфогенным цементом отмечены обломки основных вулканитов, кремней, габбро и серпентинизированных гипербазитов [Сизых и др., 1977; Натальин, 1981]. Плохая сортировка и угловатая форма обломков свидетельствуют о местном происхождении обломочного материала и указывают на наличие в составе системы доверхнеюрских комплексов эвгеосинклинального типа.

Габброиды слагают крупный (100×7 км) Громаднинско-Вургувеемский массив на востоке складчатой системы, вытянутой согласно с ее простиранием [Натальин, 1981], и ряд более мелких согласных тел в западной части [Пинус, Стерлигова, 1973]. Массив сложен преимущественно полосчатыми амфиболизированными габбро и габбро-амфиболитами, отмечаются слабо измененные габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро, троктолиты, плагиограниты и кварцевые диориты, а также серпентиниты и амфиболизированные пироксениты, слагающие мелкие линзовидные тела среди габброидов. Все породы в той или иной степени затронуты ме-

Рис. 31. Южно-Анюйская складчатая система и ее обрамление [Натальин, 1981, с дополнениями и изменениями].

1 — кайнозойские отложения, *2* — Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс и поля синхронных с ним вулканитов и гранитоидов, *3* — фрагменты базитового фундамента Южно-Анюйской системы, *4* — мезозойские вулканогенно-осадочные образования Южно-Анюйской системы, *5* — триасовые отложения Чукотской системы. Олойская зона Алазейско-Олойской системы: *6* — палеозойские образования, *7* — триас-среднеюрские образования (на северном склоне Яблонского массива, включая и верхнеюрские), *8* — верхнеюрско-неокомовые образования впадин (включая Нутесынскую на юге Чукотской системы), *9* — баррем-аптские отложения Айнахкургенской впадины, *10* — надвиги и взбросы, *11* — сдвиги, *12* — разломы, ближе неопределенные.
Цифрами в кружках обозначены впадины: 1 — Камешковская, 2 — Мангазейская, 5 — Вукваамская, 6 — Ненканская, 7 — Тантынская, 8 — Олойчанская, 9 — Конгуинская, 10 — Нутесынская; массивы: 3 — Громаднинско-Вургувеемский, 4 — Уямкандинский; поднятия: 11 — Надежинское, 12 — Пежинское, 13 — Курьячанское, 14 — Сиверское, 15 — Алучинское, 16 — Яракваамское.


а
4см
б
F_3
S_2
S_1
4см
в
5см
г
4см
д
F_3
15см
1
2
3
4
5
6

таморфизмом зеленосланцевой фации. Габброиды мелких тел западной части системы и Громаднинско-Вургувеемского массива практически не отличаются друг от друга. Гипербазиты представлены апогарцбургитовыми, аполерцолитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Г. В. Пинусом и В. Е. Стерлиговой среди них обнаружены эклогитоподобные породы.

Гипербазиты и габброиды большей частью имеют тектонические контакты с вмещающими верхнеюрскими вулканогенно-кремнистыми образованиями. Лишь в одном месте, в верховьях Бол. Анюя, Б. А. Натальиным обнаружено несогласное с конглобрекчиями и брекчиями в основании налегание верхнеюрских образований на измененные габброиды Громаднинско-Вургувеемского массива. В составе обломков устанавливаются плагиограниты, амфиболизированные габбро и ультраосновные породы.

Тесная пространственная ассоциация габброидов, гипербазитов и вулканогенно-кремнистых образований позволяет объединить их в офиолитовый комплекс. Присутствие лавсонит-глаукофановых сланцев и эклогитов указывает на высокие давления при вторичных преобразованиях пород и их возможную связь с палеозоной Беньофа.

Структура Южно-Анюйской складчатой системы характеризуется исключительной сложностью [Натальин, 1980б, 1981]. Устанавливаются несколько генераций складок и разновозрастные системы разломов (рис. 32). Наиболее ранние складки, которые синхронны с метаморфизмом низких ступеней амфиболитовой фации, установлены в гипербазитах и габброидах. На них наложены скадки и связанные с ними чешуйчатые надвиги следующей генерации, которые захватывают вулканогенно-кремнистые породы позднеюрского возраста и неокомовые сланцево-граувакковые толщи. Можно предполагать, что эти складки образовывались в течение длительного времени. Б. А. Натальин отмечает более простую их морфологию в готеривских граувакках, чем в подстилающих берриас-валанжинских граувакково-сланцевых и верхнеюрских вулканогенно-кремнистых толщах, причем между всеми толщами наблюдаются постепенные переходы. Отчетливо выражены структурные формы следующего этапа деформаций, которые накладываются на все предыдущие и в значительной степени их затушевывают. Они представлены сжатыми и изоклинальными складками, осевым поверхностям которых параллельна регионально развитая сланцеватость, транспозиционными структурами, местами переходящими во вторичную тектоническую полосчатость, взбросами и надвигами, которые наиболее отчетливо проявлены по обрамлению системы. Все они были сформированы в короткий временной интервал: от конца неокома до начала апта, поскольку аптские образования уже не деформированы. В результате заключительной деформации все плоскостные структурные формы были переориентированы и приобрели субвертикальные залегания. Неокомовые флишевые толщи слагают узкие ограниченные разломами пластины. Не ясно, формировались ли они в пределах изолированных прогибов или являются растащенными по надвигам частями единого прогиба.

Рис. 32. Соотношение складок различной генерации в нижнемеловых отложениях Южно-Анюйской складчатой системы [Тектоническое районирование..., 1979].

а — наложение на складки первой генерации (S_1 — схематическое положение осевых плоскостей) складок второй, сопровождающихся сланцеватостью S_2, параллельной осевым плоскостям складки, которые растащены по зонам скольжения, субпараллельным сланцеватости S_2 (транспозиционная структура); *б* — пример трехкратных наложенных складчатых деформаций (S_1 — схематическое положение осевой плоскости складок первой генерации; S_2 — сланцеватость, параллельная осевым плоскостям складок второй генерации, F_3 — шарниры простых складок третьей генерации, образованных сланцеватостью S_2); *в* — двукратная складчатая деформация, искажающая первичное соотношение филлитов и измененных туфов; *г* — более интенсивные складчатые деформации маломощного прослоя песчаника по сравнению с деформациями прослоев песчаников большей мощности; зернистость в последних уменьшается к центральной части рисунка, что указывает на принадлежность их к разным крыльям одной складки; *д* —изогнутый шарнир синформной складки (F_3), образованной сланцеватостью в филлитах. *1* — филлиты и глинистые сланцы, *2* — песчаники, *3* — метаморфизованные в зеленосланцевой фации туфы среднего и основного состава, *4* — зоны скольжения, *5* —сланцеватость, *6* — шарниры складок.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИСТЕМЫ В ЛАТЕРАЛЬНОМ РЯДУ СОПРЯЖЕННЫХ С НЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В пределах Олойской зоны Алазейско-Олойской складчатой системы разрез мезозоя начинается с верхнетриасовых и лишь местами — с ладинских отложений. Структуры палеозойских комплексов почти под прямым углом пересекаются мезозойскими.

Палеозойские и, возможно, докембрийские образования вскрываются в ядрах поднятий изометричной и линейной форм, некоторые (Алучинское, Пеженское и др.) ориентированы в долготном направлении, поперек простирания системы.

Метаморфические породы предположительно докембрийского возраста указываются в Надежинском, Сиверском [Городинский и др., 1974; Тильман и др., 1977], на востоке Алучинского поднятий [Довгаль и др., 1966].

Состав палеозойских отложений многих поднятий существенно различен. Намечающаяся литолого-фациальная зональность палеозойских образований на площади не согласуется с общим простиранием системы [Довгаль и др., 1966]. В Еропольском [Тильман и др., 1977] и Уш-Уракчанском поднятиях [Симаков, Шевченко, 1967] девонские толщи представлены спилитами, базальтами, граувакками и кремнистыми породами (2000 м). С ними сходны каменноугольные отложения Надежинского и Алучинского поднятий. В основании разреза Алучинского поднятия располагаются гипербазиты и полосчатые габброиды, которые объединяются с вулканогенно-осадочными образованиями в офиолитовый комплекс [Тильман и др., 1975; Натапов и др., 1977]. Девонские отложения Лево-Олойского, Моланджинского, Сиверского и Яракваамского поднятий представлены кислыми и средними вулканитами, граувакками, гравелитами и известняками [Симаков, 1967; Тильман и др., 1977]. В составе каменноугольных отложений Моланджинского поднятия устанавливаются рифогенные известняки, песчаники и глинистые сланцы, на западе Уш-Уракчанского поднятия — эвапориты, а на востоке — флишоидные терригенные толщи. Пермские отложения Сиверского и Надежинского поднятий представлены глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и кремнистыми породами, Яракваамского — вулканитами кислого и среднего состава, заключающими терригенные грубообломочные породы с остатками флоры.

С. М. Тильман [Тильман и др., 1977; Тектоника континентальных окраин..., 1980] различает здесь грабеновые фации, фации бассейнов с океанической корой и непереработанные блоки древней континентальной коры, раздробление которой, возможно имевшее место в палеозое, привело к формированию геосинклиналей. Не оспаривая этих представлений, для доказательства которых пока мало данных, важно подчеркнуть, что палеозойске структуры и тектоническая зональность ориентированы под большим углом к общему простиранию Олойской зоны, мезозойские тектонические элементы которой закладывались на консолидированном к концу палеозоя фундаменте.

Состав мезозойских отложений Олойской зоны весьма разнообразен [Тильман и др., 1977; Тектоника континентальных окраин..., 1980], тем не менее намечаются два основных типа разрезов: один из них характерен для поднятий, другой — для прогибов. Средневерхнетриасовые отложения на Яракваамском и Алучинском поднятиях, примыкающих к Южно-Анюйской системе, представлены маломощными (сотни метров) вулканомиктовыми и грауваковыми песчаниками, алевролитами, туффитами, туфами и лавами основного состава, а также гравелитами и конгломератами [Афицкий, 1970]. Характерны многочисленные и разнообразные остатки мелководной фауны. Сходное строение имеют нижнесреднеюрские отложения. В среднеюрских конгломератах отмечается галька ги-

пербазитов. Складчатость триасово-среднеюрских образований поднятий обычно весьма простая.

В прогибах, располагающихся к югу от охарактеризованных выше поднятий, мощность триасово-среднеюрских отложений составляет многие километры. Характерны сложные складчатые дислокации [Городинский и др., 1974; Тильман и др., 1977]. В их составе преобладают сланцы и граувакки часто с флишевой ритмичностью, широко распространен туфогенный флиш, среди триасовых отложений отмечаются горизонты лав и туфов базальтов, андезито-базальтов, андезитов и пород кислого состава.

Верхнеюрско-неокомовые образования, обычно начинающиеся оксфордским ярусом, залегают на подстилающих толщах большей частью несогласно с конгломератами в основании, хотя местами между ними отмечаются постепенные переходы [Тильман и др., 1977]. По сравнению с подстилающими отложениями мезозоя они залегают более полого, выполняя ряд крупных ограниченных разломами впадин, вытянутых вдоль Олойской зоны. В Укваамской и Ненканской впадинах, расположенных в северной ее части, верхнеюрско-неокомовые образования (до 3000—4000 м) представлены вулканитами основного, среднего и кислого состава, которые переслаиваются и замещаются по простиранию мелководными морскими и прибрежно-морскими терригенными, в том числе грубообломочными отложениями [Гулевич, 1975; Натальин, 1981]. Вулканиты принадлежат известково-щелочной серии, среди них лавы и туфы имеют примерно равные соотношения. В расположенной южнее Тантынской впадине увеличивается роль вулканитов кислого состава. Еще далее к югу, в Олойчанской, преобладают осадочные породы [Городинский и др., 1974]. Интрузивные образования представлены габбро, габбро-порфиритами, долеритами, диоритовыми порфиритами, монцонитами, сиенитами, граносиенит-порфирами и гранодиорит-порфирами [Гулевич, 1974, 1975; Городинский и др., 1974; Берлимбле и др., 1975]. Позднеюрско-неокомовые впадины Олойской зоны отчетливо смещены к югу относительно поднятий, сложенных триасово-среднеюрскими образованиями.

Ранее верхнеюрско-неокомовые вулканогенно-осадочные образования Олойской зоны рассматривались в качестве комплекса вулканической островной дуги [Парфенов, Натальин, 1977; Парфенов и др., 1981; Тектоническое районирование..., 1979; Parfenov e. a., 1978; Натальин, 1981]. Несмотря на несомненные черты их сходства с островодужными комплексами, они по ряду признаков заметно отличаются от типичных островодужных образований. Эти отличия заключаются в более широком распространении лав (до 50% объема вулканитов) и более высокой общей щелочности. Отчетливее выражены островодужные признаки у триасово-среднеюрских образований поднятий, на сходство которых с комплексами вулканических островных дуг уже обращал внимание С. М. Тильман. Они заключаются в резком преобладании пирокластики над лавами и широком распространении в смежных прогибах туфогенного флиша. Петрохимические особенности этих вулканитов в настоящее время не изучены. Можно предполагать, что позднеюрско-неокомовый вулканизм является финальным в развитии дуги и этим определяются его особенности. Он может быть сопоставлен с четвертичным вулканизмом Срединного хребта Камчатки, завершающим развитие Центрально-Камчатской неогеновой вулканической дуги. Вулканиты обоих районов характеризуются широким распространением лав и бимодальным распределением пород по кислотности с максимумами 53—55 и 65—67% SiO_2 в Олойской зоне [Натальин, 1981] и около 51 и 63% SiO_2 на Камчатке [Геология..., 1973]. Вулканиты основного состава, которые преобладают в обоих районах, тяготеют к низам и верхам разреза.

Мезозойские отложения южных районов Олойской зоны, характеризующиеся большой мощностью и преобладанием осадочных пород, намечают тыловой прогиб вулканической дуги. Южно-Анюйская складчатая система располагается перед фронтом этой дуги и в ее пределах, следовательно, необходимо предполагать комплексы приокеанических

тектонических элементов активной континентальной окраины, какими являются вулканогенно-кремнистые образования позднеюрского и, вероятно, более древнего возраста, гипербазиты и полосчатые габброиды, которые по характерным для них признакам соответствуют аккреционному клину. Сланцево-граувакковые толщи неокома соответствуют образованиям преддугового прогиба.

Существование активной континентальной окраины предполагается также в крайней восточной части северного ограничения Южно-Анюйской системы. Б. А. Натальин выделяет здесь Нутесынскую вулканическую дугу, протянувшуюся на 120 км параллельно Южно-Анюйской системе. Друг от друга они отделяются наклоненными к северу надвигами. Верхнеюрские образования несогласно перекрывают триасовые и местами нижнеюрские терригенные толщи Чукотской миогеосинклинальной складчатой системы [Тильман, 1962]. Они образованы преимущественно грубообломочными породами, которые в нижней части разреза переслаиваются с туфами, лавами, туфолавами и лавобрекчиями дацитов, липаритов, реже андезитов и андезито-дацитов, а в верхах — с туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Суммарная их мощность около 1500 м. Характерны фациальная невыдержанность, сочетание в разрезе и на площади морских и континентальных фаций. Неокомовые образования перекрывают верхнеюрские несогласно с конгломератами в основании [Тильман, 1962; Радзивилл, Палымский, 1972]. Они представлены континентальными лавами и туфами базальтов, андезитов, реже дацитов и липаритов, а также песчаниками и конгломератами (до 2000 м). Заложение Нутесынской дуги, как и вулканической в Олойской зоне, по-видимому, относится к триасу. Непосредственно к югу, в бассейне р. Пенвельвеем, как уже отмечалось, установлены верхнетриасовые и нижнеюрские отложения с туфами и обильной пирокластикой, средне-верхнеюрские с галькой вулканитов основного и среднего состава. Эти данные позволяют предполагать существование раннемезозойской дуги, ныне погребенной под надвигами, располагавшейся непосредственно к югу от Нутесынской.

На большей части своего северного ограничения Южно-Анюйская складчатая система отделяется протяженными разломами от песчано-сланцевых отложений триаса Чукотской системы. Отсутствие переходных фаций, возможно, обусловлено крупными надвиговыми перемещениями по этим разломам. Предполагается наличие здесь в прошлом пассивной континентальной окраины [Парфенов, Натальин, 1977; Парфенов и др., 1981; Тектоническое районирование..., 1979].

Таким образом, к югу от Анюйской скадчатой системы в пределах Олойской зоны намечается вулканическая дуга среднетриасово-юрского возраста, которая накладывается на консолидированные палеозойские структуры, характеризующиеся иным тектоническим планом. Вдоль большей части северного ограничения Южно-Анюйской системы предполагается существование в мезозое пассивной континентальной окраины. В восточной части на коротком отрезке намечается активная континентальная окраина. Б. А. Натальин полагает, что северная и южная вулканические дуги соединялись трансформным разломом, который выделяется как «Анюйский глубинный разлом», след его в современной структуре прослеживается по неоднородностям магнитного поля [Городинский, Довгаль, 1968]. Образование Южно-Анюйской складчатой системы в конце неокома обусловлено столкновением Чукотской миогеосинклинальной системы, располагающейся на погруженной окраине Чукотского мегаблока, и Восточно-Сибирского мегаблока, который после причленения к нему Алазейской дуги в конце поздней юры приобрел жесткие структурные связи с Олойской зоной. Столкновением крупных континентальных масс объясняются особенности складчатых дислокаций Южно-Анюйской системы, в частности интенсивный характер заключительных деформаций, накладывающихся на ранее сформированные структурные формы, и субвертикальное залегание плоскостных структурных элементов (кливаж,

сланцеватость, осевые плоскости складок) последнего деформационного этапа.

Параллельно Южно-Анюйской системе протягиваются цепочки нижнемеловых (послеиеокомовых) вулканических полей, наиболее крупные из которых выделяются как Камешковская (30×80 км) и Мангазейская (50×70 км) впадины. Вулканиты представлены преимущественно лавами базальтов, андезитов и андезито-дацитов, которым подчинены вулканиты кислого состава (до 1000—1500 м). В основании обычно выделяются грубообломочные породы (до нескольких сотен метров). Формирование этих вулканитов, которые примерно синхронны нижним горизонтам близлежащей части Охотско-Чукотского пояса, происходило уже после замыкания Южно-Анюйских прогибов. Они могут быть сопоставлены с эпиколлизионными вулкано-плутоническими поясами, которые образуются на заключительных этапах коллизии в обстановке растяжения, возникающей как реакция на длительно существовавшее до этого сжатие.

Резкое структурное несогласие между мезозойскими и палеозойскими комплексами Олойской зоны, отсутствие нижне- и среднетриасовых (на большей части зоны) отложений указывают на структурную перестройку, приходящуюся на раннесреднетриасовое время. С ней, возможно, связано проявление процессов рифтогенеза и заложение прогибов Южно-Анюйской системы. На существование условий растяжения в районах, непосредственно сопряженных с Южно-Анюйской системой, указывает широкое распространение пластовых тел габбро-диабазов в Чукотской складчатой системе. Габбро-диабазы размещаются в отложениях перми, нижнего — среднего триаса и неизвестны среди верхнетриасовых образований. К—Ar методом возраст их определен в 230 млн. лет. Местами силлы занимают до 25% площади. Отдельные тела прослеживаются по простиранию до 15 км [Ольшевский, 1980]. По своему петрографическому составу, петрохимическим особенностям и характеру дифференциации они соответствуют траппам [Гельман, 1963; Геология СССР, 1970; Ольшевский, 1980].

ЮЖНО-АНЮЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА — КОЛЛИЗИОННЫЙ ШОВ НА ГРАНИЦЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ЕВРАЗИАТСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛИТ

Раскрытие Северной Атлантики в мезозое, в соответствии с моделями плитной тектоники, требует соответствующего сокращения пространства в районе сопряжения Евразии и Северной Америки. До последнего времени считалось, что после мезозойской складчатости в конце юры — начале мела Евразия и Северная Америка были жестко связаны друг с другом, и, следовательно, здесь отсутствует компенсационная зона сокращения пространства. Этот аргумент выдвигался в качестве одного из решающих доводов, противоречащих предложенным моделям плитной тектоники [Артюшков, 1973; Рудич, Шапиро, 1976; Belousov e. a., 1979]. Международная программа наук о твердой Земле на 80-е годы предусматривает постановку специальных исследований для решения этой проблемы. Первые предположения о существовании такой компенсационной зоны сжатия в районах Берингова пролива [Le Pichon, 1968] и Верхоянского хребта [Morgan, 1968] были совершенно не подкреплены геологическими данными [Парфенов, 1975]. М. М. Чуркин предполагал положение мезозойской границы Евразиатской и Северо-Американской плит в районе горной системы Черского [Churkin, 1970, 1973]. Как было показано в предыдущей главе, существовавшие здесь островная дуга и бассейн с океанической корой прекратили свое существование в поздней юре. Поэтому мезозойское раскрытие Атлантики также не могло полностью компенсироваться этой зоной. В 1975 г. автор [Парфенов, 1975] предло-

жил в качестве основной границы мезозойских Евразиатской и Северо-Американской плит рассматривать Южно-Анюйскую складчатую систему. Это представление получило дальнейшее развитие в ряде работ [Парфенов, Натальин, 1977; Парфенов, Войнова и др., 1979, 1981; Косыгин, Парфенов, 1977; Косыгин и др., 1979; Parfenov e. a., 1978; Натальин, 1979б, 1981; Зоненшайн, Городницкий, 1977б; Натапов и др., 1979; Сеславинский, 1979; Чуркин, Картер, 1979; Fujita, 1978; Churkin, Trexler, 1980; Fujita, Newberry, 1981].

Южно-Анюйская складчатая система отчетливо выражена в магнитном поле цепочками линейных аномалий высокой интенсивности, которые позволяют проследить ее продолжение в северо-западном направлении к западу от р. Колымы под кайнозойским чехлом Приморской низменности и в прибрежной зоне Восточно-Сибирского моря до о. Бол. Ляховского (рис. 33). В юго-восточной части острова известны пластино- и линзообразные тела серпентинизированных дунитов, гарцбургитов и перидотитов, располагающихся среди амфиболитов, весьма условно отнесенных к протерозойским, метаграувакк, филлитов и зеленокаменно измененных вулканитов основного состава, возраст которых по единичным находкам пыльцы и спор считается позднепалеозойско-раннемезозойским [Тектоника..., 1974].

Параллельно Южно-Анюйской системе в северо-западном направлении, согласно магнитометрическим данным, прослеживаются на 1200 км мезозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы Олойской зоны, которые некоторые исследователи выделяют как Святоносско-Олойский вулканогенный пояс [Тектоника..., 1975].

На юго-востоке система перекрыта континентальными покровами вулканитов Охотско-Чукотского пояса альбского и более молодого возраста. Можно предполагать, что она здесь не заканчивается, а продолжается в этом направлении на сотни километров в пределы Центральной Аляски [Парфенов, Натальин, 1977; Парфенов и др., 1981; Чуркин, Картер, 1979; Натальин, 1981]. Подтверждение этому — наличие выходов вулканогенно-кремнистых и сланцево-грауваккових сложнодислоцированных образований с гипербазитами и полосчатыми габбро предположительно позднеюрского возраста, которые были установлены в последние годы на юго-востоке Восточной Чукотки среди меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса [Косыгин и др., 1974; Воеводин и др., 1978]. Эти образования, несогласно с конгломератами в основании перекрывающиеся волжско-валанжинскими отложениями, сходны с верхнеюрскими толщами Южно-Анюйской складчатой системы и располагаются на ее продолжении. Островодужные здесь неизвестны, но их следует предполагать. При просмотре коллекции образцов горных пород В. Н. Воеводина и Н. Г. Житкова нами были обнаружены образцы туфогенного флиша, присутствие которого указывает на близость вулканической дуги.

В пределах Аляски продолжение Южно-Анюйской системы устанавливается в провинции Юкон-Коюкук, которая в плане имеет вид треугольника (500 км в поперечнике). На севере и западе она окаймляется миогеосинклинальными образованиями складчатой системы Брукса—Врангеля, а на юго-востоке ограничена поднятием Руби, сложенным метаморфическими сланцами позднедокембрийско-раннепалеозойского возраста с клиньями карбонатных пород девона. По периферии провинции прослеживаются пластины офиолитов, возраст которых определяется как позднепалеозойско-юрский [Паттон, 1979; Patton, Teilleur, 1977]. Обычно различаются две пластины, наклоненные под углами 10—80° к внутренней части треугольника. Нижняя сложена базальтами, кремнистыми породами, аргиллитами, туфами, граувакками и известняками; верхняя — серпентинизированными дунитами и перидотитами, которые перекрываются полосчатыми габбро. В составе последней отмечаются гранатовые амфиболиты и пироксеновые гранулиты. Центральная, большая, часть провинции сложена лавами, туфами и агломератами андезитового состава, которые переслаиваются с конгломератами, граувакками и алев-

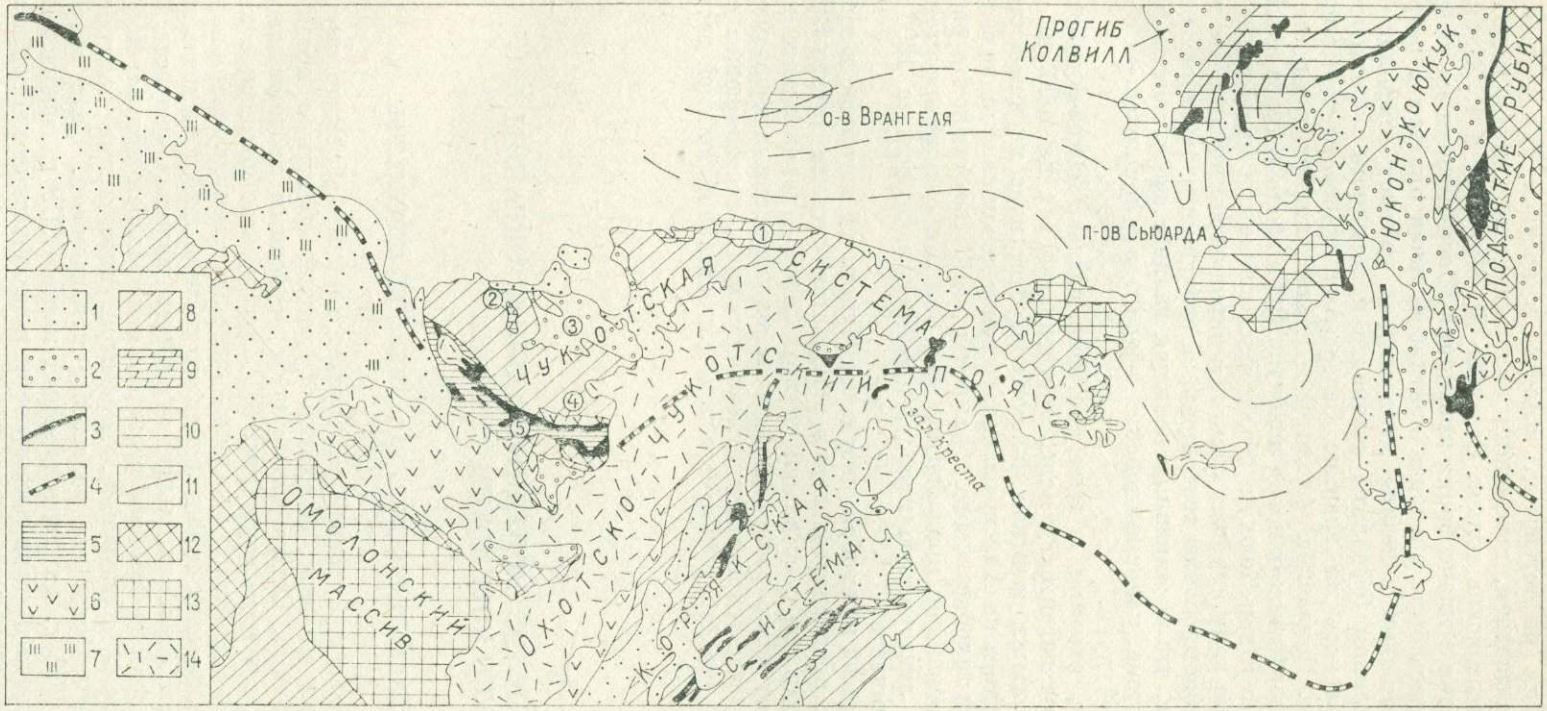


Рис. 33. Тектоническое положение Южно-Анюйской складчатой системы [Натальин, 1981, с дополнениями и изменениями].

1 — кайнозойские отложения, *2* — меловые молассы, *3* — офиолиты, *4* — их предполагаемое продолжение, *5* — вулканогенно-кремнистые и сланцево-граувакковые образования, связанные с офиолитами, *6* — юрско-неокомовые вулканогенно-осадочные комплексы островодужного типа, *7* — предполагаемое распространение юрско-меловых вулканитов под кайнозойским чехлом, *8* — мезозойские складчатые комплексы различного типа, *9* — выступы палеозойского основания, *10* — складчатая система Брукса — Врангеля, *11* — ее предполагаемое продолжение, *12* — рифейско-палеозойские образования, *13* — блоки раннего докембрия, *14* — меловые континентальные вулканиты.

Цифры в кружках: 1 — Куульское и 2 — Алярмаутское поднятия, 3 — Раучанская и 4 — Нутесынская впадины, 5 — Южно-Анюйская складчатая система.

ролитами. По остаткам бухий возраст толщи определяется как неокомовый.

Формирование провинции Юкон-Коюкук В. Паттон связывает со среднепалеозойским рифтогенезом, который в средней юре — неокоме сменился общим сжатием, вызвавшим выдвижение офиолитов и надвигание их на палеозойские толщи. Согласно М. Чуркину и К. Картеру [1979], треугольная в плане форма провинции Юкон-Коюкук не является первичной. Здесь была активная континентальная окраина с островной дугой (неокомовые андезиты центральных районов провинции) и аккреционным клином (офиолиты северного и западного обрамлений), которая располагалась на границе Северо-Американского континента с Тихим океаном. Появление офиолитов и позднедокембрийско-раннепалеозойских метаморфических пород поднятия Руби вдоль южного ограничения провинции Юкон-Коюкук объясняется сложными многоэтапными перемещениями по ряду крупных сдвигов с окраины континента. Не вдаваясь в обсуждение проблемы тектонической эволюции провинции Юкон-Коюкук, отметим, что несомненным является наличие здесь, как и в Южно-Анюйской системе, раннемезозойских офиолитов и сопряженной с ними вулканической дуги.

Образования, сходные с теми, которые слагают Южно-Анюйскую систему, намечают гигантский пояс, протягивающийся на 4000 км при ширине до нескольких десятков километров. Этот пояс на юго-востоке Восточной Чукотки и на Аляске располагается в целом конформно складчатым структурам тихоокеанского обрамления, а Южно-Анюйская система (s. str.) и ее возможное продолжение на о. Бол. Ляховский представляет собой узкую лентовидную полосу, прослеживающуюся на 1500 км в пределах континента.

Рассматриваемый пояс обрамляет с юга Чукотский мегаблок, в состав которого входит среднепалеозойская складчатая система Брукса-Врангеля, связывающая его с остальной частью Северо-Американского континента. К югу от пояса располагаются стабилизированные к позднеюрскому времени мезозойские складчатые сооружения, составляющие единое целое с Восточно-Сибирским мегаблоком и остальной большей частью Евразии.

ГЛАВА 5

МЕЗОЗОЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В ОХОТСКО-КОРЯКСКОМ РЕГИОНЕ

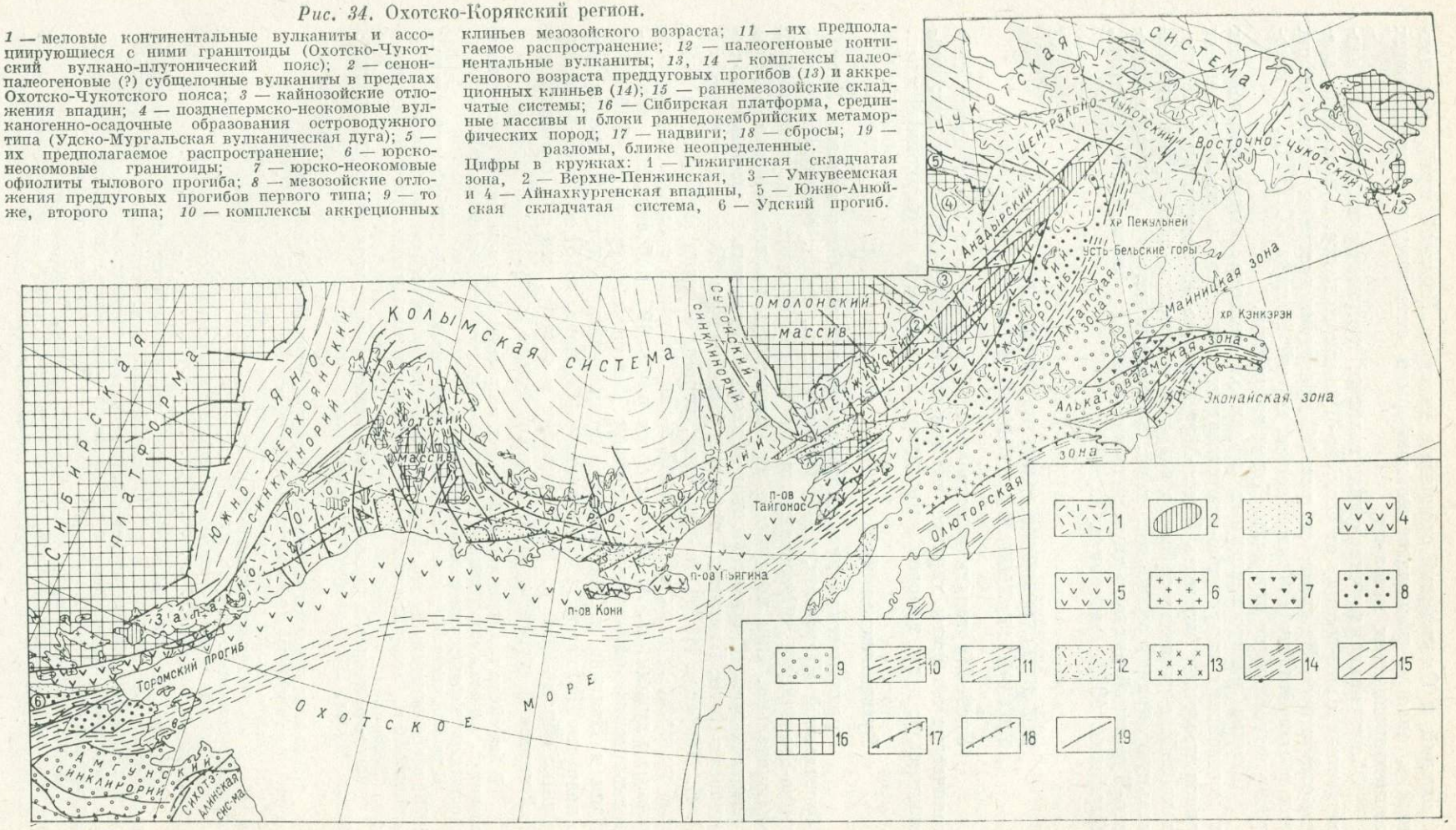
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Рассматриваемый регион охватывает главным образом зону сопряжения ранних мезозоид Верхояно-Чукотской области с поздними мезозоидами Корякии, Сихотэ-Алиня и их подводным продолжением в северной части Охотского моря (рис. 34). Центральное положение здесь занимает Охотско-Чукотский вулканический или, точнее, вулкано-плутонический пояс, поскольку гранитоиды в его составе имеют не менее важное значение, чем континентальные вулканиты мелового возраста. Это уникальное по своим гигантским размерам и масштабам проявления наземного вулканизма образование, характеризуемое также приуроченными к нему разнообразными полезными ископаемыми. Пояс впервые был выделен в 1956 г. на Тектонической карте СССР и сопредельных стран и изображался на всех последующих тектонических картах и схемах. Внутренний, приконтинентальный, край пояса резко несогласно налегает на разнородные тектонические элементы ранних мезозоид: Яно-Колымскую, Южно-Анюйскую и Чукотскую складчатые системы,

Рис. 34. Охотско-Корякский регион.

1 — меловые континентальные вулканиты и ассоциирующиеся с ними гранитоиды (Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс); *2* — сенон-палеогеновые (?) субщелочные вулканиты в пределах Охотско-Чукотского пояса; *3* — кайнозойские отложения впадин; *4* — позднепермско-неокомовые вулканогенно-осадочные образования островодужного типа (Удско-Мургальская вулканическая дуга); *5* — их предполагаемое распространение; *6* — юрско-неокомовые гранитоиды; *7* — юрско-неокомовые офиолиты тылового прогиба; *8* — мезозойские отложения преддуговых прогибов первого типа; *9* — то же, второго типа; *10* — комплексы аккреционных клиньев мезозойского возраста; *11* — их предполагаемое распространение; *12* — палеогеновые континентальные вулканиты; *13*, *14* — комплексы палеогенового возраста преддуговых прогибов (*13*) и аккреционных клиньев (*14*); *15* — раннемезозойские складчатые системы; *16* — Сибирская платформа, срединные массивы и блоки раннедокембрийских метаморфических пород; *17* — надвиги; *18* — сбросы; *19* — разломы, ближе неопределенные.

Цифры в кружках: 1 — Гижигинская складчатая зона, 2 — Верхне-Пенжинская, 3 — Умкувеемская и 4 — Айнахкургенская впадины, 5 — Южно-Анюйская складчатая система, 6 — Удский прогиб.



Охотский и Омолонский срединные массивы. Внешний край, обращенный к океану, располагается конформно относительно тектонических элементов поздних мезозоид.

Общепринятая терминология главных тектонических единиц, размещенных к юго-востоку от Охотско-Чукотского пояса, в настоящее время отсутствует. На схеме (см. рис. 34) приведены названия тектонических зон в соответствии с Тектонической картой Востока СССР [1979], которые употребляются при дальнейшем изложении.

Анализ распространенных в данном регионе позднепалеозойских и мезозойских структурно-вещественных комплексов и их латеральных рядов позволяет наметить Удско-Мургальскую островную дугу позднепалеозойско-раннемезозойского возраста и меловую активную континентальную окраину андийского типа, положение которой фиксирует Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс [Парфенов, 1976б; Косыгин, Парфенов, 1977; Parfenov e. a., 1978].

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКАЯ УДСКО-МУРГАЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Удско-Мургальская островная дуга включает все главные тектонические элементы, характерные для современных островных дуг: вулканическую дугу, тыловой и преддуговой прогибы и аккреционный клин.

Вулканическая дуга

Вулканическая дуга, которая ранее также была названа Удско-Мургальской [Парфенов, 1976; Parfenov e. a., 1978], сложена вулканогенно-осадочными образованиями от верхнепермских до готеривских включительно. Они выступают на поверхность на левобережье р. Уды (северо-восточный фланг Монголо-Охотской складчатой системы), полуостровах Кони, Пьягина, Тайгонос в бассейнах рек Пенжины и Анадыря. Г. Е. Некрасов [1971], по-видимому, первым обратил внимание на сходство триасово-юрских образований п-ова Тайгонос с современными островными дугами. Н. А. Шило с соавторами [1974] объединили осадочно-вулканогенные образования бассейна р. Пенжины, полуостровов Тайгонос, Кони и Пьягина в Тайгоносскую вулканическую дугу. Новые данные о возрасте [Гончаров, 1976] и составе [Войнова, 1975] осадочно-вулканогенных образований р. Уды приводят в выводу, что они составляют с Тайгоносской дугой единую вулканическую зону.

В бассейнах рек Пенжины и Анадыря, в пределах Мургальского и Ичигемского поднятий, известны складчатые вулканогенно-терригенные образования (6000—7000 м) с остатками позднеюрско-неокомовой фауны.

В южной части Мургальского поднятия [Филатова, 1974, 1979; Филатова и др., 1975] наиболее древними являются валанжинские вулканогенно-терригенные образования (2000 м), которые согласно перекрыты терригенно-вулканогенной толщей готерива (3500 м).

Северо-восточнее, в пределах Ичигемского поднятия, приводится [Белый, 1977; Белый, Милов, 1973] следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Базальты, долериты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии, пачки туфов и туфобрекчий кислого и умеренно кислого состава	350
2. Алевролитовые туффиты и туфы среднего состава с прослоями гравелитов и алевролитов, многочисленные остатки фауны позднеюрско-берриасового возраста	60
3. Туфобрекчии и туфы кислого, среднего и основного состава, туффиты, туфопесчаники	400

Вулканогенно-осадочные образования характеризуются значительными изменениями состава и мощности в латеральном направлении. Осадочные породы представлены грауваккovыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами с градационной, линзовидной и грубой косой слоистостью. Отмечаются ракушняки и известковые породы. Характерно обилие остатков мелководной фауны.

Вулканические породы слагают 30—80% разреза. Среди них базальты и андезито-базальты составляют 35—50%, андезиты — 20—40, дациты и липариты — 0—20%. Характерно широкое распространение туфов основного и среднего состава (кристал-

ло-литокластические, кристалло-витрокластические, крупно-, средне- и мелкообломочные), а также кислого (от крупнообломочных до пепловых, литокристаллические, витрокристаллокластические, встречаются игнимбритовидные туфы с фьямме) и смешанного (от крупно- до мелкообломочных, литокристаллокластические). Вулканиты принадлежат известково-щелочной серии с резким преобладанием натрия в составе щелочей и высокими содержаниями Al_2O_3.

С вулканогенно-осадочными образованиями ассоциируют мелкие тела доальбских гранитоидов [Филатова, 1978]. Они представлены гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами, кварцевыми диоритами и габбро. Галька и валуны их отмечаются в составе альбской молассы [Белый, 1978], которая несогласно перекрывает охарактеризованные выше вулканогенно-осадочные толщи, начиная разрез Охотско-Чукотского пояса.

В юго-восточной части п-ова Тайгонос, в пределах Южно-Тайгоносского антиклинория, выделяется мощный (около 4000 м) непрерывный существенно вулканогенный сложноскладчатый комплекс [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978]. В его составе преобладают туфы андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов и базальтов от грубообломочных до пепловых различного типа. Лавы отмечаются лишь в виде отдельных маломощных горизонтов. Осадочные породы представлены вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами с грубой параллельной и косой слоистостью и знаками волноприбойной ряби. Характерны обильные и разнообразные остатки брахиопод, двустворчатых моллюсков, аммонитов, морских лилий и звезд, белемнитов, папоротников ранне-, средне- и позднеюрского возраста.

По химическому составу вулканиты относятся к известково-щелочной серии. Среди базальтов отмечаются высокоглиноземистые толеиты (Al_2O_3 — 17—22%). Содержание щелочей в породах основного и среднего состава — в среднем 4%, кислого — до 7%. Натрий всегда преобладает над калием ($K_2O/Na_2O < 0,4$ в базальтах, $<0,7$ в липаритах).

К северо-западу, в пределах Северо-Тайгоносского синклинория, мощность юрских образований увеличивается до 10 км, в разрезе преобладают терригенные породы, представленные преимущественно граувакковыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с большим содержанием пирокластического материала. Устанавливаются мощные толщи вулканитов волжского, келловей-оксфордского и раннеюрского возраста, аналогичных охарактеризованным выше. Юрские образования согласно подстилаются мощным (около 7000 м) комплексом преимущественно граувакк и глинистых сланцев с остатками триасовой и позднепермской фауны, обилием пирокластического материала по всему разрезу и отдельными потоками вулканитов. Верхнепермско-юрские комплексы Северо-Тайгоносского синклинория намечают переход от вулканической дуги, которую представляют разрезы Южно-Тайгоносского антиклинория, к тыловому прогибу. Обилие пирокластического материала в составе верхнепермско-триасовых отложений, преобладание андезитов и андезито-базальтов в составе обломочного материала песчаников, а также галек и валунов аналогичного состава, которые принесены с юго-востока, позволяют предполагать, что комплексы вулканической дуги, наряду с юрскими, включают более древние образования, вплоть до верхнепермских [Заборовская, 1978].

На п-ове Кони [Геология СССР, 1970] известен следующий разрез:

	Мощность, м
T_3—1. Алевролиты, глинистые сланцы, известняки-ракушечники с криноидеями, брахиоподами, двустворчатыми и головоногими моллюсками	70—80
2. Андезиты, туфобрекчии, туфоконгломераты, песчаники и сланцы	200
3. Пепловые и псаммитовые туфы и туфобрекчии андезитов с линзами ракушечников, брахиоподы, двустворчатые моллюски	200
4. Туффиты и туфы андезито-базальтов, прослои и линзы ракушечников, двустворчатые моллюски, мшанки, брахиоподы	200
J_1—1. Аргиллиты, алевролиты, туфопесчаники, туфы андезитов, криноидеи, двустворчатые и головоногие моллюски	300
J_2—1. Туфоалевролиты, туффиты, туфы, туфобрекчии андезитов и андезито-базальтов с остатками двустворчатых моллюсков	150—200
2. Базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии	250
3. Туфы андезитов и андезито-дацитов, аргиллиты, алевролиты, песчаники с остатками иноцерамов и аммонитов	500—700
J_3—1. Туфы и туфобрекчии андезитов и базальтов, аргиллиты, туфопесчаники, кислые туфы, остатки брахиопод и двустворчатых моллюсков	500
2. Липариты и липарито-дациты, их туфобрекчии, туфы, туфоконгломераты, прослои глинистых сланцев с растительными остатками	150
3. Континентальные базальты, андезито-базальты, андезиты, агломераты, туфы андезитов	1000

На п-ове Пьягина вскрываются образования, разрез которых следующий [Белый, Котляр, 1975] (снизу вверх):

	Мощность, м
J_{1-2}(?) — 1. Базальты, андезито-базальты и андезиты	200
2. Туфы базальтов, андезитов и андезито-базальтов, горизонты дацитовых туфов	1500

	Мощность, м
3. Туфы и туфобрекчии андезитов и андезито-базальтов, лавы андезитов, туфы андезито-дацитов	800
J_2. Вулканомиктовые песчаники, туффиты дацитового и андезито-дацитового составов, дацитовые туфы, гравелиты, остатки двустворчатых моллюсков	900
J_3—1. Туфопесчаники и туфы кислого состава с остатками двустворчатых моллюсков	850
2. Туфобрекчии и туфы дацитов и липаритов, туфопесчаники	300

На левобережье р. Уды вулканогенно-осадочные образования (джелонская свита) слагают Удскую вулканическую зону. Нижняя подсвита (600—1000 м) представлена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами, туфобрекчиями, реже лавами основного и среднего состава. Верхняя подсвита (500—1000 м) образована лавами и туфами основного и среднего состава, а также вулканогенно-осадочными породами. Возраст свиты долгое время принимался позднеюрско-раннемеловым. На основании новых сборов флористических остатков он определяется как поздний триас—поздняя юра [Гончаров, 1976]. К—Ar методом вулканиты датируются в 118—176 млн. лет. Джелонская свита согласно перекрывается условно верхнеюрскими — нижнемеловыми дацитами, липаритами и их туфами (400—1000 м), на которые несогласно налегают валанжин-барремские конгломераты и песчаники боконской (на западе) и мериконской (на востоке) свит мощностью 1000 м.

Среди вулканитов преобладают породы основного и среднего состава (60—85%) [Войнова, 1975]. Они образуют потоки, некки, субвулканические тела, дайки и силлы; характеризуются низкой общей щелочностью (суммарное содержание Na_2O и K_2O около 4%), высоким содержанием Al_2O_3 при обычных для известково-щелочных типов пород концентрациях CaO и MgO.

С вулканогенно-осадочными образованиями ассоциируются гранитоиды удского комплекса, представленные преимущественно граподиоритами, а также диоритами, гранитами, габбро-диоритами и габбро. Возраст их обычно принимается позднеюрским, поскольку они прорывают вулканогенно-осадочные толщи и перекрываются боконской свитой с флорой неокома [Геология..., 1973]. Вместе с тем К—Ar методом в лаборатории ПГО «Дальгеология» по ним получены датировки от 150 до 190 млн. лет.

Удско-Мургальская вулканическая дуга протягивается в северо-восточном направлении (с выпуклостью к юго-востоку) на 2500 км при ширине не более 100 км.

Вулканогенно-осадочные образования дуги характеризуются рядом общих признаков: всюду имеют большую мощность (от 3000 до 7000 м); вулканиты ассоциируются с прибрежно-морскими (реже континентальными) терригенными породами, тяготея при этом к наиболее гранулометрически грубым терригенным образованиям; преобладают породы основного и среднего состава, кислые разности составляют в среднем 5—7% (первые представлены лавами и туфами, широко распространены агломераты и туфобрекчии, кислые вулканиты — преимущественно пепловыми туфами, а также субвулканическими липарито-дацитами и дацитами); характерны зеленокаменные изменения, иногда сочетающиеся с краснокаменными, преимущественно в верхних частях разрезов. Формирование этих комплексов на большем протяжении дуги происходило в пределах поднятия, ограниченного морскими прогибами с северо-запада и юго-востока (см. ниже), по-видимому, в обстановке гряды вулканических островов, аналогичной Большой Курильской гряде.

Вулканиты относятся к известково-щелочной серии. По петрохимическим особенностям они сходны с вулканитами Большой Курильской гряды (рис. 35). Базальты близки к высокоглиноземистым толеитам. Для всех пород характерна низкая щелочность, постоянное и часто резкое преобладание Na_2O над K_2O, повышенное содержание CaO, слабое возрастание отношения FeO/MgO в процессе дифференциации, $CaO > MgO$.

Фундамент, на котором располагается вулканическая дуга, известен на п-ове Тайгонос и в бассейне р. Уды. На п-ове Тайгонос, в пределах Южно-Тайгоносского антиклинория, ниже вулканогенно-осадочного комплекса дуги выделяется нижнекаменноугольная толща песчаников, алевролитов, аргиллитов, известковистых и кремнистых пород с остатками брахиопод, мшанок, кораллов и криноидей, которая, как считает Н. Б. Заборовская [1978], формировалась «в спокойном морском бассейне на зна-

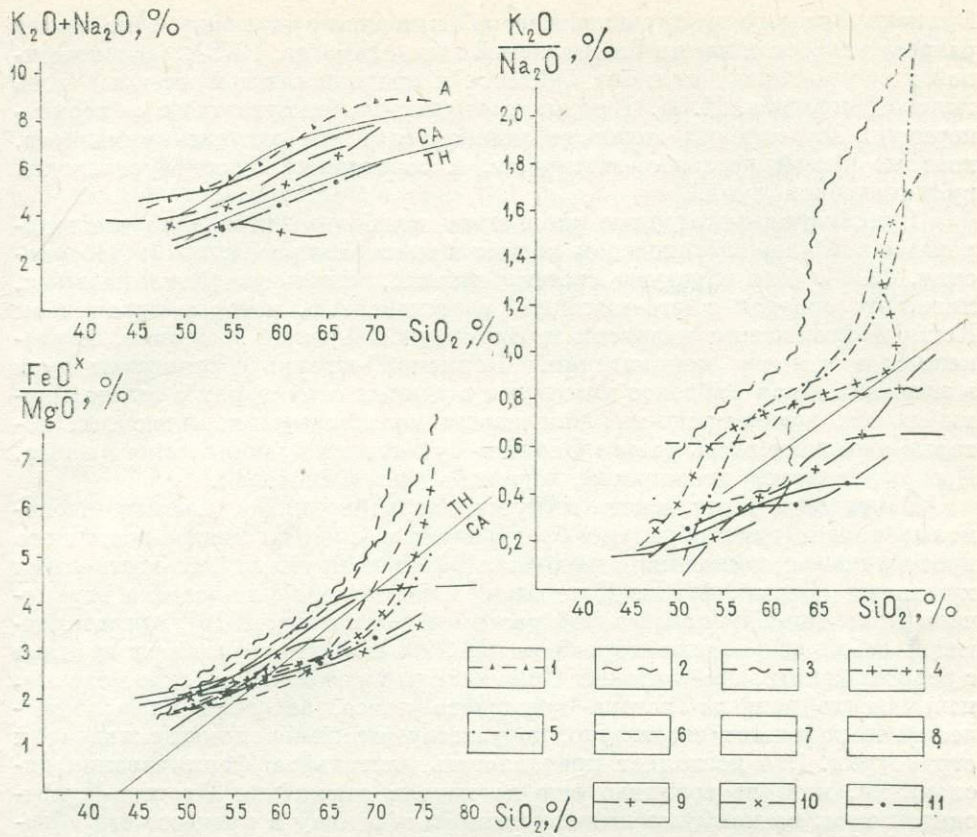


Рис. 35. Вариационные диаграммы химического состава вулканических образований [Тектоническое районирование..., 1979].

Охотско-Чукотский пояс: *1* — пояс в целом (364 анализа), *2—4* — сегменты: *2* — Центрально-Чукотский (78 анализов), *3* — Анадырский (44 анализа), *4* — Северо-Охотский (26 анализов); *5* — Куйдусунская впадина (25 анализов), 6 — Ульинский прогиб (190 анализов); Удско-Мургальская вулканическая дуга; *7* — Мургальское поднятие (7 анализов), *8*— Центрально-Тайгоносский район (82 анализа), *9* — район Кони — Пьягина (5 анализов), *10* — Удская вулканическая зона (33 анализа), *11* — Большая гряда Курильских островов (366 анализов). Поля вулканических серий: ТН — толеитовой, СА — известково-щелочной, А — щелочной. Границы раздела полей вулканических серий приведены на диаграмме ($K_2O + Na_2O$) — SiO_2 по Х. Куно [1964]; на диаграмме (FeO^*/MgO—SiO_2) по А. Миаширо [Miyashiro, 1974]. $FeO^* = FeO + 0{,}9\ Fe_2O_3$.

чительном расстоянии от берега», но, судя по характеру и обилию органических остатков, в достаточно мелководной обстановке. В бассейне р. Уды фундаментом дуги являются гнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды и анортозиты архейского возраста. Аналогичные соотношения устанавливаются в пределах Курильско-Камчатской дуги, где вулканическая Большая Курильская гряда по простиранию переходит в Восточно-Камчатский наземный вулканический пояс, накладывающийся на разнообразные складчатые комплексы разного возраста, в том числе и гранулитовые образования Ганальского хребта, по-видимому, докембрийского возраста.

В пределах северо-восточного отрезка дуги, в Ичигемском и Мургальском поднятиях, наиболее древние фаунистически охарактеризованные образования датируются поздней юрой. В. Ф. Белый [1978] обращает внимание, что к юго-востоку, на п-ове Валижген и на всем протяжении Таловско-Майнского антиклинория, верхнетриасово-среднеюрские прибрежно-морские отложения сформированы тефрой андезито-базальтов, базальтов и андезитов. Основываясь на этих данных, можно утверждать, что этот отрезок дуги существовал, по крайней мере, уже с позднего триаса.

Удско-Мургальская вулканическая дуга, возможно, существовала не только в поздней перми, но и значительно ранее — уже в карбоне.

Вулканомиктовый и пирокластический материалы отмечаются по всему разрезу карбона и перми Гижигинской зоны [Терехов, 1979], расположенной к северо-западу от п-ова Тайгонос и представляющей осевую часть тылового прогиба. М. И. Терехов указывает на присутствие в ее верхнепермских отложениях большого количества галек кислых вулканитов, которые принесены с юго-востока, т. е. со стороны Удско-Мургальской вулканической дуги.

Вулканогенно-осадочные комплексы наиболее интенсивно дислоцированы в Южно-Тайгоносском антиклинории [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978]. Они образуют систему сжатых, вплоть до изоклинальных, линейных складок с юго-восточной вергентностью, которые ограничены Южно-Тайгоносским надвигом и Вискичунской зоной разломов, наклоненных в том же направлении. Пермско(?)-юрские образования дуги в пределах п-ова Тайгонос участвуют в единых структурах с залегающими на них позднеюрско-нижнемеловыми молассовыми комплексами, которые начинают здесь разрез Охотско-Чукотского вулканического пояса. Поэтому возраст дислокаций, вероятно, позднемеловой.

В пределах Ичигемского и Мургальского поднятий волжско-неокомовые толщи дуги образуют брахиформные складки северо-восточного простирания с пологими северо-западными и крутыми юго-восточными крыльями [Белый, 1978]. Мургальское поднятие с юго-востока ограничено Орловско-Каменской зоной разломов [Филатова, 1979], представляющей собой взброс или крутой надвиг, по которому проходит граница с расположенным юго-восточнее Пенжинским прогибом. Альбские молассы, начинающие разрез Охотско-Чукотского пояса, залегают на волжско-неокомовых толщах несогласно, но участвуют с ними в единых складчатых структурах. Это позволяет предполагать длительное формирование дислокаций, которое возникло еще до начала заложения Охотско-Чукотского пояса, но наиболее интенсивным было в мелу в процессе его образования. В последние годы в пределах Мургальского поднятия установлены зоны чешуйчатых надвигов, по которым готерив-нижнебарремские комплексы перемещены к северо-западу и надвинуты на альб-сеноманские толщи Охотско-Чукотского пояса [Филатова, 1978]. Отмечается широкое распространение поперечных левосторонних сдвигов северо-западного простирания.

На полуостровах Кони и Пьягина карнийско-юрские вулканогенно-осадочные толщи образуют пологие брахиформные складки различной

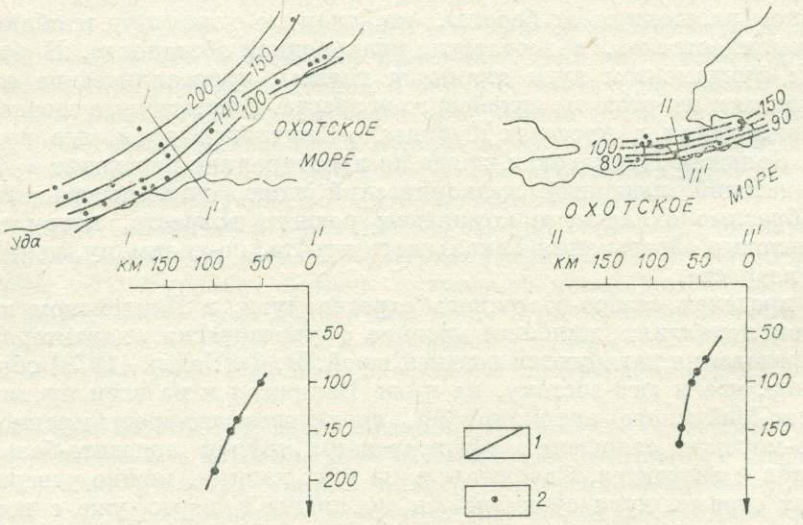


Рис. 36. Палеозона Беньофа Удско-Мургальской дуги, рассчитанная по содержанию K_2O в вулканитах [Parfenov e. a., 1978].

1 — изолинии палеозоны Беньофа, *2* — расчетные точки.

ориентировки. Триасово-юрские Удской зоны слагают пологие моноклинали, осложненные флексурными перегибами, пологими складками и надвигами [Красный, 1960а].

Характер палеозоны Беньофа Удско-Мургальской дуги был рассчитан по содержанию K_2O в вулканических породах на основе диаграммы Т. Хатертона и У. Дикинсона для двух участков: бассейна р. Уды и полуостровов Кони и Пьягина (рис. 36). Глубина генерации магмы составляет примерно 120 км, т. е. та же, что и готеривской магмы бассейна р. Пенжины по диаграмме Д. Нинковича и Дж. Хейса [Филатова, 1979]. Рассчитанная палеозона Беньофа крутая, того же типа, что и у современных островных дуг.

Тыловой прогиб

Тыловой прогиб наиболее отчетливо выражен на центральном отрезке дуги, от Гижигинской губы до бассейна р. Ини. Здесь установлен мощный (около 10 000 м) разрез верхней перми, триаса и юры, представленный преимущественно граувакково-сланцевыми толщами с отдельными горизонтами лав среднего состава и широким распространением пирокластических образований. Среди этих толщ известны отдельные выходы гипербазитов, габброидов и габбро-амфиболитов [Умитбаев, 1977]. Ю. П. Скибиным установлена мощная толща базальтов позднепермского возраста. Тектоническое положение и природа этих образований неясны. Не исключено, что они принадлежат офиолитовой ассоциации, возникшей в результате вторичного растяжения в тылу Удско-Мургальской вулканической дуги.

Главный снос обломочного материала в этот прогиб происходил с юго-запада и юга, со стороны суши, располагавшейся в пределах Охотского массива и вдоль северного побережья Охотского моря [Эпштейн, 1977]. Среди обломочного материала преобладают вулканиты и пирокластика среднего, реже кислого состава, отмечаются продукты разрушения метаморфических и интрузивных пород. В нижнеюрских отложениях, представленных преимущественно алевролитами, бедными органическими остатками, и аргиллитами темно-серого и черного цвета, отмечается широкое распространение подводно-оползневых образований [Полуботко и др., 1977]. Характерно наличие туфогенного флиша, изученного нами в разрезе верхнего триаса, нижней и средней юры бассейна р. Вилиги. Он образован ритмичным переслаиванием темно-серых и черных алевролитов, а также обогащенных пирокластическим материалом. Мощность таких прослоев от нескольких миллиметров до 15—20 см, редко больше. Специфические черты прослоев — ровная подошва без следов размыва, расплывчатая кровля, дифференциация пирокластических обломков по размерам в разрезе—свидетельствуют о периодическом поступлении пирокластического материала в бассейн седиментации при субаэральных вулканических извержениях в районе вулканической дуги и последующем осаждении его в водной среде.

Толщи верхней перми, триаса и юры образуют открытые линейные и брахиформные складки, параллельные в целом простиранию прилегающего отрезка вулканической дуги. Характерны флексурообразные изгибы с опущенными южными крыльями, по которым разрез наращивается в южном направлении. Местами складки отклоняются от общего направления, окаймляя участки изометричной в плане формы с пологими залеганиями слоев.

К тыловому прогибу относится и так называемая Гижигинская складчатая зона [Тильман и др., 1969], расположенная между Омолонским массивом на северо-западе и Авековским блоком нижнего докембрия на юго-востоке. Она выступает на поверхность лишь на отдельных участках, бóльшая ее часть перекрыта вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Образована мощными (около 10 000 м) толщами карбона, перми, триаса

и юры [Терехов, 1979; Песков, Кольцова, 1975], которые в целом сходны с охарактеризованными отложениями центрального отрезка тылового прогиба. Характерны сжатые, вплоть до изоклинальных, складки, опрокинутые в сторону Омолонского массива. Отмечаются надвиги вдоль западной окраины зоны с перемещением в том же направлении. Примерно в центральной части Гижигинской зоны располагается Нижне-Пареньский выступ, образованный гнейсами и кристаллическими сланцами с гиперстеном, предположительно архейского возраста, которые перекрыты полого дислоцированными маломощными отложениями рифея (около 800 м) того же типа, что и на Омолонском массиве, и мелководными отложениями верхнего карбона — нижней перми (100 м).

Формирование прогиба, в котором накапливались толщи Гижигинской зоны, следует связывать с раздвигом блоков архейского фундамента (Авековский блок, Нижне-Пареньский выступ, Омолонский массив), на что уже обращал внимание С. М. Тильман с соавторами [Тильман и др., 1975], поскольку невозможно накопление столь мощных (10 000 м) морских отложений (преимущественно песчано-глинистых) поверх погруженного архейского кристаллического фундамента и формирование в последующем исключительно сложной складчатой структуры. Там, где известны выходы архейского фундамента (Нижне-Пареньский выступ, восточный склон Омолонского массива), разрезы верхнего палеозоя и мезозоя относительно маломощны, характерна брахиформная складчатость. Естественно допустить, что архейский фундамент либо в значительной степени утонен, либо отсутствует вовсе там, где разрезы достигают 10 000 м и развиты сложные складчатые дислокации. О существовании раздвигов и зон растяжения в процессе формирования прогиба свидетельствует наличие горизонтов базальтовых лав, отмечаемых в верхах нижнего карбона, а также в составе нижнеюрских отложений [Казанцев и др., 1975].

Примечательно общее строение разреза Гижигинской складчатой зоны. Наиболее грубые терригенные породы, представленные песчаниками с горизонтами конгломератов, здесь располагаются в основании (низы нижнего карбона), вверх по разрезу они сменяются песчано-глинистыми (карбон — пермь) и алевролито-глинистыми (триас — средняя юра) отложениями. Эта особенность может быть истолкована как указание на прогрессирующее расширение бассейна в результате раздвига обрамляющих его архейских глыб. Наиболее ранний этап раздвига относится, по-видимому, к франкскому веку. На восточной окраине Омолонского массива он фиксируется грубообломочными породами верхов верхнего девона—низов нижнего карбона. Они представлены плохо отсортированными конгломератами и валунниками, налегающими на архейский фундамент, замещающимися по латерали и разрезу гравелитами, песчаниками и алевролитами (крестикская свита и ючугейская толща) (около 1000 м), которые к востоку фациально сменяются мелкозернистыми полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами (анманджинская толща) (более 400 м) [Терехов, 1979]. Обособление Гижигинского прогиба и Омолонского массива относится к еще более раннему времени и датируется средним девоном. Среднепалеозойской вулканогенной кедонской серии массива, начало формирования которой датируется средним девоном, в прогибе соответствуют маломощные (около 500 м) терригенно-карбонатные толщи [Симаков, 1974].

Далее к северо-востоку большая часть образований тылового прогиба, по-видимому, перекрыта вулканическими полями Охотско-Чукотского пояса. Тем не менее к западу от вулканических покровов здесь в ряде районов выступают морские достаточно мощные терригенные толщи триас-неокомового возраста, содержащие всюду пирокластический материал в том или ином количестве. В Верхне-Пенжинской впадине известны волжские, берриасские и валанжинские флишоидные отложения (1700 м) [Филатова, 1979]. В Умкувеемской впадине установлен непрерывный разрез от волжского яруса до апта включительно (1500 м) с обильными и разнообразными органическими остатками [Паракецов, Паракецова, 1973]. Еще далее к северо-востоку, на северном склоне Яблонского массива, имеются терригенные морские отложения среднего триаса — валанжина (около 4000 м) [Афицкий, 1970], несогласно перекрывающиеся мелководными морскими и лагунно-континентальными (айнахкурген-

ская свита баррем-аптского возраста, около 3000 м) [Афицкий, Палымский, 1971]. Все они относятся к приконтинентальному крылу тылового прогиба, который граничит здесь с жесткими массивами докембрийского (Омолонский массив) и герцинского возраста (Еропольский, Яблонский массивы) и несогласно перекрывает подстилающие образования, вплоть до среднепалеозойских.

Преддуговой прогиб

Комплексы преддугового прогиба могут быть прослежены лишь в районе, смежном с северо-восточным флангом Удско-Мургальской дуги; на большей части площади они скрыты водами Охотского моря.

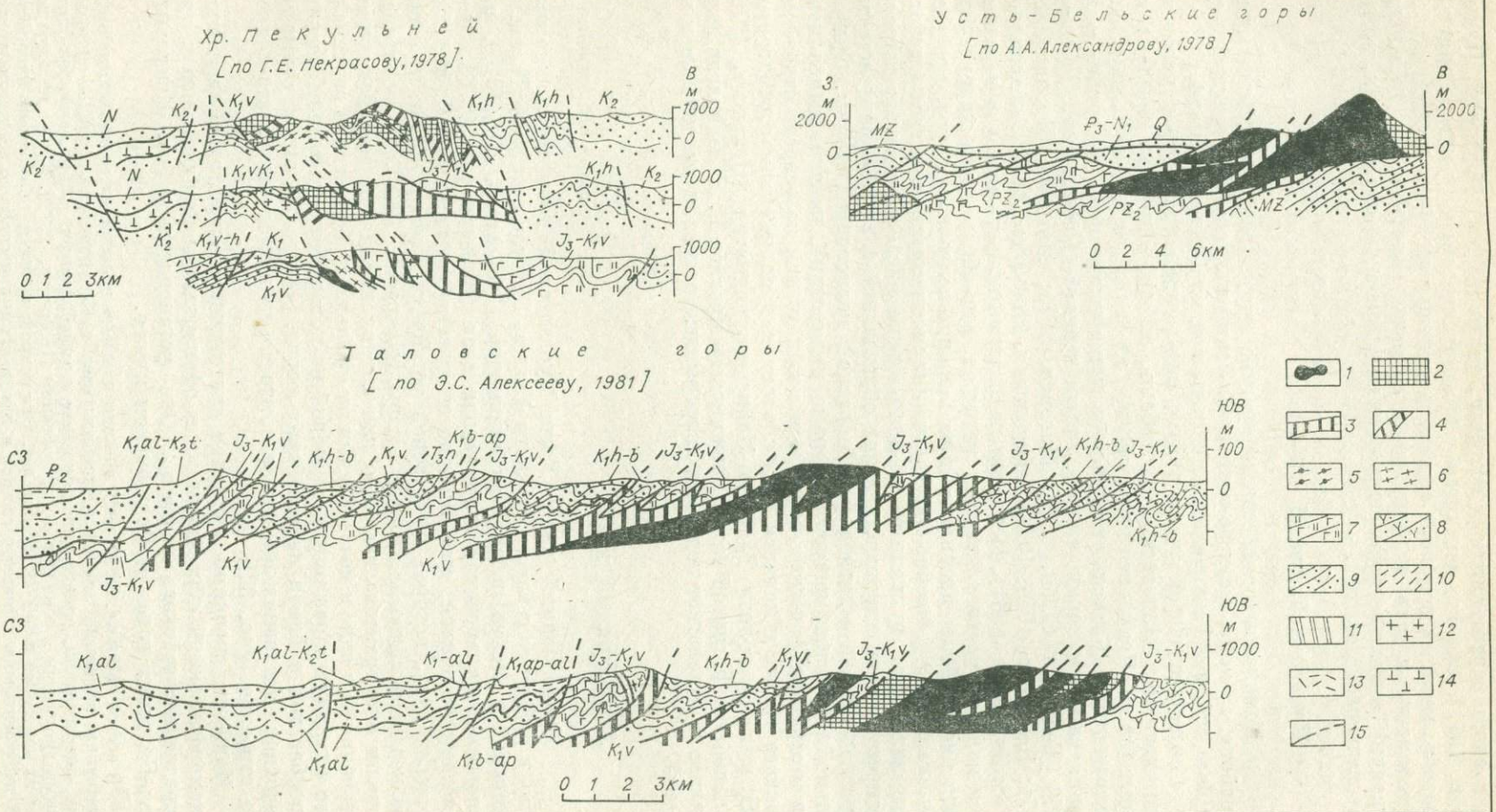
Северо-восточный фланг дуги с юго-востока граничит с меловыми Пенжинским и Марковским прогибами, на юго-восточных крыльях которых (от хр. Пекульней на севере до Таловских гор на юге) в отдельных тектонических блоках установлены преимущественно осадочные отложения карбона, перми, триаса, юры и неокома [Пономарева, Добрецов, 1966; Геология СССР, 1970; Мигович, 1972; Мигович, Похиалайнен, 1971; Некрасов, 1976, 1978; Заборовская, Некрасов, 1977; Александров, 1978; Зинкевич, 1981]. Несмотря на фрагментарность выходов и различную полноту устанавливаемых разрезов, эти образования характеризуются рядом общих признаков: преобладание осадочных пород, представленных преимущественно граувакками и сланцами; присутствие в небольшом количестве вулканитов среднего (реже кислого) состава; широкое распространение пирокластических образований и вулканомиктового материала; обилие остатков разнообразной мелководной фауны. Сравнительно небольшая мощность (первые километры), наличие конгломератов и стратиграфических перерывов с выпадением из разреза отложений нижнего триаса и верхней юры объясняются положением рассматриваемых выходов вблизи Таловско-Майнского поднятия [Некрасов, 1976]. В наиболее прогнутой части Пенжинского прогиба Г. Е. Некрасов справедливо предполагает полный и непрерывный разрез и увеличение мощностей.

Аккреционный клин

Аккреционный клин Удско-Мургальской дуги прослеживается лишь в районе ее северо-восточного фланга. Ему соответствуют Таловско-Майнский и Пекульнейский антиклинории [Геология СССР, 1970], или Таловско-Пекульнейская структурная зона [Александров, 1978]. Здесь намечается внешняя, относительно внутренней вулканической, невулканическая дуга, которая была зоной устойчивого поднятия на протяжении позднего палеозоя, триаса и юры [Некрасов, 1978]. До последнего времени она трактовалась либо как антиклинорий с палеозойскими образованиями в ядре и мезозойскими на крыльях, либо как зона вертикального глубинного разлома, по которой на поверхность выведены массивы гипербазитов и блоки палеозойских пород. Детальные структурные исследования последних лет показали, что эта зона имеет чешуйчато-покровное строение (рис. 37).

Наиболее древними являются тектонические пластины, сложенные метаморфическими образованиями и офиолитами докембрийского и раннесреднепалеозойского возраста. Они установлены в хр. Пекульней, Усть-Бельских горах и Пенжинском кряже.

В осевой части хр. Пекульней описаны наиболее древние, представленные амфибол-двупироксеновыми сланцами, полосчатыми габбро-норитами, габбро-анортозитами, анортозитами, оливин-нироксеновыми и амфиболовыми габбро, амфибол-биотитовыми диоритами и тоналитами, образования [Некрасов, 1978]. К—Ar методом возраст их определен в 650—1300 млн. лет. Они сопровождаются комплексом параллельных даек основного и кислого состава и вместе с ними несогласно перекрываются отложениями берриас-валанжинского возраста.


Хр. Текульней
[по Г.Е. Некрасову, 1978]
Усть-Бельские горы
[по А.А. Александрову, 1978]
Таловские горы
[по Э.С. Алексееву, 1981]
0 1 2 3км
0 2 4 6км
0 1 2 3км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

В Усть-Бельских горах среднепалеозойские офиолиты слагают серию тектонических чешуй с общим движением масс с северо-запада на юго-восток [Александров, 1978]. В основании разреза залегает серпентинитовый меланж, выше — серпентинизированные перидотиты, дуниты и гарцбургиты, которые постепенно сменяются полосчатыми габбро мощностью до 1000 м. Полосчатые габбро вверх по разрезу переходят в массивные мелкозернистые с офитовой и диабазовой структурой, согласно перекрывающиеся основными вулканитами (500 м), представленными зеленокаменно измененными диабазами и спилитами. Выше залегают сургучные и пестроокрашенные яшмы, туфы среднего и основного состава, базальты, туфопесчаники, кремнисто-глинистые сланцы, туфогравелиты, алевролиты (750 м) с органическими остатками среднего и верхнего девона. Заканчивается разрез пачкой (250 м) песчаников, алевролитов, кремней, гравелитов, конгломератов и известняков с многочисленными остатками брахиопод, кораллов и криноидей нижнего карбона. Присутствие в составе гальки конгломератов серпентинитов, а в протолочках песчаников — хромшпинелидов свидетельствует о возможном уже в раннем карбоне существовании поднятия, в пределах которого на поверхность выступали основные и ультраосновные породы. Возраст лерцолитов Усть-Бельского массива К — Ar методом определен в 380 ± 100 млн. лет.

В Пенжинском кряже [Заборовская, Некрасов, 1974] наиболее древними являются образования нижнего палеозоя и, возможно, докембрия, которые слагают узкий тектонический блок чешуйчатого строения, вписывающийся в общую структуру обрамляющих мезозойских толщ. На базитовом фундаменте, представленном измененными габброидами, амфиболитами, метабазальтами, кварцитами, мраморами и лавсонит-глаукофановыми сланцами (около 2000 м), залегают массивные и шаровые базальты, спилиты и вариолиты с прослоями известняков и кремнистых пород (1000—1500 м). Они перекрываются алевролитами и глинистыми сланцами с остатками граптолитов среднего ордовика — нижнего силура. Метабазиты из низов разреза по петрохимическим особенностям сходны со щелочными оливиновыми базальтами океанов. Возраст глаукофансланцевого метаморфизма К — Ar методом определен в 330—350 млн. лет. На охарактеризованные образования надвинута тектоническая пластина, сложенная в нижней части полевошпатовыми перидотитами и пироксенитами, а в верхней — габбро и габбро-диабазами, которые перекрываются диабазами и спилитами с прослоями красных и зеленых яшм, туфопесчаников и известняков с остатками девонских криноидей [Пономарева, Добрецов, 1966; Добрецов, 1974].

Наряду с древними метабазитами и нижнесреднепалеозойскими офиолитами в строении Таловско-Пекульнейской зоны принимают участие офиолиты позднеюрско-неокомового возраста, которые также слагают тектонические пластины, ограниченные надвигами и зонами серпентинитового меланжа.

В восточной части хр. Пекульней они представлены серпентинитовым меланжем с глыбами шпинелевых лерцолитов и дунитов, верлитов, гранат-шпинелевых вебстеритов, клинопироксенитов, эклогитов, эпидот-амфиболовых сланцев, который перекрывается сложнодислоцированными базальтами, вариолитами, спилитами, красными яшмами и кремнистыми известняками позднеюрско-валанжинского возраста [Некрасов, 1978]. Вблизи гипербазитов здесь же известны блоки глаукофановых сланцев, возраст которых К — Ar методом определен в 160 млн. лет [Pinus e. a., 1970].

В юго-западной части Таловско-Пекульнейской зоны, в Таловских горах, на Валижгенском поднятии, а также на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос мезозойские офиолиты представлены сложнодислоцированными спилитами и диабазами, чередующимися с кремнисто-известковыми и кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами (до 1500 м), возраст которых по остаткам радиолярий и редких двустворчатых моллюсков определяется как позднеюрский, местами позднеюрско-валанжинский [Авдейко, 1968; Пергамент, Похиалайнен, 1970; Некрасов, 1976]. Вулканогенно-кремнистые образования постоянно ассоциируются с гипербазитами и габброидами, местами налегают на них. Вверх по разрезу они сменяются терригенной флишоидной толщей берриас-барремского возраста (до 3000 м) с олистолитами гипербазитов, габброидов, глаукофановых сланцев и эклогитов. На восточном побережье п-ова Тайгонос среди серпентинитов известны блоки эклогитов [Гельман, Некрасов, 1968; Мишкин и др., 1969]. Здесь же установлены глаукофановые сланцы, которые, как считают М. Л. Гельман и С. Е. Некрасов, развиваются по позднеюрско-валанжинским вулканитам.

Цепочка офиолитовых зон, согласно геофизическим данным [Чиков, Иванов, 1963; Беляев и др., 1974], протягивается в фундаменте Пенжинского и Марковского прогибов, примерно вдоль их оси. Эти данные сог-

---

Рис. 37. Геологические разрезы через Таловско-Пекульнейскую зону (аккреционный клин) (упрощено).

1 — гипербазиты, *2* — габброиды, *3* — серпентинитовый меланж, *4* — габбро и анортозиты, *5* — амфибол-двупироксеновые сланцы и эндербиты, *6* — метаморфические сланцы, *7* — кремнисто-вулканогенные породы, *8* — кремнисто-туфотерригенные отложения, *9* — песчаники, *10* — алевролиты и аргиллиты, *11* — комплекс параллельных даек, *12* — граниты, *13*, *14* — вулканиты: кислые (*13*), средние и основные (*14*), *15* — разломы.

ласуются с существующими представлениями о строении преддуговых прогибов первого типа современных островных дуг, внешний край которых обычно перекрывает комплексы аккреционного клина.

Осадочные отложения верхнего палеозоя, нижней и средней юры и неокома, известные в ряде тектонических блоков и чешуй, характеризуются преимущественно терригенным, часто грубообломочным, составом, постоянным присутствием пирокластического и вулканомиктового материала, сокращенными разрезами и малыми мощностями.

В пределах Таловско-Пекульнейской зоны устанавливаются надвиги различного возраста. В хр. Пекульней они перекрыты молассами апта. Г. Е. Некрасов [1978] по появлению горизонтов дикого флиша в готеривских отложениях автохтона определяет время шарьирования концом готерива — началом баррема. На п-ове Елистратова надвиг с гипербазитами, смещающий меловые отложения вплоть до сенонских, перекрыт вулканитами предположительно олигоценового возраста [Авдейко и др., 1966]. На Таловско-Майнском отрезке зоны в надвигах участвуют меловые отложения, включая сенонские. В Усть-Бельских горах надвиги продолжают формироваться вплоть до миоцена. Здесь описана своеобразная принадвиговая тиллитовидная олистострома олигоцен-миоценового возраста [Александров, 1978].

Широкое распространение разновозрастных надвигов, высокобарических офиолитов различного возраста и общее покровно-чешуйчатое строение Таловско-Пекульнейской зоны свидетельствуют о ее формировании в условиях горизонтального сжатия, по-видимому, с самых ранних этапов ее развития, т. е. с позднего палеозоя. При этом, как отмечал А. А. Александров [1978], имело место выдвижение в верхние горизонты коры пород базитового фундамента и офиолитов по зонам глубинных надвигов. Этот процесс носил пульсационный характер. О времени его проявления можно судить по находкам галек метабазитов, глаукофановых сланцев и офиолитов в конгломератах. Гальки такого состава известны в конгломератах карбона, перми, юры, неокома, апта, нижнего сенона и неогена.

Таловско-Пекульнейская зона не заканчивается в пределах рассмотренной территории суши. Она продолжается вдоль северной прибрежной части Охотского моря, о чем свидетельствует наличие протяженных интенсивных положительных магнитных аномалий, обусловленных, по-видимому, габброидами, гипербазитами [Геология СССР, 1970].

МЕЛОВОЙ ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС — АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА АНДИЙСКОГО ТИПА

Тектоническое положение и природа Охотско-Чукотского пояса остаются дискуссионными вплоть до настоящего времени. Обзор существующих представлений приведен в ряде работ [Белый, Тильман, 1966; Аникеев и др., 1970; Заборовская, 1978; Некрасов, 1976; Белый, 1978]. А. А. Богданов [1970] первым обратил внимание на его сходство с намеченным им вулкано-плутоническим поясом позднемелового — кайнозойского возраста в Перуанских Андах. Это сопоставление было поддержано другими исследователями [Ломизе, 1976, 1980; Парфенов, 1980]. Позднее было выдвинуто предположение, что Охотско-Чукотский пояс определяет положение активной континентальной окраины андийского типа на северо-западе тихоокеанского обрамления [Зоненшайн и др., 1976; Парфенов, 1976б; Парфенов, Натальин, 1977; Parfenov e. a., 1978].

Сравнительная характеристика Охотско-Чукотского и Андийского вулкано-плутонических поясов

Значительные разногласия существуют в определении объема Охотско-Чукотского пояса. Поэтому прежде чем приступить к его сравнительной характеристике, необходимо уточнить его границы. Некоторые исследователи [Аникеев и др., 1970] включают в состав пояса триасово-юрские вулканогенно-осадочные образования Северного Приохотья, описанные в составе Удско-Мургальской вулканической дуги. В. Ф. Белый [1977, 1978], давший наиболее полное и систематическое описание пояса, определяет возраст нижней его границы не древнее среднего альба. Устанавливаемые же в юго-западной и североохотской частях континентальные вулканогенные толщи более древнего возраста, вплоть до верхнеюрско-неокомовых [Гринберг, 1973; Бахарев, 1976; Агентов и др., 1978; Громов, Лебедев, 1978; Забордовская, 1978], он относит к образованиям фундамента, хотя ни по составу, ни структурно они не обособляются от комплексов, слагающих их основной объем. Вещественные (наличие вулканитов) и стратиграфические признаки не могут быть положены в основу определения нижней границы. Главными являются структурные. Е. К. Устиев [1959, 1962, 1965] полагал, что заложение пояса следует связывать с завершением раннемезозойской складчатости Верхояно-Чукотской области и образованием на ее месте жесткого континентального блока, который на юго-востоке граничил с Палеотихоокеанским бассейном. Определяющее значение раннемезозойской складчатости и формирования жесткого континентального блока, которые предшествовали заложению Охотско-Чукотского пояса, подчеркивали и другие исследователи [Сперанская, 1962; Спрингис, 1962]. Исходя из этого, мы должны отнести к поясу все континентальные осадочно-вулканогенные молассовые и вулканогенные толщи, связанные с завершением раннемезозойской складчатости и располагающиеся большей частью несогласно на более древних образованиях. Возраст нижних горизонтов оказывается неодинаковым на различных его участках, изменяясь от начала неокома до альба.

Возраст верхних горизонтов В. Ф. Белый [1977] определяет первой половиной сеномана, однако в последние годы в некоторых районах из них собраны более молодые, вплоть до сенонских, флористические остатки [Самылина, 1974; Бахарев, 1976; Филатова и др., 1977; Громов, Лебедев, 1978].

С изложенным в целом согласуются разультаты K — Ar определений возраста пород пояса, выполненных в лаборатории СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Из проанализированных 250 проб, взятых в различных районах пояса, 20% датируются в 110—90 млн. лет, остальные — 90—60 млн. лет [Белый, 1977]. K — Ar датировки наиболее ранних фаз гранитоидов пояса в Северном Приохотье составляют 130—140 млн. лет [Фирсов, 1960; Загрузина, 1977].

Охотско-Чукотский пояс сходен с Андийским по своей ширине (первые сотни километров) и длине (около 3000 км), также характеризуется отчетливой сегментацией. Выделяется ряд сегментов, или звеньев, различающихся по магматическим формациям, их рядам и возрасту (см. рис. 34): Восточно-Чукотский, Центрально-Чукотский, Анадырский, Пенжинский, Северо-Охотский (Примагаданский) и Западно-Охотский [Белый, Тильман, 1966; Белый, 1977, 1978; Агентов и др., 1978]. Границы между ними всюду резкие и выражены зонами крутых поперечных разломов. Характерно сочленение сегментов под некоторым углом друг к другу.

Восточно-Чукотский сегмент образован [Белый, 1977] в низах разреза грубообломочными угленосными отложениями альбского возраста, туфобрекчиями, лавами и туфами андезитов и андезито-дацитов (800—1000 м), которые перекрываются туфами и игнимбритами дацитов и липаритов (до 2000 м). Разрез заканчивается вулканитами основного и среднего состава сеноманского возраста (250 м).

В Центрально-Чукотском сегменте наибольшую площадь занимает Пегтымельский прогиб, образованный преимущественно липаритами, липарито-дацитами и дацитами позднеальб-сеноманского возраста (до 400 м), которые местами подстилаются туфами среднего и умеренно кислого состава (300—400 м) и угленосными отложениями (до 800 м) среднераннеальбского возраста. Эти образования резко несогласно перекрывают складчатые толщи триаса и местами берриас-валанжина [Белый, 1977]. Вулканиты среднего и основного состава в значительных объемах появляются лишь в юго-восточной части сегмента.

Анадырский сегмент характеризуется наличием андезитов, андезито-базальтов и базальтов (до 4500 м) альб-сеноманского возраста. Породы кислого состава слагают невыдержанные по мощности линзы, и лишь в восточной части сегмента местами в верхах разреза картируется толща липаритов и дацитов мощностью 700—800 м [Белый, 1977].

Пенжинский сегмент имеет отчетливо выраженное зональное строение. В юго-восточной его части выделяется мощная (около 2000 м) толща андезитов, андезито-базальтов и базальтов альб-сеноманского возраста, залегающая на альбских молассах (2500 м), которые несогласно перекрывают подстилающие верхнеюрские и неокомовые образования [Филатова, 1974; Агентов и др., 1978]. В северо-западной части сегмента, которая охватывает бо́льшую его площадь, в составе альбских образований наряду с вулканитами среднего и основного состава отмечаются мощные линзы липаритов. Выше залегают субщелочные липариты сеноман-туронского возраста (около 1000 м) и турон-сенонские субщелочные андезито-базальты и андезиты (до 1200 м).

Северо-Охотский сегмент, выделяемый иногда как Кава-Ямский прогиб [Вельдяксов и др., 1974], также характеризуется отчетливым зональным строением. В южной части, вдоль северного побережья Охотского моря, отчетливые несогласия в основании Охотско-Чукотского пояса отсутствуют. К наиболее ранним образованиям относятся прибрежно-морские и континентальные вулканогенно-молассовые толщи (до 10 000 м) поздневолжско-раннемелового возраста, которые слагают приразломные синклинали и грабен-синклинали, согласные со структурами подстилающих триасово-юрских вулканогенно-осадочных толщ Удско-Мургальской дуги [Заборовская и др., 1965; Заборовская, 1978; Некрасов, 1976]. Среди вулканитов преобладают базальты, андезито-базальты и андезиты. Северная, бо́льшая, часть сегмента имеет форму выпуклой к югу дуги (Хасынская дуга). В основании ее местами вскрываются континентальные угленосные отложения (400 м) (хасынская свита) и андезито-базальты позднеюрско-неокомового возраста (до 1500 м). Выше выделяются сложно построенные контрастные группы формаций: позднеальбская, включающая базальт-андезитовую и липаритовую, и позднемеловая андезит-базальтовая, дацит-липаритовая и базальт-андезито-базальтовая, которые располагаются несогласно на всех древних образованиях (вплоть до пермских). Более молодые формации смещены к северу. Суммарная мощность их около 2500—3000 м.

Западно-Охотский сегмент включает три прогиба. Наиболее крупным из них является Ульинский, к юго-западу от которого располагается Магейский, а к северо-востоку Куйдусунский. Ульинский прогиб имеет в целом симметричное строение. Наиболее древние толщи выступают на поверхность вдоль его бортов [Бахарев, 1976; Гринберг, 1976; Агентов и др., 1978]. Они представлены терригенными отложениями (500 м) и мощной (около 1000 м) однородной толщей андезитов с неокомовой флорой. В центральной части прогиба выделяются альбские субщелочные липарито-дациты и базальты и андезиты позднемелового возраста. Общая мощность слагающих прогиб образований оценивается в 5000 м. Сходное строение имеет Магейский прогиб. Куйдусунский образован преимущественно обширными полями игнимбритов дацитового состава, которые несогласно перекрывают триасовые и пермские толщи северного обрамления Охотского массива. Органические остатки в них неизвестны, возраст условно считается позднемеловым [Агентов и др., 1978]. К — Ar методом они датируются в 84—94 млн. лет [Соловьев, 1976]. В их основании местами устанавливаются андезиты и базальты условно раннемелового возраста.

Таким образом, Охотско-Чукотский пояс на большем своем протяжении, как и Андийский, характеризуется отчетливо выраженным асимметричным строением. В пределах Пенжинского и Северо-Охотского сегментов устанавливается смещение вулканизма в глубь континента. Сегменты, располагающиеся на флангах пояса (Западно-Охотский, Восточно-Чукотский, Центрально-Чукотский), имеют симметричное строение.

В основании Охотско-Чукотского пояса почти всюду устанавливаются молассы, представленные терригенными грубообломочными отложениями мощностью от нескольких сотен до 2500 м. Выше по разрезу преобладают вулканические породы. Терригенные образования, представленные вулканомиктовыми аллювиальными, пролювиальными и озерными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, составляют не более 20% и слагают внутри разреза локальные участки. В отличие от вулканических островных дуг среди вулканитов многочисленны породы кислого состава, в некоторых районах — 45—

70% разреза. Много липаритов с $SiO_2 > 70\%$. Базальты составляют 5— 6%, андезито-базальты и андезиты — 25—55%. Вулканиты основного —среднего состава представлены преимущественно лавами, иногда туфами от мелко- до крупнообломочных, часто бомбовыми или разнообломочными. Лавобрекчии и агломератовые разности встречаются реже. Массивные и миндалекаменные лавы слагают потоки, подошва и кровля которых обычно гематитизированы. Среди кислых вулканитов преобладают игнимбриты. Тонких пепловых туфов мало.

Средний состав магматических пород Охотско-Чукотского пояса и Курильских островов, % по весу

Компонент	Охотско-Чукотский пояс [по Е. К. Устиеву, 1965]	Курильские острова [по Е. К. Мархинину, 1967]
SiO_2	65,52	59,26
TiO_2	0,69	0,75
Al_2O_3	15,74	17,43
Fe_2O_3	2,43	3,47
FeO	3,19	4,18
MnO	0,06	0,13
MgO	2,21	3,47
CaO	4,04	7,24
Na_2O	3,24	2,85
K_2O	2,88	1,22
Сумма	100,00	100,00

Вулканические породы, особенно игнимбриты, слагают крупные вулкано-тектонические депрессии, которые по размерам значительно превосходят отрицательные структурные формы островных дуг. Лавы основного и среднего состава образуют лавовые плато, внутри которых отмечается большое количество некков (палеожерловин), что свидетельствует об ареальном характере вулканизма.

Наряду с известково-щелочными породами широко распространены вулканиты субщелочного и щелочного характера, в том числе калиевой специализации (см. рис. 35). Содержание щелочей достигает в сумме 9,5—10%. В их составе значительная роль принадлежит калию. Ярко выражены различия средневзвешенных химических составов вулканитов пояса и Большой Курильской гряды (см. таблицу). Обнаруживается большое сходство с вулканитами Андийского пояса по петрографическому составу и особенностям химического [Ломизе, 1976, 1980]. М. Г. Ломизе отмечает лишь несколько более высокую щелочность вулканитов Арауканского пояса Анд. В обоих поясах в низах разреза преобладают андезиты и андезито-базальты, роль более кислых пород возрастает вверх по разрезу, при этом главные поля кислых вулканитов отчетливо смещены в сторону континента относительно более древних вулканических полей. Местами крупные поля кислых вулканитов сменяются по простиранию вулканитами среднего и основного состава.

Гранитоиды Охотско-Чукотского пояса тесно связаны во времени и пространственно с вулканитами, обнаруживая при этом близость в петрохимическом отношении [Устиев, 1959, 1962, 1965]. Таким образом, они сопоставимы с андийскими гранитоидами, с которыми сходны по составу и длительности формирования. Е. К. Устиев выделял два комплекса гранитоидов: раннемеловой (охотский) и позднемеловой. Первый представлен в основном гранодиоритами, ассоциируется с андезитами и распространен преимущественно во внешней зоне пояса; второй представлен главным образом гранитами и ассоциируется с липаритами внутренней зоны. Такое подразделение гранитоидов в целом было подтверждено последующими исследованиями [Гринберг, 1973; Некрасов, 1976; Загрузина, 1977]. Отсутствие в Охотско-Чукотском поясе гигантских линейно вытянутых плутонов, подобных андским, возможно, объясняется меньшей величиной эрозионного среза. Преобладают эпизональные плутоны изометричной в плане формы с неправильными, часто весьма причудливыми очертаниями, почти всегда с остатками кровли. Специфичны поперечные цепочки гранитоидных плутонов протяженностью в сотни километров (Омсукчанский прогиб, Охотский район).

Гранитоиды обоих типов многофазны. В составе охотских преобладают тоналиты и кварцевые диориты, слагающие около 80% площади

массивов [Белый, 1978]. В качестве наиболее ранних фаз постоянно устанавливаются габбро, габбро-диориты и диориты, наиболее поздними являются плагиограниты, граниты, лейкократовые граниты. Для одного из наиболее изученных массивов этого типа — Магаданского батолита — K — Ar методом возраст габбро-диоритов определен в 132—136 млн. лет, тоналитов—в 130—132, кварцевых диоритов — в 119—127, гранодиоритов—в 113—125, гранитов — в 90—106, пегматитов — в 71—78 млн. лет [Фирсов, 1960; Загрузина, 1977]. K — Ar определения подтверждают преимущественно позднемеловой возраст гранитоидов внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса [Загрузина, 1977]. Нельзя не отметить, что полученные для них K — Ar датировки перекрываются отчасти датировками охотских гранитоидов.

Тектоническое положение и природа Охотско-Чукотского пояса

Заложению Охотско-Чукотского пояса предшествовала раннемезозойская складчатость Верхояно-Чукотской области и формирование на месте различного типа прогибов, в том числе глубоководных с корой океанического типа, жесткого континентального блока. В этом смысле пояс выступает в качестве орогенных образований мезозоид. Где мезозойская складчатость проявилась позднее, например в районе северо-восточного отрезка пояса, там и возраст нижних горизонтов оказывается моложе, чем в юго-западных районах с несколько ранней складчатостью.

Угловые и стратиграфические несогласия в основании пояса отчетливо выражены лишь во внутренней (приконтинентальной) его зоне, а внешняя (приокеаническая) протягивается в целом параллельно структурным элементам Удско-Мургальской дуги; стратиграфические перерывы сведены к минимуму, а на п-ове Тайгонос отмечается согласное налегание нижних горизонтов на образования вулканической дуги [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978]. Параллельно поясу протягивается ряд поднятий (Ичигемское, Мургальское, Тайгоносское, Кони-Пьягинское) с пологими северо-западными и крутыми юго-восточными крыльями, осложненными продольными взбросами и надвигами. Далее к востоку, параллельно Анадырскому и Пенжинскому сегментам, протягиваются Марковский и Пенжинский прогибы, выполненные мощными терригенными толщами мелового возраста.

В Пенжинском, наиболее изученном [Геология СССР, 1970; Авдейко, 1968; Иванов, Похиалайнен, 1973], отложения альбского возраста, синхронные континентальной молассе, залегающей в основании смежной части Охотско-Чукотского пояса, представлены морскими алевролит-глинистыми и песчаными туфогенными породами. Мощность их в осевой части прогиба достигает 6000 м, что втрое превышает мощность синхронных им континентальных моласс. В осевой части прогиба эти отложения залегают согласно на аптских, а в пределах Таловско-Майнского поднятия — несогласно на отложениях вплоть до валанжинских и характеризуются сокращенными мощностями. Верхнемеловые, включая и позднеальбские, представлены прибрежно-морскими и континентальными образованиями с пачками грубообломочных пород и угленосными горизонтами общей мощностью до 4000 м. Они залегают несогласно с конгломератами в основании, трансгрессивно перекрывая все отложения вплоть до готеривских; залегание их в целом пологое, с образованием широких синклиналей, определяющих общий облик прогиба. Более древние образования, выходящие в Валижгенском, Маметчинском и других поднятиях, всегда дислоцированы, местами вплоть до сжатых и изоклинальных складок [Геология СССР, 1970].

Прогибы, аналогичные меловому Пенжинскому, возможно, располагаются в северной части Охотского моря параллельно центральному отрезку Охотско-Чукотского пояса. По данным ГСЗ, такой прогиб здесь намечался еще в начале 60-х годов [Аверьянов и др., 1961]. Позднее на ос-

нове материалов НСП существование такого прогиба было поставлено под сомнение [Гнибиденко, 1979]. В настоящее время, по данным НСП ОГТ, здесь устанавливается несомненное наличие осадочных толщ мощностью 5000—6000 м.

Пенжинский и Марковский прогибы, а также гипотетический в северной части Охотского моря представляют преддуговые прогибы первого типа. На примере Пенжинского устанавливается унаследованность от предшествующего прогиба аналогичного типа, который входил в состав Удско-Мургальской островной дуги. Таловско-Пекульнейская зона попрежнему выступает в качестве невулканического поднятия и может рассматриваться как аккреционный клин, об активном развитии которого в период формирования Охотско-Чукотского пояса свидетельствует наличие позднеюрско-раннемеловых офиолитов и широкое распространение меловых надвигов, охарактеризованных выше.

Тектоническое положение Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса в целом весьма сходно с положением Андийского. Он располагается вдоль окраины стабилизированного в результате предшествующей складчатости континентального блока. Во внешней зоне параллельно поясу протягиваются преддуговые прогибы и невулканическое поднятие (аккреционный клин), за которым следует предполагать существование океанического бассейна. Современные буровые и геофизические данные не позволяют сомневаться в существовании океана в меловое время, по крайней мере, к востоку от Корякского нагорья и Камчатки.

Охотско-Чукотский пояс в период своего формирования аналогично Андийскому был связан с зоной Беньофа, на что одним из первых обратил внимание Г. А. Гринберг [1973]. Известен также ряд попыток расчетным путем определить конфигурацию палеозоны Беньофа. Все они базируются на увеличении содержания K_2O в вулканитах близкой основности низов разреза при движении в сторону континента. В. М. Моралев и Г. Ф. Григораш [1976] с помощью диаграмм У. Дикинсона и Т. Хатертона оценивают угол наклона палеозоны Беньофа пояса для бассейна р. Пенжины в 20—25°. Повторные расчеты, проведенные Н. И. Филатовой [1979], подтвердили вывод о пологом положении палеозоны Беньофа.

Палеозона Беньофа пояса, рассчитанная по содержанию K_2O в вулканитах одинаковой основности нижней толщи Северо-Охотского сегмента и Ульинского прогиба, сложенной преимущественно андезито-базаль-

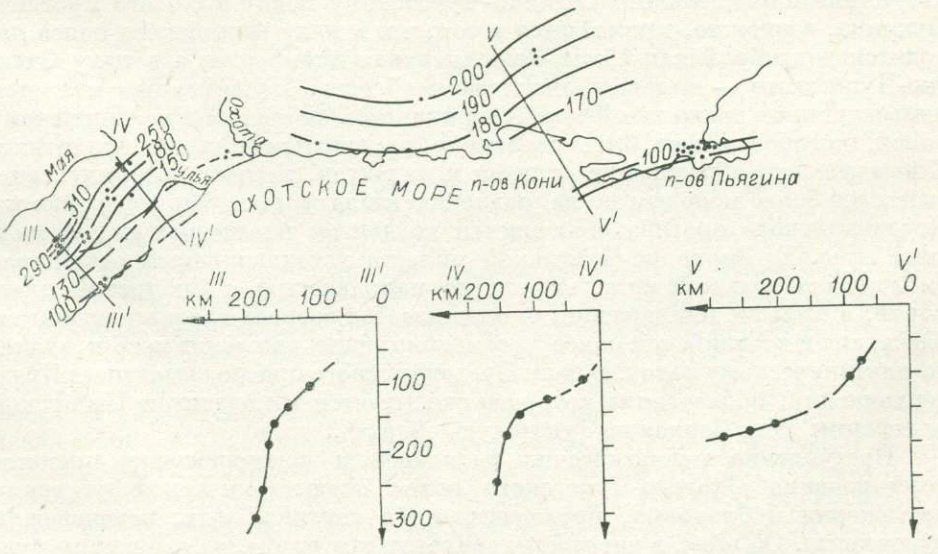


Рис. 38. Палеозона Беньофа Охотско-Чукотского пояса, рассчитанная по содержанию K_2O в вулканитах [Parfenov e. a., 1978].

Усл. обозн. см. на рис. 36.

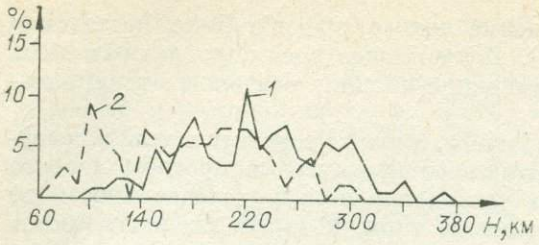


Рис. 39. Результаты определения глубин до палеозоны Беньофа по расчетам содержания K_2O в вулканитах верхней части разреза Охотско-Чукотского пояса [Parfenov e. a., 1978].

Гистограммы для вулканитов: *1* — Ульинского прогиба, *2* — Северо-Охотского сегмента.

тами и андезитами [Parfenov e. a., 1978], по сравнению с палеозоной Беньофа Удско-Мургальской дуги в целом существенно положе (рис. 38). Отличительная ее особенность — сложная форма: наличие широкого (120—170 км) пологого участка, соответствующего большей части пояса; в северо-западной части отчетливо устанавливается резкое погружение зоны на коротком расстоянии. Проекция на поверхность реконструируемой магматически активной части палеозоны Беньофа пояса значительно шире (120—200 км), чем Удско-Мургальской (около 50 км) и Курильско-Камчатской (около 45 км) дуг.

Аналогичные расчеты для верхней части разреза, образованной контрастными андезит-базальт-липаритовыми ассоциациями, показывают значительный разброс значений глубин (рис. 39), который, как и незакономерное их распределение вкрест простирания пояса, может быть обусловлен увеличением содержания K_2O в андезито-базальтах и андезитах за счет контаминации коровым материалом. В пользу такого вывода свидетельствует тот факт, что гистограмма, характеризующая распределение глубин для ульинской части пояса, сдвинута в область бóльших глубин относительно гистограммы североохотской части. Ульинская располагается на раннедокембрийском сиалическом фундаменте Охотского массива, а фундаментом рассматриваемой северо-восточной части являются дислоцированные раннемезозойские образования Удско-Мургальской дуги и ее тылового прогиба, раннедокембрийские кристаллические образования здесь неизвестны.

Влиянием толщины земной коры и ее состава на петрогенезис пород, возможно, объясняются отмечаемые В. Ф. Белым [1978] существенные различия в содержании K_2O в базальтах, андезито-базальтах и андезитах в различных сегментах пояса. Примечательна закономерность изменений содержаний K_2O во всех этих типах пород в пределах Северо-Охотского, Пенжинского, Анадырского и Центрально-Чукотского сегментов. В Андийском поясе, где выполнен большой комплекс геохимических исследований и известна мощность земной коры, влияние ее толщины на петрогенезис не вызывает сомнения.

При сравнении Охотско-Чукотского и Андийского поясов отмечается отсутствие параллельного Охотско-Чукотскому поясу тылового прогиба. Причина, возможно, заключается в том, что в тылу Андийского пояса находится докембрийская Южно-Американская платформа, а в тылу Охотско-Чукотского — молодая складчатая область. Несомненным является пульсационное движение Южно-Американской платформы к Андийскому поясу, которое может быть связано с раскрытием Южной Атлантики. С ним связано образование складок и надвигов, возраст которых становится все более молодым по направлению к платформе. Формирование же Предандийского прогиба объясняется поддвигом платформы под Андийский пояс. В Верхояно-Чукотской области устанавливается отчетливое омоложение возраста складчатости по направлению к Сибирской платформе, в этом же направлении омолаживается возраст главных надвигов. Здесь, как и в Андийском поясе, несомненно общее движение масс к вулкано-плутоническому поясу. В роли Предандийского прогиба выступает Предверхоянский, образование которого связывается с поддвигом Сибирской платформы под Верхояно-Чукотскую область.

Поступление магматических расплавов к поверхности в процессе формирования Охотско-Чукотского пояса осуществлялось в условиях растяжения и блоковых, преимущественно вертикальных, перемещений фундамента. Об этом, в частности, свидетельствует анализ структуры вулканических полей [Белый, 1977, 1978]. Во внешней зоне пояса распространены согласные с общим его простиранием линейные грабены, ограниченные сбросами. Как и в Андийском поясе, здесь достаточно четко про-

явлены структуры сжатия. Надвиги характерны для поднятий, отделяющих пояс от преддуговых прогибов. Они установлены на Мургальском поднятии [Филатова, 1978, 1979], полуостровах Тайгонос [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978], Кони и Пьягина [Шило, Умитбаев, 1977]. Известны Челомджа-Ямский надвиг (Северо-Охотский сегмент пояса) [Юдин, Измайлов, 1966], надвиги на границе Гижигинской зоны и Омолонского массива, вероятно, мелового возраста, северо-западного крыла Ульинского прогиба (описаны В. А. Попеко и Л. И. Попеко). Эпизоды растяжения в пределах Охотско-Чукотского пояса, как и в Андийском, прерывались эпизодами сжатия, которые носили пульсационный характер и передавались со стороны Сибирской платформы. Наиболее интенсивные дислокации отмечаются в районах, смежных с Пенжинским сегментом пояса, в пределах Гижигинской складчатой зоны, на п-ове Тайгонос и на юге Мургальского поднятия. Здесь сказалось влияние жесткого упора, представленного Омолонским срединным массивом, который примыкает с северо-запада к рассматриваемому району. О несомненном его воздействии на складчатость и движении в юго-восточном направлении свидетельствуют опрокидывание складок Гижигинской зоны по направлению к массиву и согласная с ними ориентировка надвигов.

Охотско-Чукотскому и Андийскому вулкано-плутоническим поясам предшествуют островные дуги. Оба протягиваются параллельно вулканическим дугам и накладываются на них, несколько смещаясь при этом в сторону континентов. Этот переход в обоих районах произошел весьма резко, хотя и не одновременно на всем протяжении. Ему предшествовали энергичные орогенические движения на окраинах континентов, которые привели к замыканию прогибов и установлению континентального режима. Продолжавшиеся и в период формирования поясов, они были обусловлены резкой сменой кинематики движения литосферных плит. При формировании островных дуг, в тыловых частях которых устанавливаются признаки растяжения, местами с новообразованием океанической коры, активными были океанические плиты, погружавшиеся под континент. При заложении и последующем развитии окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов также активными становятся континентальные плиты, что приводит к складчатости, изменению угла наклона зоны Беньофа и в результате — характера магматизма. Это изменение кинематики движения плит может быть связано с раскрытием Южной Атлантики в Андах, Северной Атлантики — в нашем районе.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПРИРОДА МЕЗОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Корякская складчатая система располагается к востоку от Удско-Мургальской дуги и Охотско-Чукотского пояса, сменяя их по направлению к океану. В связи с этим представляет интерес попытка определить тектоническое положение и природу слагающих ее образований. Это облегчается тем, что в пределах северной части системы выполнен большой объем детальных комплексных тематических исследований, в результате которых были установлены главные особенности ее складчато-покровной структуры и литологические особенности основных вещественных комплексов [Александров, 1978; Александров и др., 1975; Богданов, 1970; Бялобжеский, 1979; Звизда, 1977; Зинкевич, 1981; Игуменщев и др., 1976; Коляснков, 1977; Руженцев, Бялобжеский и др., 1977; Терехова, Эпштейн, 1979; Тильман и др., 1975; Волобуева, Красный, 1979]. Здесь широко распространены пологие надвиги и шарьяжи, амплитуда перемещения по которым оценивается от нескольких десятков до 200 км [Бялобжеский, 1979]. На возможность существования их указывали еще П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова [1965]. Надвиги и шарьяжи су-

щественно затрудняют изучение первичных соотношений тектонических элементов и структурно-вещественных комплексов. Устанавливаются офиолиты различного типа, островодужные образования и комплексы преддуговых, междуговых и тыловых прогибов, представленные многокилометровыми сланцево-грауваккoвыми толщами, часто с олистостромами, слагающими бóльшую часть Корякской складчатой системы.

Офиолиты

Наиболее древними являются среднепозднепалеозойские офиолиты. Они установлены на востоке складчатой системы, в пределах так называемой Эконайской зоны, характеризующейся отчетливым складчато-покровным строением [Александров, 1978; Бялобжеский, 1979]. В составе офиолитов отмечаются гипербазиты, габброиды, габбро-амфиболиты и вулканогенно-кремнистые образования. Возраст последних по находкам остатков криноидей, кораллов, брахиопод, фузулинид, фораминифер и радиолярий до недавнего времени определялся от среднего девона до поздней перми включительно [Бялобжеский, Чехов, 1974; Александров, 1978; Терехова, Эпштейн, 1979]. Мощность их оценивается от 1500 [Бялобжеский, Чехов, 1974] до 5000 м [Терехова, Эпштейн, 1979]. В последние годы среди этих вулканогенно-кремнистых образований установлены позднетриасовые конодонты и радиолярии [Аристов, Брагин, 1980], это позволяет предполагать наличие здесь также раннемезозойских офиолитов. Офиолиты всюду имеют аллохтонное залегание, формируя серию повторно деформированных тектонических покровов, перекрывающих сложнодислоцированные сланцево-грауваккoвые верхнеюрско-валанжинские и местами сенонские толщи. Отдельные члены офиолитового разреза обычно слагают самостоятельные тектонические пластины, но устанавливаются пластины и с полным разрезом офиолитов. Вулканогенно-кремнистые образования залегают на габброидах несогласно, с конгломератами в основании, но иногда конгломераты отсутствуют и создается видимость согласного залегания [Александров, 1978]. В основании тектонических пластин обычно располагается серпентинитовый меланж, обломочная часть которого представлена породами из различных частей офиолитового разреза, а также глаукофановыми сланцами.

Большинство исследователей сходятся во мнении об океанической природе палеозойских вулканогенно-кремнистых толщ. Вулканиты, составляющие от 10 до 70% разреза, представлены афировыми и пироксеновыми базальтами, переслаивающимися с кремнистыми породами, среди которых различаются фтаниты, сургучно-красные яшмы и глинисто-кремнистые породы, обычно с обильными остатками радиолярий. Отмечаются известняки в виде линз мощностью от нескольких до 30 м, тонких прослоев, переслаивающихся с кремнистыми породами по 0,1—0,5 м, или глыб среди базальтов.

В пределах Эконайской зоны установлены также палеозойские образования существенно иного типа [Бялобжеский, 1979]. Они представлены маломощными (до 800 м) фациально изменчивыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, туфами кислого и среднего состава, известняками, известковистыми туфопесчаниками и туфобрекчиями, полимиктовыми гравелитами и мелкогалечными конгломератами с пачками базальтов, кремней и глинисто-кремнистых сланцев. Характерны многочисленные остатки брахиопод, мшанок, кораллов, криноидей, остракод и фораминифер, согласно которым возраст этих отложений определяется от раннего карбона до поздней перми. Это достаточно мелководные образования. В бассейне р. Хатырки сходная по составу толща позднекаменноугольно-пермского возраста резко несогласно с конгломератами в основании залегает на вулканогенно-кремнистых толщах [Звизда, 1977]. В составе конгломератов устанавливаются яшмы, базальты, габбро, известняки, а также плагиограниты, диориты и серпентиниты, т. е. породы, характерные для

подстилающей части разреза. Наличие такого типа отложений свидетельствует о том, что Эконайская зона уже в позднем палеозое представляла собой поднятие. Пространственное совмещение столь различных по условиям формирования отложений характерно для аккреционных клиньев. В связи с этим представляется интересным анализ состава более молодых образований Эконайской зоны.

Среди мезозойских отложений наиболее древними являются верхнетриасовые песчаники, известковистые гравелиты и известняки с остатками карнийских двустворок, слагающие блоки в серпентинитовом меланже и берриас-валанжинской олистостроме [Бялобжеский, 1979]. По данным С. Г. Бялобжеского, предположительно нижнеюрские отложения известны лишь в гальке сенонских конгломератов. Они представлены водорослевыми и органогенно-обломочными известняками. Среднеюрские отложения (около 90 м) образованы алевролитами, мергелями, известняками с остатками ааленских аммонитов и митилоцерамов.

Широко распространенные в автохтоне Эконайской зоны сложноскладчатые и нарушенные чешуйчатыми надвигами верхнеюрско-валанжинские отложения (до 1000 м) образованы преимущественно алевропелитами и алевролитами. Характерно присутствие по всему разрезу пирокластического материала и вулканомиктовых песчаников с обломками вулканитов среднего и умеренно кислого состава, а также олистостромовых горизонтов, обломочная часть которых представлена породами палеозойских офиолитов и нижнего мезозоя [Александров, 1978; Бялобжеский, 1979]. Наличие в разрезе линз органогенно-обломочных известняков, бухиевых ракушечников, гравелитов и конгломератов, широкое распространение остатков бухий свидетельствуют о мелководных условиях накопления верхнеюрско-валанжинских отложений. Они могли накапливаться на склоне поднятия, сложенного палеозойскими офиолитами, в условиях, сходных с подводными террасами современных островных дуг. Аналогичный состав имеют готерив-аптские отложения (до 200 м), согласно наращивающие разрез подстилающих отложений [Александров и др., 1975], и верхнеальбско(?)-туронские (300 м), слагающие самостоятельную тектоническую пластину, зажатую между офиолитами и верхнеюрско-валанжинскими отложениями [Бялобжеский, 1979].

Сенонские (домаастрихтские) толщи представлены двумя типами разрезов: туфо- и яшмово-терригенным с базальтами [Руженцев и др., 1978; Бялобжеский, 1979]. Туфотерригенные отложения сенона (около 700 м), слагающие ряд тектонических чешуй, образованы вулканомиктовыми песчаниками, песчанистыми известняками, алевропелитами, туфами и туффитами преимущественно кислого состава, заключающими мощные (до 100 м) пачки олистостром, которые быстро выклиниваются по простиранию, замещаясь тонкообломочными породами. Характерны обильные и разнообразные остатки мелководной фауны, отмечаются и флористические.

Яшмово-терригенные образования с базальтами сенонского возраста (3000—4000 м) перекрыты покровами палеозойских офиолитов и местами верхнеюрско-валанжинских отложений [Игуменщев и др., 1976, 1977; Бялобжеский, 1979]. Они сложены мощными (100—600 м) чередующимися пачками базальтов и глинистых пород, заключающими красные и зеленые яшмы, органогенные и пелитоморфные известняки. Возраст определяется по находкам кампанских иноцерамов. Примечательно, что кампанские базальты по своему химическому составу практически не отличаются от палеозойских [Игуменщев и др., 1977].

Таким образом, в пределах Эконайской зоны тектонически совмещены средневерхнепалеозойские офиолиты, сходные с ними по составу вулканитов кампанские вулканогенно-кремнистые толщи и мелководные верхнеюрско-меловые терригенные отложения с характерными олистостромовыми горизонтами и обилием пирокластического и вулканомиктового материала. Такое сочетание комплексов, как и общее покровно-чешуйчатое строение, наличие глаукофановых сланцев и с пентинитового

меланжа характерны для аккреционных клиньев. Установление мелководных отложений каменноугольно-пермского возраста, несогласия в основании позднего карбона — перми, наличие обломочных кремнистых пород в составе верхнепермских отложений позволяют предположить, что возникновение поднятия в районе Эконайской зоны и начало формирования аккреционного клина относятся еще к позднему палеозою.

Офиолиты существенно иного типа устанавливаются в пределах Майницкой зоны, которая располагается к северо-западу от Эконайской и отделяется от нее Алькатваамским синклинорием, образованным преимущественно граувакками позднеюрско-палеогенового возраста [Тектоническая карта..., 1979]. Майницкая зона, так же как и Эконайская, характеризуется складчато-покровным строением [Александров, 1978; Александров и др., 1975]. Офиолиты отличаются главным образом составом вулканогенно-осадочных образований (чирынайская серия), возраст которых по остаткам радиолярий, редких бухий и аммонитов определяется от волжского яруса до альба включительно. Чирынайская серия (до 5000 м), несогласно залегающая на гипербазитах и габброидах, образована фациально невыдержанными, сменяющимися по вертикали и латерали подушечными базальтами, кератофирами, граувакками, пестроокрашенными яшмами, туфами среднего и основного состава, аргиллитами и гравелитами. А. А. Александров [1978] считал, что накопление чирынайской серии происходило в пределах подводного вулканического хребта с резко расчлененным рельефом. Терригенные отложения, фациально замещающие вулканиты, характеризуются наличием олистостромовых горизонтов, заключающих глыбы офиолитов и палеозойских вулканогенно-кремнистых и карбонатных пород, сходных с таковыми в Эконайской зоне. Широко распространены подводно-оползневые и турбидитные структуры. Возрастные аналоги чирынайской серии в Алькатваамском синклинории представлены терригенными отложениями с обильным туфогенным и вулканомиктовым материалом. Подобные фациальные замещения имеют место и к северо-западу от Майницкой зоны, в пределах Алганского синклинория. Этот вулканический хребет с базит-гипербазитовым фундаментом может быть сопоставлен с хребтами вторичных зон спрединга, возникающими в тылу островных дуг.

Островодужные образования

Островодужные образования позднетриасово-среднеюрского возраста устанавливаются в хр. Кэнкэрэн, к востоку от Майницкой зоны [Зинкевич, 1981]. Верхнетриасовые образования (200—400 м) представлены туфогенными грубозернистыми песчаниками и гравелитами, которые заключают пачки тонкого переслаивания алевролитов и песчаников. По всему разрезу отмечаются прослои туфов андезитов, в верхах — единичные лавовые потоки андезитов. Обломочные породы характеризуются плохой сортировкой, присутствием среди обломков наряду с кварцем и кислым плагиоклазом пироксенов и основных плагиоклазов, плохой окатанностью обломков, наличием косой слоистости. Эти признаки свидетельствуют о накоплении толщи в мелководной обстановке, по-видимому, на склоне поднятия, сложенного вулканическими породами среднего состава. Охарактеризованные верхнетриасовые отложения слагают блоки и глыбы (протяженностью до 1,5 км) среди существенно туфовой толщи мелового возраста [Чехов, Бычков, 1980]. Они заключают обильные остатки двустворчатых моллюсков, аммонитов и тропитид.

Среди нижнесреднеюрских образований (до 700 м) почти половину разреза составляют преимущественно агломератовые лавы и туфы андезитов и дацитов, которые переслаиваются с туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, алевролитами и аргиллитами. По данным В. П. Зинкевича [1981], вулканиты относятся к известково-щелочной серии с пониженными содержаниями TiO_2, повышенными — Al_2O_3 (до 18%),

постоянным и обычно резким преобладанием Na_2O над K_2O, CaO над MgO.

В хр. Кэнкэрэн известна также мощная существенно туфовая толща (ранее считавшаяся верхнетриасовой), в которой обнаружены остатки меловых радиолярий и готерив-барремских иноцерамов [Чехов, Бычков, 1980]. Она образована грубообломочными туфами среднего, кислого и реже основного состава, туфогравелитами, конгломератами, песчаниками, а также кремнистыми аргиллитами и яшмами.

Островная вулканическая дуга позднеюрско-неокомового возраста намечается в северной части Эконайской зоны [Александров и др., 1975; Бялобжеский, 1979], главным образом, на основе анализа синхронных осадочных толщ, среди которых широко распространены пирокластические образования среднего и кислого состава.

Комплексы тыловых, междуговых и преддуговых прогибов

В пределах Корякской складчатой системы широко распространены мощные сложноскладчатые сланцево-граувакковые толщи позднеюрско-мелового возраста, образующие Алганский и Алькатваамский синклинории в северной части системы с преимущественно автохтонным залеганием слоев, разделенные поднятием Майницкой зоны и повсеместно распространенные в южной ее части, по направлению к которой Майницкая и Эконайская зоны выклиниваются.

В Алганском синклинории, расположенном между поднятиями Таловско-Пекульнейской и Майницкой зон, устанавливается мощный (около 7000 м) комплекс граувакк, алевролитов, аргиллитов, реже гравелитов и конгломератов, в низах разреза отмечаются кремнистые сланцы, яшмы, базальты. Находки органических остатков редки. Возраст верхних горизонтов по остаткам иноцерамов определяется как сеноман-туронский, а нижних — условно принимается апт-альбским [Зинкевич, 1981]. Характерно общее регрессивное строение разреза с приуроченностью наиболее тонких пород, в том числе кремнистых сланцев и яшм, к нижней части, плохая сортировка и окатанность обломочного материала. Эти особенности определяются, по-видимому, положением прогиба, в котором накапливались эти толщи, между двумя поднятиями. Прогиб, достаточно глубоководный вначале, прогрессивно мелел, заполняясь материалом в результате разрушения смежных поднятий. На ранних стадиях своего развития он может рассматриваться как преддуговой прогиб второго типа относительно Удско-Мургальской островной дуги. Заложение прогиба относится, по-видимому, к раннему мезозою. В пределах так называемой Ваежской зоны, расположенной на юго-восточном склоне Таловско-Пекульнейского поднятия, известны норийско-рэтские отложения (до 400 м) [Зинкевич, 1981]. Они представлены песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами среднего состава, гравелитами и конгломератами с обломками кремнистых пород, базальтов и граувакк. Характерны горизонты валунно-глыбовых брекчий и конгломерато-брекчий с валунами и глыбами песчаников, филлитов, трондьемитов и известняков.

В пределах Алькатваамского синклинория [Александров и др., 1975; Александров, 1978] наиболее древними являются отложения верхней юры — валанжина (1100 м), представленные граувакками, алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков и обильными остатками бухий. Готерив-альбские отложения (700 м) образованы флишоидным переслаиванием песчаников и алевролитов с градационной слоистостью, отмечаются гравелиты и конгломераты, остатки белемнитов и иноцерамов. Сходный состав и строение имеют отложения сеномана и турона (700 м) с многочисленными иноцерамами. Нижний сенон (500 м) представлен песчаниками и алевролитами без заметных признаков флишевой ритмичности и с многочисленными остатками мелководной фауны. Устанавливаемые здесь же маастрихт-палеогеновые накопления залегают несогласно и относятся к новому этапу тектонического развития территории. Все от-

ложения собраны в сжатые складки с крутыми осевыми плоскостями, которые осложнены разломами, зонами рассланцевания и серпентинитового меланжа, круто наклоненными преимущественно к юго-востоку.

Алькатваамский прогиб по своему тектоническому положению выступает как междуговой: между островной дугой и подводным вулканическим хребтом вторичной зоны спрединга.

Мощные меловые сланцево-граувакковые толщи южной части Корякской складчатой системы, рассматривающиеся в качестве отложений континентального склона [Авдейко, 1977], представляют собой образования полно развитой подводной террасы или серии террас Удско-Мургальской дуги.

Интерпретация

В пределах Корякской складчатой системы, таким образом, намечается самостоятельная полно развитая островная дуга раннемезозойского возраста, заложенная целиком на океанической коре. Она, протягиваясь примерно параллельно Удско-Мургальской, включает вулканическую островную дугу, аккреционный клин (Эконайская зона), междуговой прогиб (Алькатваамский синклинорий), вторичный вулканический хребет (Майницкая зона). Алганский прогиб может рассматриваться как тыловой прогиб этой дуги и как преддуговой прогиб второго типа Удско-Мургальской дуги. Палеотектоническая обстановка в раннем мезозое во многом напоминает современную ситуацию в районе Филиппинского моря. Примечательно, что все тектонические элементы, намеченные в Корякской системе, продолжали унаследованное развитие и в мелу, несмотря на смену геодинамической обстановки в приконтинентальной зоне, где на месте Удско-Мургальской дуги после раннемезозойской складчатости возникает активная континентальная окраина андийского типа.

Предлагаемая трактовка структуры и палеотектоники Корякской складчатой системы не требует больших (в сотни километров) перемещений тектонических покровов. Такие оценки величины перемещений основываются на предположении, что главные тектонические покровы Эконайской зоны, сложенные палеозойскими офиолитами, происходят из Майницкой зоны в связи со вторичным раздвигом и удалением отсюда пластин древней океанической коры [Колясников, 1977; Руженцев, Бялобжеский и др., 1977; Бялобжеский, 1979].

Смена тектонического режима, замыкание прогибов и складчатость выполняющих их отложений приходятся на вторую половину сенона. Маастрихтские отложения залегают большей частью несогласно на уже складчатых образованиях. Они знаменуют начало нового этапа в развитии складчатой системы, который обычно определяется как орогенный [Бялобжеский, 1979; Волобуева, Красный, 1979]. Для позднего сенона — палеогена намечается новый латеральный ряд тектонических элементов с существенно иным тектоническим планом.

По выходам преимущественно континентальных осадочно-вулканогенных пород маастрихт-палеогенового возраста в Корякском нагорье, вдоль северного побережья Пенжинской губы и на северо-западе Камчатки устанавливается вулканический пояс, образованный цепочкой изолированных вулканических центров, который, возможно, продолжается к югу вдоль шельфа Западной Камчатки на юг Срединного хребта, где известны небольшие поля палеогеновых вулканитов, и далее, согласно магнитометрическим данным, в район подводной возвышенности Академии наук СССР Охотского моря [Шимараев, 1976]. Н. И. Филатова [1979] называет этот пояс Пенжинско-Западно-Камчатским. Общее его простирание резко дискордантно по отношению к складчатым структурам подстилающих меловых и более древних образований. По характеру магматизма пояс обнаруживает много общих черт с Охотско-Чукотским вулканическим поясом [Афанасьева, 1972; Зинкевич, 1981]. Магматические образования представлены лавами и пирокластами мощностью в несколь-

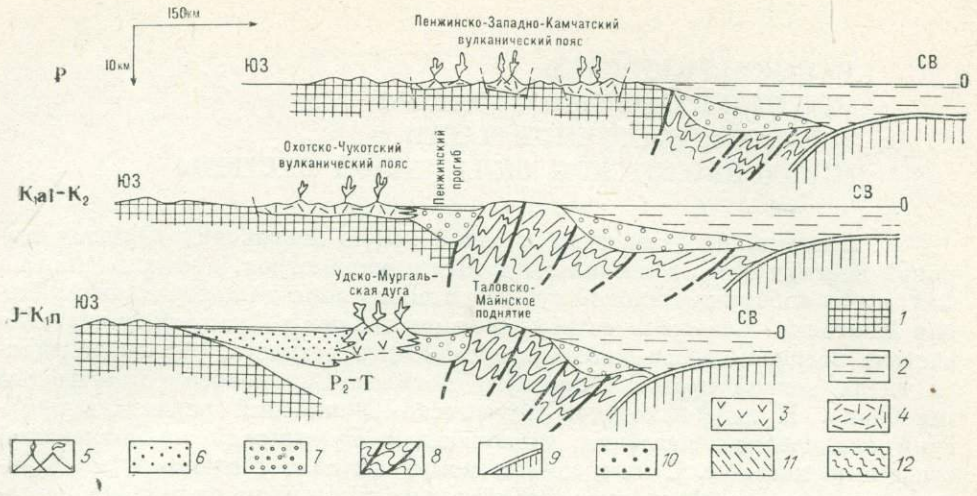


Рис. 40. Палеотектонические разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию района Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского пояса и смежной части Корякии. *1* — континентальные блоки, *2* — вода, *3* — вулканические дуги, *4* — вулкано-плутонические пояса, *5* — действующие вулканы, *6* — тыловые и *7* — преддуговые прогибы, *8* — аккреционные клинья, *9* — океаническая кора, *10—12* — отложения: верхнего шельфа (*10*), нижнего шельфа и континентального склона (*11*), океанические (*12*).

ко сотен метров, а также субвулканическими телами палеоцен-эоценового возраста. В основании разреза преобладают базальты, андезито-базальты и андезиты, которые вверх по разрезу и местами по латерали сменяются андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами и липаритами, слагающими большую часть пояса. По своему химическому составу вулканиты соответствуют известково-щелочной серии [Афанасьева, 1972; Филатова, 1979].

Вулканогенные образования пояса в юго-восточном направлении сменяются мощными терригенными складчатыми толщами палеогена и местами маастрихта, которые несогласно перекрывают более древние складчатые комплексы [Ермаков, 1975; Волобуева, Красный, 1979]. Эта полоса терригенных отложений шириной около 150 км, в пределах ее в северо-западном направлении и вверх по разрезу морские флишевые толщи сменяются прибрежно-морскими и континентальными угленосными образованиями, рассматривается в качестве аналога преддуговых прогибов первого типа современных активных континентальных окраин и занимает тектоническое положение, аналогичное меловому Пенжинскому прогибу, сопряженному с Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Сложноскладчатые вулканогенно-кремнистые и песчано-сланцевые образования палеогена Олюторского района, которые вовлечены в надвиговые дислокации совместно с позднемеловыми офиолитами, в совокупности соответствуют аккреционному клину. Для намеченной таким образом активной окраины андийского типа угол наклона палеозоны Беньофа оценивается примерно в 30° [Филатова, 1979]. Общая схема тектонической эволюции Охотско-Корякского региона показана на палеотектонических разрезах (рис. 40).

ГЛАВА 6

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В РАЙОНЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Система, представляющая собой узкую лентовидную полосу шириной местами всего в несколько десятков километров, протягивается на 2000 км от побережья Удской губы Охотского моря до центральных районов Монголии. Северным ее обрамлением является Становая складчатая система позднеархейско-раннепротерозойского возраста, располагающаяся вдоль южной границы древнего Восточно-Сибирского сиалического мегаблока. К югу находится Буреинско-Ханкайский раннедокембрийский сиалический мегаблок, включающий Буреинский и Ханкайский срединные массивы. С ним, по-видимому, составляет единое целое Приаргунский массив Восточного Забайкалья, который по характеру разрезов верхнего докембрия и палеозоя во многом сходен с Буреинским [Косыгин и др., 1976]. Ширина Монголо-Охотской системы (в очерченных границах) на участке, смежном с северной окраиной Буреинского массива, не превышает 60 км, местами сокращаясь до 8 км (рис. 41), к востоку и западу увеличивается до 200 км. Монголо-Охотская система иногда объединяется со складчатыми зонами Приаргунья и Буреинского массива в единую широкую полосу герцинской складчатости [Тектоническая карта..., 1966; Tectonic..., 1973]. Было показано, что по формационным особенностям рифейских, палеозойских и раннемезозойских отложений, а также по петрографическим и петрохимическим особенностям разновозрастных вулканитов Монголо-Охотская система (в нашем понимании) отчетливо обособляется от Буреинско-Ханкайского мегаблока [Косыгин и др., 1976].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Для Монголо-Охотской системы характерны граувакковые песчаники и алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы. Карбонатные породы распространены в меньшем количестве. Существенную роль в разрезе играют вулканические породы, отмечаемые на нескольких стратиграфических уровнях. В результате детальных геолого-съемочных работ установлен широкий стратиграфический диапазон картируемых здесь толщ. Предполагаются образования верхнего докембрия, известны ископаемые остатки морской фауны раннего кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, раннего и позднего триаса, юры. Сходство в составе разновозрастных образований затрудняет выделение и картирование литостратиграфических подразделений. Однако главные особенности разреза, по-видимому, уже установлены.

В продольном направлении система подразделяется на ряд сегментов, различающихся по стилю и характеру складчатости, а также по некоторым особенностям разреза. В пределах рассматриваемой восточной части выделяются Тукурингра-Джагдинский сегмент, противостоящий северному краю Буреинского массива, и Галамский, расположенный к востоку от него. Они характеризуются торцовым сочленением: подходят друг к другу почти под прямым углом, разделяясь Улигданским правым сдвигом позднемезозойского возраста.

В Галамском сегменте палеозойские отложения включают четыре крупных комплекса, или, как их иногда называют, структурных яруса [Зимин и др., 1975; Роганов, Григорьев, 1974; Роганов, 1975]: кембрийский, силурийско-среднедевонский, среднедевонско-нижнекаменноугольный и верхнепермский (рис. 42). Стратиграфические соотношения их не-

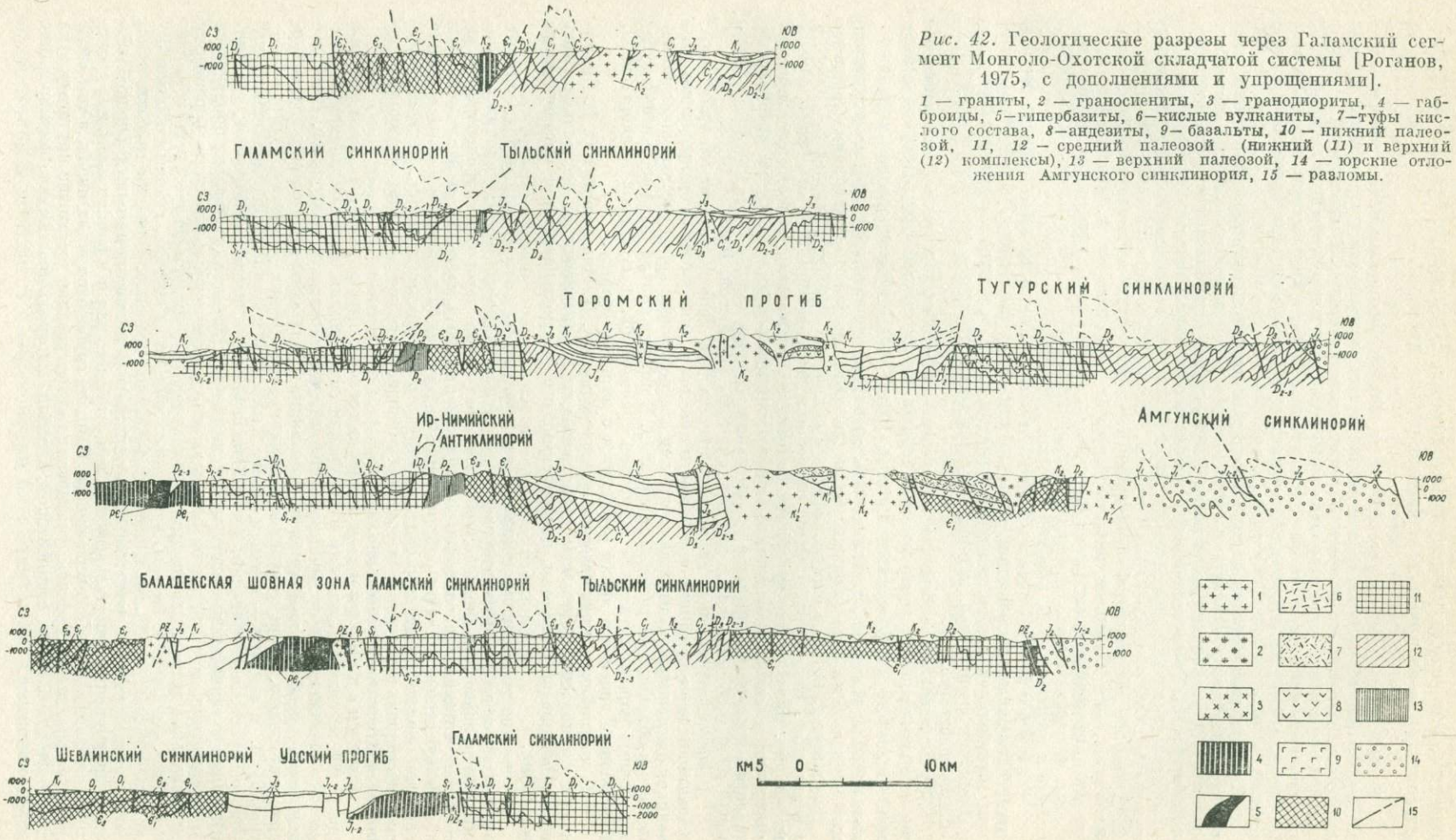


Рис. 42. Геологические разрезы через Галамский сегмент Монголо-Охотской складчатой системы [Роганов, 1975, с дополнениями и упрощениями].

1 — граниты, *2* — граносиениты, *3* — гранодиориты, *4* — габброиды, *5*—гипербазиты, *6*—кислые вулканиты, *7*—туфы кислого состава, *8*—андезиты, *9*— базальты, *10* — нижний палеозой, *11*, *12* — средний палеозой (нижний (*11*) и верхний (*12*) комплексы), *13* — верхний палеозой, *14* — юрские отложения Амгунского синклинория, *15* — разломы.

известны, они всюду разделены разломами. Предполагается, что они отделяются друг от друга перерывами и несогласиями.

Кембрийский комплекс (до 5000 м), по данным Г. В. Роганова, слагает Ир-Нимийский и Селитканский антиклинории, которые всюду отделяются разломами от обрамляющих их отложений девона и верхней перми. Местами ширина антиклинориев составляет всего несколько километров. Здесь отчетливо видно, что это скорее не антиклинории, в принятом смысле этого термина, а круто залегающие надвиговые чешуи, осложненные дополнительными надвигами, с клиньями более молодых отложений.

Характерными образованиями комплекса являются яшмы и кремнисто-глинистые породы с остатками радиолярий и губок, которые ассоциируются с пачками базальтов мощностью до нескольких сотен метров. Вулканиты представлены лавами, лавобрекчиями и туфами. По особенностям химического состава они сопоставляются с толеитовыми базальтами и щелочными оливиновыми базальтами с повышенными содержаниями магния (MgO/CaO = 1,22—1,64) [Мамонтов, Попеко, 1975; Магматические формации..., 1980]. Широко распространены граувакки, содержащие угловатые зерна кварца, полевых шпатов, яшм, базальтов, реже карбонатных пород и гранитов. Отмечаются крупные тела рифогенных известняков и доломитов с остатками археоциат и водорослей. Вблизи подошвы разреза комплекса установлены пласты дресвяников, гравелитов, брекчий и конгломератов, обломки которых представлены подстилающими породами.

Силурийско-среднедевонский комплекс (до 15 000 м) слагает Галамский синклинорий (240×30 км), располагающийся между Ир-Нимийским антиклинорием и Баладекской линейной зоной поднятий с выходами нижнедокембрийских анортозитов, которая является северо-западным ограничением рассматриваемого сегмента.

Примечательная особенность комплекса — сочетание двух разнофациальных типов ассоциаций пород: глубоководной терригенно-кремнистой с вулканитами основного состава (S_{1-2}, D_1^2) и терригенной $(S_1, D_1^1, D_1^3—D_2)$, сформированной в прибрежно-морской и, возможно, даже континентальной обстановках. Терригенно-кремнистая ассоциация образована разноцветными яшмами, кремнисто-глинистыми породами и граувакками, которые переслаиваются с покровами диабазов, базальтов, спилитов и вариолитов. Количество вулканитов местами достигает 20—30% от общего объема ассоциации. Силурийские вулканиты по химическому составу соответствуют преимущественно толеитовым базальтам. Среди нижнедевонских вулканитов преобладают аналоги щелочных базальтов с высокими содержаниями TiO_2 (до 6%), K_2O, MgO/CaO = 0,96 при низких содержаниях SiO_2 [Мамонтов, Попеко, 1975].

В составе терригенной ассоциации преобладают аркозы, отмечаются граувакки. Характерны невыдержанные по мощности прослои и линзы плохо сортированных песчаников с лепешкообразными включениями алевролитовых пород, песчаниковыми окатышами и обильным растительным детритом. В нижнем силуре распространены грубообломочные породы с галькой и гравием гранитоидов, известняков и анортозитов. Маломощные прослои и линзы отмечаются и выше по разрезу.

В силурийских и нижнедевонских отложениях А. В. Махининым и С. Г. Кисляковым установлены олистолиты карбонатных пород (размером до нескольких сотен метров) с раннеордовикскими, кембрийскими и позднедокембрийскими органическими остатками.

Совмещение в едином комплексе разнофациальных ассоциаций пород, которые перемежаются друг с другом по разрезу, объясняется, по-видимому, широким распространением подводных оползней и обвалов, в результате которых в глубоководный бассейн седиментации периодически поступал терригенный материал, накапливавшийся вблизи побережья. Наличие олистостромовых горизонтов и широкое распространение подводно-оползневых текстур свидетельствуют в пользу этого вывода. Реконструируемой обстановке формирования комплекса больше всего соответствует обстановка подножия континентального склона.

Среднедевонско-нижнекаменноугольный комплекс (до 15 000 м) слагает Тыльский и Тугурский синклинории, располагающиеся к юго-востоку соответственно от Ир-Нимийского и Селитканского антиклинориев. В составе комплекса преобладают флишоидные глинисто-граувакковые и глинисто-граувакко-аркозовые толщи. Среди песчаников Тыльского синклинория — аркозы, Тугурского — граувакки. В среднем — верхнем девоне Тыльского синклинория относительно широко распространены брекчии, дресвяники, гравелиты, реже конгломераты, ассоциирующиеся с глинисто-кремнистыми отложениями и брекчиями обвально-оползневого происхождения, состоящими из обломков яшм, песчаников и известняков размером до нескольких метров. Сходные брекчии отмечаются в среднем девоне Тугурского синклинория. Кремнистые породы, в том числе яшмы и вулканиты, главным образом базальты, в разрезе комплекса имеют подчиненное значение. Большая грубость обломочного материала, преимущественно аркозовый состав терригенных пород Тыльского синклинория свидетельствуют о том, что снос, как и в раннем палеозое, происходил большей частью с северо-запада. Наличие грубообломочных пород, в том числе обвально-оползневых брекчий, указывает на существование достаточно крутого уступа в рельефе дна бассейна седиментации, в районе которого происходило формирование пород комплекса.

Верхнепермский комплекс (до 3500 м) слагает небольшие (несколько километров в поперечнике) тектонические клинья в зоне сопряжения Галамского синклинория и Ир-Нимийского антиклинория. Он образован континентальными, прибрежно-морскими и морскими конгломерато-песчаными отложениями, заключающими прослои кремнистых и карбонатных пород. Плохая сортировка обломочного материала и местный его характер указывают на формирование комплекса по соседству с областью поднятий, характеризующейся высокогорным расчлененным рельефом. Г. В. Роганов [1975] полагает, что накоплению пород предшествовала складчатость подстилающих отложений, и относит Галамский сегмент Монголо-Охотской складчатой системы к герцинидам. Однако убедительные доказательства предпозднепермской складчатости отсутствуют, поскольку неизвестны соответствующие несогласия. Можно полагать, что особенности комплекса, сформированного преимущественно в прибрежно-морской обстановке, определяются смещением в это время области глубоководной седиментации в южном направлении. Глубоководные фации верхней перми известны в Центральном Сихотэ-Алине, где они представлены кремнисто-глинистыми и глинисто-граувакковыми отложениями с основными вулканитами.

Палеозойские отложения Галамского сегмента всюду интенсивно дислоцированы. Здесь картируются крупные (до нескольких километров в поперечнике) линейные складки, образующие три упоминавшихся выше синклинория, которые разделены приразломными выступами кембрия, обычно выделяющимися как антиклинории [Круглов, Роганов, 1974; Роганов, 1975]. Характерно широкое распространение продольных взбросов и крутых надвигов, многие из которых были заложены, по-видимому, в палеозое, но несомненно были активными и в мезозое, поскольку затрагивают мезозойские образования вплоть до меловых. Отмечаются тектонические покровы.

Нижнесреднепалеозойские отложения устанавливаются также к северо-западу от Галамского сегмента Монголо-Охотской системы в пределах так называемой Шевлинской зоны, которая рассматривалась в качестве перикратонного опускания или пригеосинклинальной зоны [Роганов, 1975]. Шевлинская зона протягивается в северо-восточном направлении от бассейна р. Шевли параллельно Галамскому сегменту. Она продолжается, по-видимому, вдоль побережья Охотского моря (по крайней мере, на 450 км) до пос. Аян, где известны сходные по составу отложения нижнего — среднего палеозоя.

Стратиграфический разрез Шевлинской зоны, наиболее полно вскрывающийся в бассейне Шевли, представляется следующим [Школьник и др., 1966; Роганов, 1975]:

	Мощность, м
$Є_1$ — красноцветные известняковые конгломераты, песчаники, алевролиты, базальты, известняки с раннекембрийскими остатками водорослей	1700—2200
$Є_1$ — базальты, редкие пласты конгломератов и известняков	1500
$Є_1$ — красноцветные, реже сероцветные, туфогенные песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки с остатками археоциат, трилобитов и водорослей	1100
$Є_1$ — пестроцветные известняки и мергели, прослои песчаников и алевролитов, остатки археоциат и водорослей	1600
$Є_3$ — органогенные известняки с прослоями пестроцветных песчаников и алевролитов	1300
O_1 — песчаники, алевролиты, конгломераты, остатки водорослей	1500—1700
D_{2-3} — песчаники и алевролиты с остатками брахиопод	110

Эти образования залегают весьма полого, образуя открытые широкие складки с углами наклона слоев на крыльях не более 30°. Основание разреза срезано разломом. Однако не вызывает сомнения, что фундаментом Шевлинской зоны являются нижнедокембрийские кристаллические образования Становой складчатой системы, на погруженный край которой они наложены. Нижнедокембрийские образования выходят на поверхность к юго-востоку от Шевлинской зоны в пределах Баладекского выступа, где местами сохранились маломощные девонские и нижнекаменноугольные песчаники преимущественно аркозового состава, заключающие горизонты конгломератов, гравелитов и дресвяников [Роганов, Визгалов, 1972].

В районе пос. Аян наиболее древней является толща (800—900 м) известняков и доломитов с горизонтами алевролитовых, глинистых и из-

вестково-кремнистых сланцев предположительно вендско-раннекембрийского возраста [Попеко В. А., Попеко Л. И., 1974]. Она несогласно с конгломератами в основании перекрыта ритмично переслаивающимися алевролитами, кремнистыми породами, аркозовыми и кварцевыми песчаниками (2700 м) с остатками псилофитов и беззамковых брахиопод. Возраст ее условно принимается как раннедевонский. Разрез заканчивается несогласно залегающей толщей песчаников, известняков и алевролитов (400 м) с многочисленными органическими остатками позднего девона. Палеозойские отложения в районе пос. Аян, в отличие от бассейна р. Шевли, сложно и неоднократно складчаты.

Мезозойские отложения в пределах Галамского сегмента слагают три тектонических элемента, которые располагаются в целом параллельно общему его простиранию. С северо-запада на юго-восток здесь располагаются Удский и Торомский прогибы и Амгунский (Тугуро-Нимеленский) синклинорий, который рассматривается в качестве пограничного тектонического элемента между Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатыми системами [Нагибина, Потапов, 1965].

Мезозойские отложения Удского и Торомского прогибов сходны. Они залегают весьма полого и с угловым несогласием на сложнодислоцированных палеозойских толщах с выпадением из разреза отложений нижнего и среднего триаса [Красный, 1960а; Роганов, 1975]. Верхнетриасово-юрские характеризуются большой мощностью: около 10 000 м в Удском и около 5000 м в Торомском прогибах. Они представлены мелководными морскими глинисто-граувакковыми и глинисто-аркозовыми толщами. Характерны прослои ракушняков, грубообломочные породы, количество которых возрастает в отложениях верхней юры, широкое распространение растительного детрита, косая слоистость. Основным источником сноса обломочного материала являлась Становая складчатая система, о чем свидетельствует преобладание в составе галек конгломератов гранитов, анортозитов, габбро-анортозитов и других пород. Верхнеюрские отложения обоих прогибов согласно перекрываются преимущественно континентальными конгломерато-песчаниковыми толщами неокома (около 3000 м). Примерно в средней части разреза неокома Удского прогиба располагается толща андезитов, андезито-дацитов и липаритов (1200 м). Присутствие по всему разрезу в составе обломочного материала мезозойских отложений кислых и средних вулканитов и их туфов указывает, что осадконакопление происходило вблизи области активного вулканизма. В качестве таковой следует рассматривать Удскую вулканическую зону, являющуюся юго-западным окончанием Удско-Мургальской вулканической дуги.

В Торомском прогибе в верхах разреза выделяется толща (900 м) конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников с остатками альбской флоры, которая несогласно перекрывает отложения неокома и верхней юры [Лебедев, 1969].

Амгунский синклинорий образован преимущественно глинисто-граувакковыми толщами мощностью около 10 000 м [Майборода, 1980]. Характерны пачки флиша и тяготеющие к низам разреза горизонты кремнистых пород и зеленокаменно измененных основных вулканитов. Отмечается присутствие пирокластического материала, подводно-оползневых горизонтов и гравелитов. Органические остатки исключительно редки. Здесь известны лишь единичные находки аммонитов, белемнитов и криноидей. В ряде мест северного крыла синклинория юрские отложения с угловым несогласием перекрывают среднепалеозойские. Однако на большей части территории граница между мезозойскими и палеозойскими толщами проходит по крупному надвигу. Представляется, что юрские отложения синклинория весьма глубоководные, формирование их происходило вблизи континентального склона.

Складчатость интенсивная. Характерны сжатые, вплоть до изоклинальных, опрокинутые и лежачие складки с общим движением масс в пределах северного крыла синклинория в северном направлении. Широко распространены продольные надвиги.

В Тукурингра-Джагдинском сегменте определение общей стратиграфической последовательности отложений связано с большими трудностями, что обусловлено сложной складчатостью, широким распространением надвигов, сильным дислокационным метаморфизмом и редкостью находок органических остатков.

В основании разреза выделяется комплекс метаморфических сланцев, образующий несколько ограниченных надвигами лентовидных пластин. В его составе определяются измененные базальтоиды, представленные сланцами с альбитом, эпидотом, хлоритом и актинолитом, метаосадочные и кремнистые породы. Среди сланцев в последние годы во многих районах обнаружены глаукофановые разности.

Возраст комплекса в недалеком прошлом определялся как позднедокембрийский. Установление в западной части хр. Джагды согласного контакта этих образований с вышезалегающими отложениями, содержащими кораллы раннего — среднего девона, предполагает наличие нижнепалеозойских образований. Г. Л. Кириллова и М. Т. Трубин [1979] на этом основании относят весь комплекс к силуру — нижнему девону, сопоставляя его с фаунистически охарактеризованными образованиями Галамского сегмента. Вместе с тем вероятно присутствие и более древних, в частности, позднедокембрийских образований, о чем свидетельствуют находки вендских онколитов (данные В. Ф. Лысенко и Н. С. Крылова).

С комплексом метаморфических сланцев тесно связаны лентовидные массивы габброидов пиканского комплекса. Наиболее крупные массивы располагаются в южной части сегмента, протягиваясь в виде прерывистой цепочки почти на 500 км при ширине 15—20 км. Комплекс образован полосчатыми габбро, габбро-диоритами, диоритами, а также плагиогранитами и гранитами. Отмечаются небольшие тела горнблендитов, пироксенитов, перидотитов и серпентинитов. Все породы претерпели существенные и, по-видимому, неоднократные преобразования. Согласно наблюдениям в районе створа плотины Зейской ГЭС [Парфенов, Попеко, 1974], в габброидах устанавливается несколько этапов минеральных изменений, сопровождающихся отчетливой сланцеватостью. Характерно широкое развитие вторичных амфиболов (двух генераций), биотитов и плагиоклазов.

В массивах пиканского комплекса устанавливаются сложные и неоднократные складчатые деформации, широко распространены структуры будинажа. Результаты исследований обнажений в районе створа плотины Зейской ГЭС приводят к выводу, что пиканские массивы участвуют в единых складчатых структурах с вмещающими их метаморфическими сланцами.

Комплекс метаморфических сланцев, представляющих собой измененные преимущественно вулканогенно-глинисто-кремнистые образования, совместно с пиканским может рассматриваться в качестве офиолитовой ассоциации. Широко распространенные вулканиты по химическому составу соответствуют преимущественно базальтам, сходным со щелочными оливиновыми и толеитовыми базальтами океанов [Парфенов, Попеко, 1976; Магматические формации..., 1980].

Ассоциация метаморфических сланцев описываемого типа и измененных габброидов с мелкими телами гипербазитов характерна и для более западных районов Монголо-Охотской системы. Эти образования через бассейн р. Ольдоя протягиваются в район среднего течения р. Шилки до г. Сретенска, где в их составе устанавливается крупноглыбовый серпентинитовый меланж позднемезозойского возраста [Мисник, Шевчук, 1977], и далее — в Агинский район Восточного Забайкалья. На большем протяжении Монголо-Охотской системы, как и в пределах Тукурингра-Джагдинского сегмента, они слагают узкие (шириной до нескольких километров) выклинивающиеся по простиранию лентовидные клинья и только в Агинском районе образуют широкое поле, характеризующееся, однако, сложной автономной по отношению к обрамляющим более молодым толщам структурой.

Более молодые фаунистически охарактеризованные палеозойские, а также мезозойские отложения существенно различаются в Ланской, Западно-Джагдинской, Гагско-Сагаянской продольных зонах Тукурингра-Джагдинского сегмента [Кириллова, Турбин, 1979].

Палеозойские отложения Западно-Джагдинской зоны, которая занимает центральное положение в сегменте и слагает большую его площадь, в связи с упоминавшимися уже трудностями расчленены и изучены не столь детально, как в Галамском сегменте.

Наиболее древней, фаунистически охарактеризованной, является толща (1700 м) зеленых сланцев и кремнистых пород с пластами песчаников и известняков, заключающих остатки раннесреднедевонских кораллов. Выше по разрезу выделяются филлитизированные алевролиты и глинистые сланцы (около 1500 м) с пластами граувакк, гравелитов и конгломератов, в которых встречены живетские брахиоподы. Более молодые органические остатки девона и карбона в Западно-Джагдинской зоне неизвестны. Однако Г. Л. Кириллова и М. Т. Турбин выделяют здесь верхнекаменноугольные отложения, представленные филлитами, зелеными сланцами и кремнистыми породами с линзами известняков (около 2000 м), согласно подстилающие отложения с раннепермскими окаменелостями. Раннепермский возраст имеет толща (около 1500 м) эпидот-хлорит-актинолитовых и альбит-эпидот-хлоритовых сланцев, возникших по вулканитам основного состава, филлитов, кремнистых пород и известняков с фораминиферами. К верхней перми условно относятся мощные (около 4500 м) толщи граувакк и глинистых сланцев с горизонтами базальтов, кремнистых пород, гравелитов и конгломератов.

В Ланской зоне, располагающейся на северо-восточной окраине сегмента, наиболее древние органические остатки представлены среднедевонскими брахиоподами, которые установлены в толще (1500 м) граувакк, кремнистых и глинисто-кремнистых пород, заключающих горизонты основных вулканитов. Вышележащая часть палеозойского разреза, мощность которой оценивается в 14000 м [Кириллова, Турбин, 1979], также представлена преимущественно граувакками. Она охарактеризована среднепозднекаменноугольными мшанками, брахиоподами и позднепермскими брахиоподами [Турбин и др., 1974]. Отсутствие нижнекаменноугольных и нижнепермских окаменелостей позволяет предполагать предсреднекаменноугольный и предпозднепермский перерывы в осадконакоплении. В нижней части палеозойского разреза широко распространены олистостромы с глыбами размером до нескольких десятков метров песчаников, алевролитов и известняков с кембрийскими окаменелостями. Наряду с глубоководными отложениями отмечаются пачки заведомо мелководных образований, представленных конгломератами, песчаниками с растительным детритом. Характерны подводно-оползневые текстуры. Примерно в средней части разреза выделяется мощная (около 2000 м) толща измененных вулканитов основного состава. В верхнепермских отложениях распространен пирокластический материал. Палеозойские образования Ланской зоны характеризуются наличием грубых обломков, резким преобладанием песчаников над глинисто-кремнистыми отложениями и вулканитами.

В Гагско-Сагаянской зоне, располагающейся вдоль южной окраины Буреинского массива и, по-видимому, на погруженном его фундаменте, наиболее древней является толща (около 2000 м) глинисто-аркозовых пород с линзами известняков со средневерхнедевонскими брахиоподами, криноидеями, мшанками и кораллами. Нижняя часть разреза при движении в западном направлении замещается терригенно-карбонатными в бассейне Зеи и карбонатными породами в верховьях Амура. Выше несогласно залегает песчано-алевролитовая толща (около 900 м) нижнего карбона с горизонтами конгломератов. Характерной особенностью палеозойских отложений Гагско-Сагаянской зоны является широкое распространение в их составе туфопесчаников, туфоконгломератов и туфобрекчий. Отмечаются горизонты вулканитов среднего, основного и кислого состава [Кириллова, Турбин, 1979]. Источником аркозового материала является Буреинский массив. Объяснить происхождение туфогенного материала гораздо сложнее, так как субаэральные вулканические зоны этого возраста неизвестны ни на Буреинском массиве, ни в Тукурингра-Джагдинском сегменте. Можно предположить, что источник этого материала — вулканическая островная дуга, погребенная под Южно-Тукурингрским разломом.

Мезозойские отложения распространены во всех трех зонах Тукурингра-Джагдинского сегмента. В Ланской зоне они во многом сходны с синхронными им отложениями Удского и Тугурского прогибов Галамского сегмента. Только здесь установлены отложения нижнего триаса, представленные маломощной (250 м) толщей песчаников и конгломератов. Верхнетриасовые и нижнесреднеюрские отложения (4200 м) образованы преимущественно песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. Характерны горизонты и линзы конгломератов (особенно в низах разреза), широкое распространение пирокластического материала, количество которого возрастает вверх по разрезу. Отмечаются подводно-оползневые горизонты.

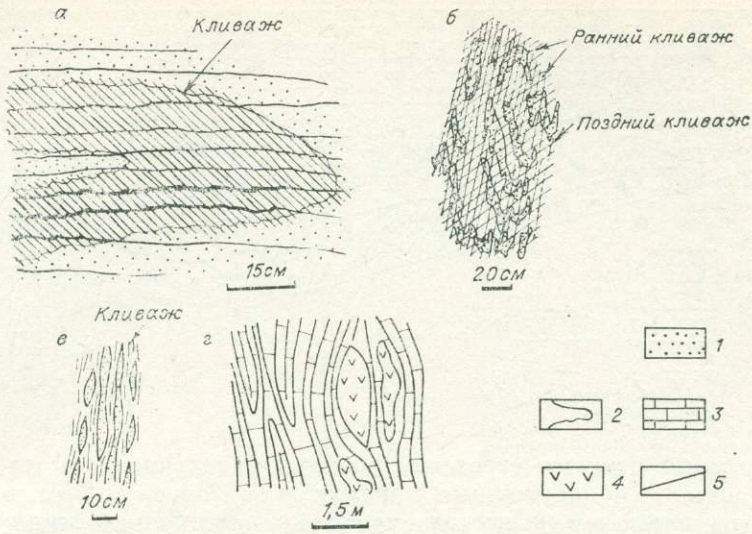


Рис. 43. Характер мелкой складчатости в отложениях Джагдинского сегмента.

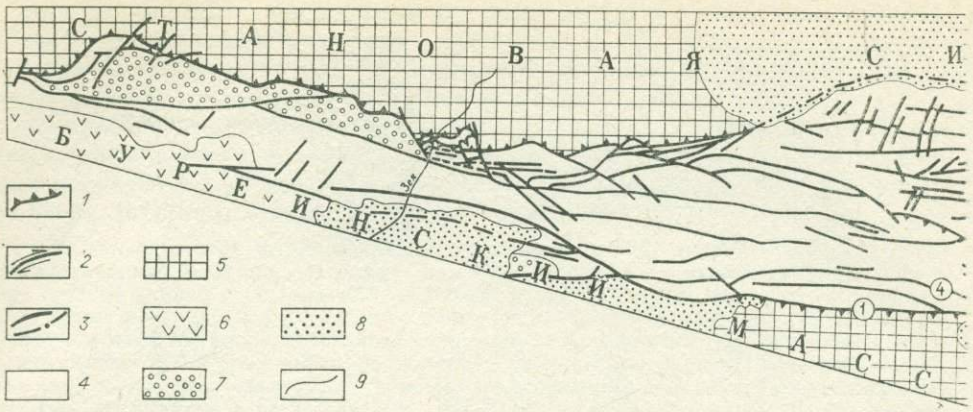
а — кливаж, пересекающий под острым углом более раннюю изоклинальную складку в отложениях верхнего карбона [Кириллова, Турбин, 1979]; *б* — транспозиционные структуры в отложениях верхнего триаса [Зимин, 1974]; *в* — будинированные прослои песчаников в отложениях верхнего триаса [Зимин, 1974]; *г* — повторно деформированные изоклинальные складки в известняках верхнего докембрия с будинами габбро-диоритов [Парфенов, Попеко, 1974]. *1* — песчаники, *2* — алевролиты, *3* — известняки, *4* — габбро-диориты, *5* — жильный кварц.

Верхнетриасовые и нижнеюрские отложения Западно-Джагдинской зоны, представленные, как и в Амгунском синклинории, мощными (около 8000 м) глинисто-граувакковыми толщами с прослоями кремнистых и глинисто-кремнистых пород, основных вулканитов и подводно-оползневыми горизонтами, слагают ограниченную разломами пластину, прослеживающуюся почти на всем протяжении сегмента. Она лежит на продолжении Амгунского синклинория Галамского сегмента.

В Гагско-Сагаянской зоне верхнетриасовые отложения представлены песчаниками, конгломератами и алевролитами (1500 м). которые несогласно перекрываются аркозами и граувакками средней юры (2000 м).

Складчатые дислокации палеозойских и мезозойских толщ Тукурингра-Джагдинского сегмента характеризуются исключительной сложностью (рис. 43), крупные складчатые формы (более 1 км в поперечнике) здесь нигде, по существу, не расшифрованы. В наиболее изученных районах устанавливается наложение друг на друга складок нескольких генераций [Парфенов, Попеко, 1974; Кириллова, Турбин, 1979], описаны транспозиционные структуры [Зимин, 1974а, б]. Характерна сложная система чешуйчатых надвигов, которая была названа Джагдинской [Косыгин и др., 1977; Тектоническое районирование..., 1979] (рис. 44).

Разломы системы охарактеризованы в ряде работ [Забродин, Турбин, 1970; Турбин, Кириллова, 1975; Кириллова, Турбин, 1979]. О значительных горизонтальных перемещениях свидетельствует совмещение по разломам разнофациальных комплексов палеозоя и мезозоя, а в некоторых случаях и докембрийских образований. Так Нинни-Сагаянский разлом разделяет резко различные разрезы девона. К югу от него на северном склоне Буреинского массива девонские отложения представлены преимущественно аркозами, а к северу (в пределах складчатой системы) — граувакками, лавами и туфами базальтоидов. Переходные фации отсутствуют. По Северо-Тукурингрскому разлому, как это впервые было установлено Ю. А. Мамонтовым, верхнеархейские образования полого перекрывают верхнетриасовые и юрские толщи. Местами устанавливаются эрозионные окна, в которых из-под верхнеархейских образований выступают мезозойские. По Южно-Тукурингрскому разлому в бассейне р. Дугды среднедевонские отложения совмещены с нижнекаменноугольными и даже со среднеюрскими. Ланский и расположенный на его продолжении Северо-



Тукурингрский разломы «срезают» нижнепалеозойские комплексы Шевлинской зоны, не обнаруженные к западу от верховьев р. Уды, тогда как палеогеографические и палеотектонические реконструкции свидетельствуют о их продолжении в западном направлении.

Среди разломов Джагдинской системы наряду с преобладающими крутыми надвигами и взбросами, плоскости которых примерно параллельны осевым поверхностям изоклинальных складок и кливажу, устанавливаются пологие надвиги (Северо-Тукурингрский разлом). Это свидетельство длительного и многоэтапного развития надвиговых дислокаций. Предполагается, что наиболее ранние надвиги здесь собраны в складки в результате последующих деформаций.

Поперечными разломами типа сдвигов, расположенными в бассейнах рек Деп и Ирмакит, Джагдинская система подразделяется на восточный, центральный и западный отрезки. В пределах восточного и западного надвиги и взбросы наклонены к югу, в пределах центрального — к северу. Примечательно, что регионально развитый кливаж также в целом подчиняется этой закономерности. Он, как установлено в бассейнах рек Зея, Нора и Шевли, накладывается на более ранние складчатые структуры, затушевывая их. Можно сделать вывод, что эти надвиги также являются послескладчатыми, а переориентировка их и кливажа произошла в один из наиболее поздних этапов деформации и синхронна образованию сдвигов. Не вызывает сомнения, что ширина сегмента в период осадконакопления намного превосходила его современные поперечные размеры.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРИРОДЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СИСТЕМЫ

Монголо-Охотская складчатая система обычно рассматривается как пример полициклической геосинклинали длительного развития [Красный, 1960б; Нагибина, 1963, 1969; Петрушевский, 1964], время замыкания которой трактуется по-разному. Проблема заключается в определении природы мезозойских (верхнетриасово-юрских) толщ. М. С. Нагибина [1969] относит их к молассоидным образованиям, накопление которых происходило в прогибах особого, не геосинклинального типа. Верхнетриасовые и юрские образования, представленные мощными флишоидными толщами с остатками морской фауны, не имеют площадного распространения в пределах складчатой системы, а слагают протяженные тектонические клинья, чешуи, синклинории и прогибы, разделенные выходами палеозойских пород. А. Л. Яншин [1976] справедливо обращает внимание на сходство лейасовых аммонитов на всем протяжении системы и отмечает, что накопление этих отложений с остатками стеногалинной фауны могло происходить только в открытом морском бассейне, имевшем свободную связь с Мировым океаном. Разобщенность современных выходов мезозойских толщ можно объяснить их весьма сложной дислоцирован-

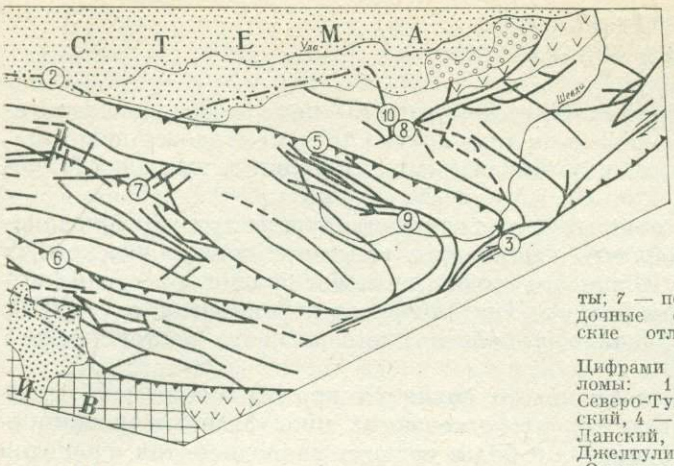


Рис. 44. Разломы восточной части Монголо-Охотской складчатой системы [Тектоническое районирование . . ., 1979].

1 — надвиги; *2* — сдвиги; *3* — разломы, ближе неопределенные: прослеженные (*а*), предполагаемые (*б*); *4* — Монголо-Охотская система; *5* — блоки раннего докембрия; *6* — позднеюрско-неокомовые вулканиты; *7* — позднеюрско-неокомовые осадочные от ожения; *8* — кайнозойские отложения; *9* — геологические границы.

Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 — Нинни-Сагаянский, 2 — Северо-Тукурингрский, 3 — Улигданский, 4 — Южно-Тукурингрский, 5 — Ланский, 6 — Чампулинский, 7 — Джелтулинский, 8 — Инняхский, 9 — Огдженонский, 10 — Котештиякский,

ностью, крупными последующими надвиговыми перемещениями, на широкое распространение которых обращали внимание еще М. М. Тетяев [1927] и Ю. М. Шейнманн [1927], и, как следствие, значительными горизонтальными сокращениями ширины геосинклинальной зоны. В связи с этим многие исследователи относят Монголо-Охотскую систему к мезозоидам.

Энергичные мезозойские тектонические движения отчетливо проявлены не только в Монголо-Охотской системе (s. str.), но также и в пределах ее рамы, в частности в пределах раннедокембрийской Становой системы, Алданского щита и палеозойских складчатых сооружений Забайкалья и Центральной Монголии. Они выразились здесь в процессах аркогенеза: формировании сводовых и сводово-глыбовых поднятий, интенсивном эффузивном и интрузивном магматизме, образовании крупных разломов, в том числе пологих надвигов. Эти процессы, получившие название тектоно-магматической активизации, одни исследователи связывают с развитием мезозойской геосинклинали (Е. В. Павловский [1947] включал область Станового хребта в связи с этим в зону мезозойской складчатости, Ю. М. Шейнманн [1958] определял ее как дислоцированную раму складчатости), другие такую связь отрицают, как и наличие самой геосинклинали, считая эти процессы автономными [Щеглов, 1968]. Введение понятия «автономная активизация», однако, не объясняет соотношений между различно проявленными, но синхронными геологическими явлениями.

В последние годы были предприняты попытки дать интерпретацию особенностей строения и тектонической эволюции Монголо-Охотской системы на основе современных моделей плитной тектоники. Л. П. Зоненшайн с соавторами [1976] сопоставили мезозойскую обстановку в пределах Монголо-Охотской системы и тектоно-магматическую зональность ее рамы с современной обстановкой на западе США в районе Калифорнийского залива, где проявления кайнозойского известково-щелочного и щелочного магматизма, сопровождающиеся рифтогенезом, как известно, связываются с поддвигом под континент срединно-океанического хребта. Аналогичная интерпретация была предложена и для Монголо-Охотской системы. Эта концепция развита М. И. Кузьминым и И. Б. Филипповой [1979], которые распространили ее и на среднепозднепалеозойскую историю системы.

В ряде коллективных публикаций особенности мезозойской тектонической эволюции восточной части системы связывались нами с взаимным сближением Восточно-Сибирского и Буреинско-Ханкайского мегаблоков и наличием наклоненной к северу палеозоны Беньофа [Косыгин и др., 1977, 1979; Парфенов, Натальин, 1977; Парфенов и др., 1981]. Основой этого является анализ мезозойской тектонической зональности, устанавливаемой в пределах складчатой системы и ее рамы.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЛАТЕРАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

К северу от Монголо-Охотской системы параллельно располагаются последовательно сменяющие друг друга Становое сводовое поднятие, Южно-Алданская система мезозойских континентальных впадин и Чаро-Учурское поднятие.

Становое сводовое поднятие, разделявшее морские прогибы Монголо-Охотской системы и область накопления континентальных угленосных толщ, представленную Южно-Алданской системой впадин, отчетливо выражено и в современном рельефе [Тектоническое районирование..., 1979], что обусловлено сохранением в кайнозое мезозойского тектонического плана.

Примерно вдоль оси Станового поднятия протягивается пояс мезозойских гранитных батолитов, представленных многофазными трещинными массивами габбро, диоритов и более поздних гранодиоритов, гранитов и граносиенитов, среди которых преобладают эпизональные батолитоподобные тела гранодиоритов [Геология..., 1973; Заблоцкий, 1978; Молчанова, 1981]. Пояс протягивается далеко к западу от рассматриваемого района, в пределы Восточного Забайкалья, располагаясь в целом параллельно мезозойским складчатым зонам Монголо-Охотской системы. Он пересекает разнородные тектонические элементы раннедокембрийской Становой складчатой системы, а в Забайкалье — каледонскую Хилок-Витимскую и герцинскую Хэнтэй-Даурскую зоны. Несмотря на огромное протяжение и пересечение поясом разнородных элементов фундамента, состав гранитоидов весьма сходен по общей последовательности интрузивных фаз и их петрографическому и химическому составам. По химическому составу гранитоиды относятся к классу известково-щелочных с отчетливым и выдержанным на всем протяжении пояса преобладанием Na_2O над K_2O. Т. В. Молчанова отмечает лишь незначительное увеличение суммы щелочей в умеренно кислых породах с востока на запад.

Считается, что возраст гранитоидов пояса в западной его части является триас-неокомовым, а к востоку омолаживается до позднеюрско-неокомового. Вместе с тем на всем протяжении пояса калий-аргоновые датировки магматических пород колеблются от 70 до 140 млн. лет, но иногда достигают 200 млн. лет [Геология..., 1973]. Т. А. Милай, В. Н. Мошкин и Е. М. Заблоцкий [Геология..., 1973] предполагают, что первые вспышки магматизма на востоке пояса тоже относятся к триасово-юрскому времени. Плутонический пояс Станового хребта лежит на западном продолжении Удско-Мургальской вулканической дуги. На востоке района в бассейне р. Уды интрузивы ассоциируются с андезитами джелонской свиты, которая наряду с юрско-неокомовыми, возможно, включает и триасовые образования. Раннемезозойские вулканиты на большей части Станового хребта отсутствуют, они появляются в Верхнем Приамурье и широко распространены в ассоциации с гранитоидами пояса в Забайкалье. Присутствие в составе среднеюрских песчаников Южно-Алданских впадин обломков кислых и средних вулканитов [Желинский, 1980], принесенных со стороны Станового поднятия, указывает на наличие здесь в прошлом раннемезозойских вулканитов. Об этом же свидетельствует наличие пирокластического материала, отмечаемого в разных количествах во всех толщах юрского разреза Чульманской впадины [Ишина, 1961] и среди верхнетриасово-среднеюрских отложений Тукурингра-Джагдинского сегмента Монголо-Охотской системы.

Батолиты Станового хребта, согласно магнито- и гравиметрическим данным [Павлов, Парфенов, 1973; Заблоцкий, Сытина, 1974], представляют собой трещинные, в целом полого лежащие плитообразные тела, корневые части которых, однако, прослеживаются до аномально больших для гранитоидов глубин (10 км). Зоны повышенной вертикальной мощности батолитов, тяготеющие к южным частям массивов, образуют систему кулис северо-западного направления, располагающихся под углом 40—

80° к общему простиранию южной окраины Алданского щита. Внедрение гранитоидов, по-видимому, происходило по трещинам отрыва, образование которых может быть связано с правосторонними сдвиговыми перемещениями примерно вдоль границы Алданского щита и Становой складчатой системы.

Посленеокомовые магматические образования Станового поднятия представлены небольшими разрозненными полями лав и туфов андезитов, дацитов и липаритов, заключающих горизонты песчаников и гравелитов (до нескольких сотен метров мощностью). Формированию этих вулканитов предшествовали поднятия в районе Станового хребта, с которыми связывается образование мощной (300 м) песчано-конгломератовой толщи с растительными остатками позднего неокома—апта, выполняющей ряд узких приразломных впадин вдоль северного фаса [Желинский и др., 1979]. Посленеокомовые вулканиты прорваны мелкими телами лейкократовых и аляскитовых гранитов, гранит-порфиров и кварцевых диоритов, которые K — Ar методом датируются в 90—120 млн. лет [Геология..., 1973].

Меловой магматизм завершается формированием роев многочисленных даек главным образом среднего и умеренно кислого состава, густо насыщающих центральную и северную части Станового поднятия и имеющих выдержанное северо-восточное простирание. Образование их связывается с возникновением трещин отрыва в связи со смещением Станового поднятия к востоку относительно Алданского щита [Гуров, Гурова, 1967].

Южно-Алданская система впадин включает Чульманскую (240×80 км), Токинскую (150×60 км) и около 20 более мелких впадин, протянувшихся в виде широкой (120 км) полосы вдоль южной окраины Алданского щита параллельно Становому поднятию. Они выполнены терригенными угленосными лимническими отложениями юрского (главным образом) и неокомового возраста [Сюндюков и др., 1979; Желинский, 1980]. В разрезе имеют асимметричное строение (рис. 45). Наиболее глубоко фундамент опущен в южных частях, вблизи ограничивающих впадины разломов, где мощность отложений, согласно геофизическим данным, достигает 4000 м [Павлов, Парфенов, 1973]. Бóльшая часть приходится на верхнеюрские, нижнесреднеюрские не превышают 1000 м и выдерживаются в пределах впадин.

Юрские отложения южных зон обычно интенсивно дислоцированы. В наиболее изученной Чульманской впадине здесь установлены антиклинальные и синклинальные складки шириной до нескольких километ-

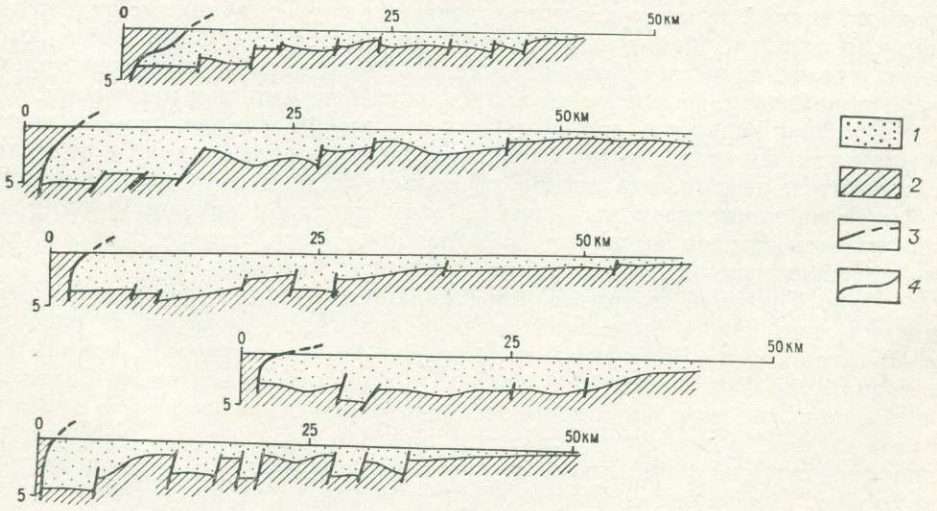


Рис. 45. Разрезы через Чульманскую впадину (составлены с учетом гравиметрических данных, ВЭЗ и бурения) [Павлов, Парфенов, 1973, упрощено].

1 — мезозойские отложения, *2* — архейские кристаллические образования, *3* — разломы, *4* — подошва мезозойских отложений.

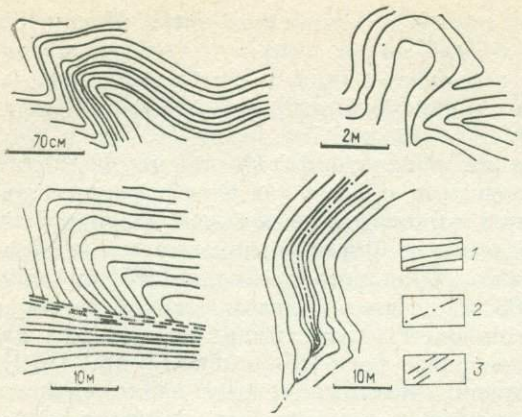


Рис. 46. Характер складчатости юрских отложений в лежачем крыле Южно-Чульманского надвига (Чульманская впадина) (рисунки автора по фотографиям В. С. Имаева).

1 — слоистость, *2* — след осевой поверхности складки, *3* — зона рассланцованных пород.

ров с углами наклона крыльев 40—70°, осложненные многочисленными субпараллельными взбросами, наклоненными к югу [Мокринский, 1961]. Примечательна повторная складчатость (рис. 46), что свидетельствует о многоэтапном формировании складчатой структуры. В пределах большей северной части крупных впадин юрские отложения залегают спокойно (0—2°), полого погружаясь к югу.

Разломы, ограничивающие впадины с юга, представляют собой надвиги, местами крутые, а местами пологие, переходящие в покровы, по которым архейские толщи надвинуты на юрские отложения. Амплитуда горизонтального перемещения по Южно-Чульманскому надвигу, ограничивающему с юга Чульманскую впадину, по геофизическим данным оценивается до 15 км [Павлов, Парфенов, 1973]. На юго-западе Токинской впадины В. С. Имаев установил клипп архейских пород (около 15 км в поперечнике), полого залегающий на юрских отложениях.

С мезозойскими движениями связано также развитие линейных зон зеленосланцевых диафторитов и бластомилонитов по архейским кристаллическим породам, ширина которых местами достигает 10—15 км. Эти зоны наиболее отчетливо выражены к югу от Чульманской впадины. Сланцеватость диафторитов, как и охарактеризованные выше надвиги, наклонена преимущественно к югу (под углами от 25 до 70°).

Накопление мезозойских осадков происходило в едином предгорном бассейне, возможно состоящем из ряда седиментационных ванн, разделенных поперечными поднятиями [Ишина, 1961; Мокринский, 1961; Желинский, 1980]. Главным источником сноса обломочного материала во все время существования бассейна оставалось Становое поднятие. Превышения рельефа в его пределах, как считает Т. А. Ишина, небольшие, так как даже на южной окраине впадин отсутствуют грубообломочные отложения конусов выноса. Такие образования небольшой мощности отмечаются лишь в самых низах и верхах разреза. Этот вывод справедлив, если только грубообломочные фации не оказались погребенными под надвигами.

Большая мощность верхнеюрских отложений и отчетливое ее увеличение в южных частях впадин свидетельствуют о воздыманиях в пределах Станового поднятия, где резкое усиление тектонических движений приходится на конец неокома — апт. С этим периодом связано формирование упоминавшейся выше грубообломочной толщи, налегающей местами на архейские породы, и вскрытие гранитных батолитов.

Чаро-Учурское поднятие протягивается в широтном направлении параллельно Южно-Алданской системе впадин, отделяя ее от расположенной на севере Вилюйской синеклизы. Ось его несколько сдвинута к северной окраине Алданского щита. Это поднятие значительно более пологое, чем Становое. На больших площадях оно было перекрыто юрскими отложениями, о чем свидетельствует наличие в различных районах Алданского щита сохранившихся от размыва их маломощных (сотни метров) покровов. Тем не менее в юрское время поднятие служило основным поставщиком обломочного материала для южных районов Вилюйской синеклизы, что доказывается путем минералогического анализа обломочной составляющей терригенных пород и изотопными определениями возраста

обломочных биотита и микроклина [Дубарь, 1962]. Г. П. Дубарь отмечает полиминеральный состав юрских песчаников в Нижне-Алданском районе, присутствие обломков свежих малоустойчивых минералов (эпидота, основного плагиоклаза и др.), что указывает на значительную расчлененность рельефа в области питания, преобладание механического разрушения над химическим, большую скорость эрозии и накопления.

Возникновение Чаро-Учурского поднятия относится к началу среднеюрского времени [Минкин, 1960; Желинский, 1980]. В раннеюрское время весь Алданский щит испытывал равномерное погружение, о чем свидетельствует выдержанность мощности нижнеюрских отложений (в пределах 350—450 м) на всей его площади. В меловое время основным источником сноса обломочного материала для южной окраины Вилюйской синеклизы явилось Становое поднятие [Дубарь, 1962]. Чаро-Учурское поднятие к этому времени было уже, по-видимому, в значительной степени снивелировано. В его пределах в мезозое широко проявились блоковые перемещения фундамента преимущественно вдоль разломов северо-восточного и северо-западного простираний и магматические процессы, выразившиеся в формировании многочисленных мелких гипабиссальных интрузивов и вулканитов. Магматические образования характеризуются большим разнообразием состава (известково-щелочные гранитоиды, субщелочные и щелочные калиевые породы, дуниты, кимберлиты и траппы) и различными формами проявления (штоки, дайки, силлы, кольцевые интрузивы, кальдеры) [Минкин, 1960; Максимов, 1975]. Они группируются в определенные узлы, за пределами которых отсутствуют или весьма редки. Вместе с тем в целом они образуют пояс широтного простирания, охватывающий Чаро-Учурское поднятие и частично Южно-Алданскую систему впадин и не заканчивающийся в пределах Алданского щита. Аналогичные магматические образования устанавливаются в Кодаро-Удоканском районе [Свешников, 1973]. Субщелочные вулкано-плутонические кольцевые комплексы мезозойского возраста прослеживаются далее к юго-западу, в северные районы Читинской области, пересекают раннедокембрийские структуры Становой складчатой системы и Хилок-Витимскую каледонскую складчатую зону, располагаясь параллельно поясу гранодиоритовых батолитов Станового хребта.

Мезозойский магматизм развивался в течение весьма длительного времени. Наиболее ранние его этапы фиксируются наличием галек магматических пород в нижнеюрских конгломератах в пределах Алданского щита [Минкин, 1960], на его северном склоне [Биджиев, Минаева, 1961]. Присутствие витрокластических туфов и туфогенных песчаников в отложениях всех отделов юры указывает на развитие магматизма в юрское время. Прорывание интрузивами верхнеюрских отложений позволяет предполагать продолжение магматизма и в меловое время.

Л. М. Минкин [1960] обращает внимание на зональность в изменении состава мезозойских магматических образований вкрест простирания пояса. В Сутамском и Гонамском районах, ближе всего расположенных к поясу гранодиоритовых батолитов Станового хребта, преобладают известково-щелочные гранодиориты и диориты при небольшом количестве щелочных пород, возрастающем при удалении от края щита. В Тыркандинском и Хатыминском районах средний состав пород близок сиенитам, возрастает количество и разнообразие щелочных пород. Наибольшее их количество, в том числе с нефелином и лейцитом, характерно для Верхне-Амгинского и Центрально-Алданского районов, значительно удаленных от Станового хребта.

Разломы северо-восточного и северо-западного направлений, широко распространенные в пределах Чаро-Учурского поднятия, на многих участках наследуют нарушения более древнего, в том числе докембрийского, возраста (например, разломы, трассируемые дайками предюдомских диабазов). Однако как определенная система разрывных нарушений возникли в конце мезозоя. Они секут и смещают широтные надвиги, ограничивающие Южно-Алданские впадины, и отчетливо продолжаются в пределы

Станового хребта, где смещают мезозойские батолиты. Продолжение этих разломов отмечается в Монголо-Охотской системе и на северной окраине Буреинского массива. Большинство из них — сдвиги, среди которых устанавливаются как право-, так и левосторонние. Общее движение масс таково, что блоки коры как бы расходятся в стороны — к западу и востоку, освобождая пространство перед фронтом Буреинского массива.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МЕЗОЗОЙСКОЙ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Параллельное расположение зон мезозойской активизации и Монголо-Охотской системы,выдерживающееся на большем их протяжении, синхронность главных событий в пределах этих зон и складчатой системы приводят к выводу, что между ними существует тесная генетическая связь. Главным в выяснении природы такой связи является определение типовой принадлежности пояса гранодиоритовых батолитов Станового поднятия. В восточной своей части, на левобережье р. Уды, он по простиранию переходит в Удскую вулканическую зону, которая является юго-западным окончанием Удско-Мургальской вулканической дуги. В пределах Удской зоны наряду с вулканитами островодужного типа распространены гранитоиды, аналогичные батолитам пояса. На Становом поднятии в прошлом также были распространены сходные вулканиты, теперь, по-видимому, полностью смытые. Петро- и геохимические особенности гранитных батолитов Станового поднятия детально не изучены. Однако существующие данные позволяют предполагать участие глубинного мантийного материала в петрогенезисе большей части гранитоидов [Молчанова, 1981]. П. Е. Бевзенко [1979] обратил внимание на сходство составов батолитов Станового поднятия и мезозойских батолитов Северо-Американских Кордильер. Гранитоиды приурочены к региональному Алдано-Становому гравитационному минимуму, глубины нижних кромок аномальных гравитирующих масс которого оцениваются в 70—100 км [Парфенов, Рейнлиб, 1976].

На основе этих данных предполагается связь образования пояса мезозойских гранитных батолитов Станового поднятия с процессами, характерными для активных континентальных окраин Северной Америки. При такой трактовке мезозойские отложения Удского и Торомского прогибов Галамского сегмента и Ланской зоны Тукурингра-Джагдинского сегмента Монголо-Охотской системы рассматриваются в качестве образований преддуговых прогибов первого типа. Отсутствие их к западу от Ланской зоны объясняется значительными надвиговыми перекрытиями по Северо-Тукурингрскому разлому, который, как уже отмечалось, срезает нижнепалеозойские отложения Шевлинской зоны. Мезозойские отложения Амгунского синклинория Галамского сегмента и Западно-Джагдинской зоны Тукурингра-Джагдинского сегмента представляют образования преддуговых прогибов второго типа, формирование которых происходило на континентальном склоне. Сложнодислоцированные палеозойские и, возможно, позднедокембрийские образования Монголо-Охотской системы в совокупности слагают аккреционный клин активной континентальной окраины. Они включают позднедокембрийско (?)-раннепалеозойские офиолиты и более молодые образования различного типа.

Замыкание мезозойских морских прогибов в Тукурингра-Джагдинском сегменте Монголо-Охотской системы произошло в поздней юре в связи с коллизией Буреинско-Ханкайского и Восточно-Сибирского мегаблоков. Время замыкания определяется по появлению мощных грубообломочных континентальных отложений верхней юры и мела. Они слагают ряд узких приразломных впадин с глубинами до фундамента около 4 км, располагающихся вдоль границы Тукурингра-Джагдинского сегмента со Становой системой в междуречье Зеи и Ольдоя [Павлов, Парфенов, 1973]. Впадины

осложнены пологими надвигами, вдоль которых породы обычно интенсивно рассланцованы. Отложения этого типа, представляющие собой несомненные молассы, широко распространены к югу от Тукурингра-Джагдинского сегмента, в западной его части (бассейны рек Депа, Зея и верховья Амура), где суммарная их мощность достигает 5000 м [Нагибина, 1969]. В более восточных районах южного обрамления они перекрыты полями меловых вулканитов, из-под которых, однако, местами выступают грубообломочные толщи нижнего мела видимой мощностью до 1300 м [Кириллова, Турбин, 1979].

Со временем начала коллизии совпадает обособление Южно-Алданской системы впадин. Верхнеюрские отложения имеют здесь большую мощность, формирование их связано со значительными воздыманиями в районе Станового поднятия. В связи с этим верхнеюрские угленосные толщи следует рассматривать как орогенные образования. Примечательно, что впадины располагаются на противостоящем Буреинскому массиву участке и не протягиваются далее ни к западу, ни к востоку. Все эти процессы обусловлены грандиозным короблением раннедокембрийского фундамента, что отмечал еще Е. В. Павловский [1947]. Они не могут быть объяснены лишь магматическим фактором. Эти изгибы коры — результат действия мощных тектонических сил горизонтального направления, иначе трудно объяснить параллельность поднятий и прогибов на расстоянии около 1 тыс. км.

В мезозое раннедокембрийские кристаллические образования Становой складчатой системы не только подверглись общему короблению и раздроблению вдоль зон разрывных нарушений, но и испытали сильное (до нескольких сотен градусов) тепловое воздействие в течение продолжительного времени. Об этом свидетельствует тот факт, что подавляющее большинство K — Ar определений возраста кристаллических пород докембрия здесь укладывается в интервал 120—220 млн. лет [Геохронология...,

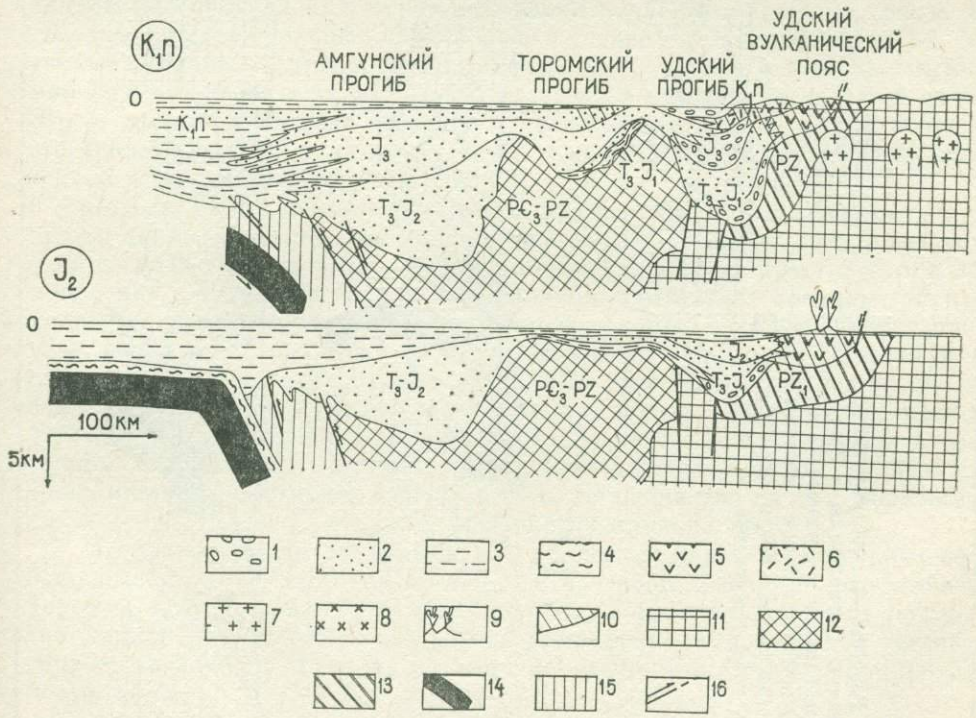
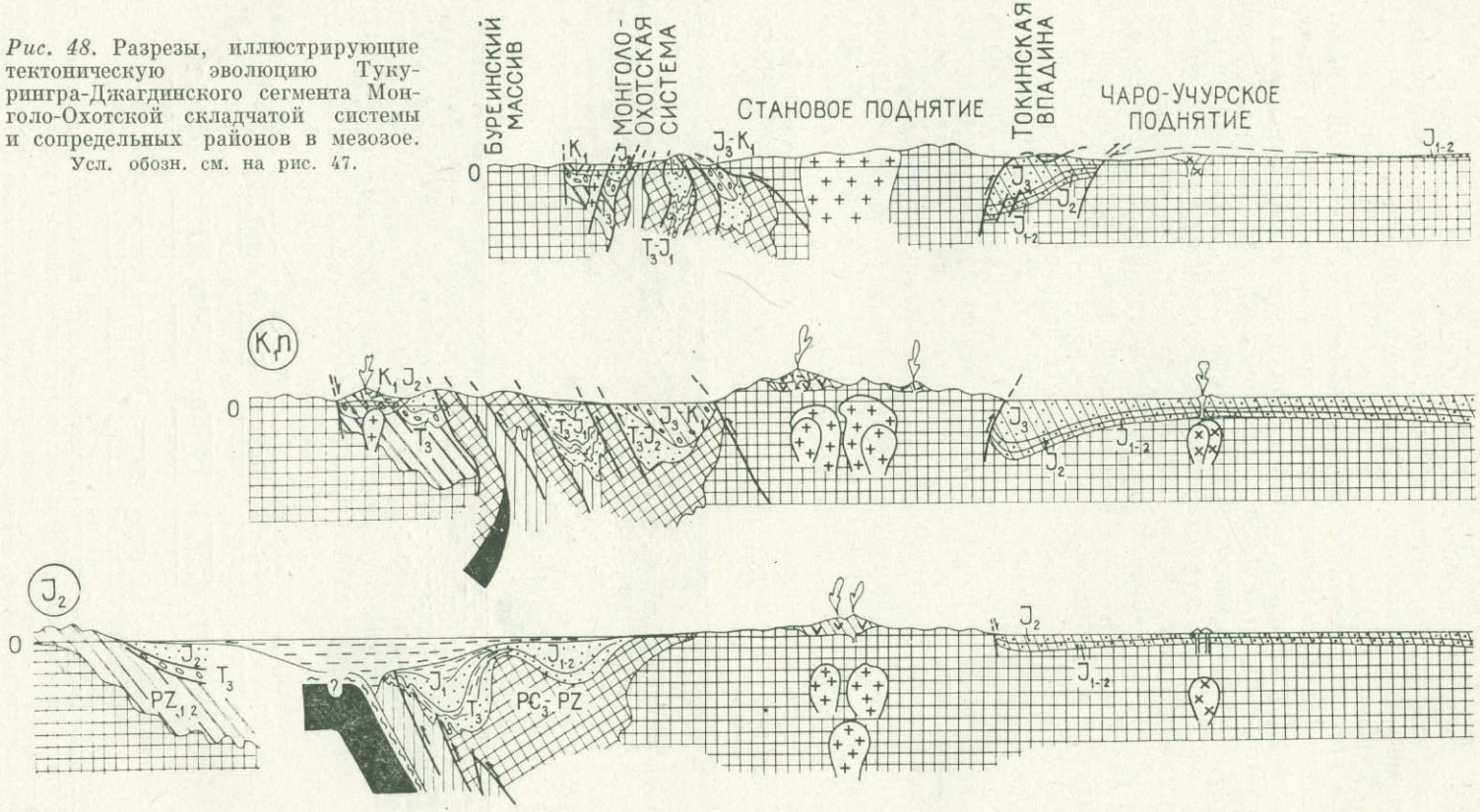


Рис. 47. Разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы и сопредельных районов в мезозое.

1 — конгломераты и песчаники, *2* — преимущественно песчаники, *3* — песчаники, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, *4* — кремнистые сланцы и базальтоиды, *5*, *6* — вулканиты: *5* — среднего состава, *6* — кислого состава; *7* — гранитоиды, *8* — субщелочные и щелочные интрузивные породы, *9*—зоны активного вулканизма, *10*—*13* — образования: *10* — континентальные, *11* — нижнедокембрийские кристаллические, *12* — верхнедокембрийско-палеозойские эвгеосинклинального типа, *13* — палеозойские миогеосинклинального типа; *14* — океаническая кора, *15* — метаморфические сланцы, в том числе глаукофановые, *16* — разломы.

Рис. 48. Разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию Тукурингра-Джагдинского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы и сопредельных районов в мезозое.
Усл. обозн. см. на рис. 47.



1968]. Изучение цирконов из раннестановых гранодиоритов указывает, что в мезозое они испытали воздействие наложенного процесса, сопоставимого с метаморфизмом амфиболитовой фации [Левченков и др., 1980].

Коллизия продолжалась в течение длительного времени. С последующим ее развитием могут быть связаны резкое усиление тектонических движений в пределах Станового поднятия и формирование вдоль северной его окраины грубообломочной толщи позднего неокома — апта, образование падающих навстречу друг другу крупных надвигов вдоль северной и южной окраин Станового поднятия, складчатость юрских отложений на юге Южно-Алданских впадин и др. К заключительному этапу коллизии относится образование диагональных систем разломов с характерным движением по ним блоков коры.

Верхнеюрско-нижнемеловые молассовые накопления южного обрамления Тукурингра-Джагдинского сегмента перекрыты нижнемеловыми вулканитами, которые совместно с ассоциирующимися с ними гранитоидами образуют Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс, протягивающийся на 600 км от пос. Огоджа до р. Умлекан. Вулканиты представлены лавами и в меньшей мере пирокластическими образованиями преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава, в верхах разреза отмечаются вулканиты умеренно кислого состава. В западной части пояса, в районах Мамынского и Гонжинского выступов Буреинского массива, велика роль кислых пород повышенной щелочности, также тяготеющих к верхам разреза [Геология..., 1973]. Гранитоиды представлены небольшими гипабиссальными телами диоритов, гранодиоритов, гранитов и гранит-порфиров.

Умлекано-Огоджинский пояс, обнаруживающий много общего с окраинно-континентальными вулкано-плутоническими поясами типа Охотско-Чукотского (как по составу слагающих его образований, так и по своему строению), принципиально от них отличается своей тектонической позицией. По сравнению с окраинно-континентальными поясами, располагающимися вдоль границы континентов с океаном и фиксирующими их активные окраины, Умлекано-Огоджинский пояс возник после замыкания морских прогибов и складчатости, залегая на молассах складчатой зоны. Это — эпиколлизионный вулкано-плутонический пояс. Существование его свидетельствует о возникновении условий растяжения вслед за длительно существовавшим сжатием.

Возраст континентальных грубообломочных моласс, фиксирующих время замыкания морских геосинклинальных прогибов Монголо-Охотской системы, последовательно омолаживается вдоль ее простирания в направлении с запада на восток. В Восточном Забайкалье континентальные молассы сменяют морские песчано-сланцевые толщи уже в начале средней юры, в Верхнем Приамурье — в поздней юре, а в Западном Приохотье — лишь в раннем мелу [Нагибина, 1969]. Во всех районах вслед за молассами формируются вулкано-плутонические пояса и зоны, аналогичные Умлекано-Огоджинскому поясу. Возраст их также омолаживается в восточном направлении. Местами они отходят далеко от самой складчатой зоны, но всюду образуются после моласс. Большинство из них, возможно, имеет ту же природу, что и Умлекано-Огоджинский пояс.

Предложенная модель (рис. 47, 48) объясняет многие структурные особенности Монголо-Охотской системы, в частности узость и интенсивный характер дислоцированности толщ системы во фронтальной части Буреинско-Ханкайского мегаблока и резкое расширение ее к западу и востоку, сопровождающееся столь же резким уменьшением степени дислоцированности толщ.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Анализ разрезов палеозойских комплексов восточной части Монголо-Охотской системы приводит к выводу, что, начиная с раннего палеозоя и, возможно, даже с позднего докембрия, здесь существовал морской

глубоководный бассейн с корой океанического типа, поскольку имеются позднедокембрийско (?)-раннепалеозойские офиолиты. Ряд исследователей [Кириллова, Турбин, 1979; Тектоника континентальных окраин..., 1980] относят заложение Монголо-Охотской геосинклинали к концу раннего — началу среднего палеозоя и связывают его образование с раскалыванием единой раннедокембрийской глыбы, объединяющей выделяемые нами Восточно-Сибирский и Буреинско-Ханкайский мегаблоки. Этот вывод основывается главным образом на отрицании в Монголо-Охотской системе отложений древнее силурийских, что является весьма спорным, и большинство исследователей, проводивших здесь геологическое картирование, не разделяют такой точки зрения. Во всяком случае присутствие на северо-западном крыле Галамского синклинория в основании силура толщи грубообломочных пород с галькой и гравием гранитоидов, известняков и анортозитов (600—800 м), заключающих олистолиты кембрийских известняков и горизонты лав основного состава, которая подстилает вулканогенно-кремнистые образования, может свидетельствовать о проявлении рифтогенеза в это время. Следует только подчеркнуть, что это единственное место в восточной части Монголо-Охотской системы, где известны подобные образования.

В составе силурийско-нижнедевонских отложений Галамского и Тукурингра-Джагдинского сегментов устанавливаются глубоководные вулканогенно-кремнистые образования. Формирование их, по-видимому, происходило вблизи уступа континентального склона, с которого периодически сбрасывался мелководный, в том числе аркозовый материал.

Вулканогенно-кремнистые, видимо, достаточно глубоководные отложения вновь появляются в верхнем карбоне (?) — нижней перми Западно-Джагдинской зоны Тукурингра-Джагдинского сегмента. Наличие конгломератов и гравелитов в живетских отложениях Западно-Джагдинской зоны, дресвяников, гравелитов, конгломератов и обвально-оползневых брекчий в средневерхнедевонских отложениях Тыльского синклинория, ассоциирующихся с вулканитами трахибазальтового состава, возможно, указывает на новое проявление рифтогенеза в среднем — позднем девоне.

Сложная дислоцированность и местами повышенный метаморфизм палеозойских толщ, широкое распространение крупных надвигов, которые, возможно, перекрывают целиком некоторые геологические комплексы, не позволяют в большинстве случаев наметить латеральные ряды и тем самым определить характер континентальных окраин. Отсутствие проявлений известково-щелочного магматизма палеозойского возраста к северу от восточной части Монголо-Охотской системы, увеличение грубости обломочного материала в этом направлении, преобладание песчаников над глинисто-кремнистыми и вулканогенными породами в Ланской зоне Тукурингра-Джагдинского сегмента, увеличение роли аркозовых пород вкрест простирания Галамского сегмента, широкое распространение на многих стратиграфических уровнях в составе обломочного материала пород, несомненно принадлежащих Становой системе,— все это скорее указывает на пассивный характер границы Монголо-Охотской системы с Восточно-Сибирским мегаблоком в палеозое. В пользу этого вывода свидетельствует также наличие Шевлинской зоны, которая, вероятно, протягивалась далеко к западу от бассейна р. Шевли, а теперь скрыта здесь под надвигами. Отложения этой зоны формировались в условиях мелководного шельфа, сменяясь к югу все более и более глубоководными образованиями.

Активную континентальную окраину, возможно, представляло южное ограничение системы вблизи Буреинского массива. Обилие пирокластического материала в среднедевонско-нижнекаменноугольных отложениях Гагско-Сагаянской зоны и наличие среди них горизонтов вулканитов основного, среднего и кислого состава позволяют предполагать существование вулканической островной дуги, ныне перекрытой надвигами.

Мезозойские отложения Монголо-Охотской системы, начинающиеся обычно с верхнетриасовых, там, где известны их соотношения с палеозой-

скими образованиями, залегают на них с отчетливым угловым несогласием. Этот факт, а также отсутствие отложений нижнего — среднего триаса на большем протяжении системы указывают на замыкание палеозойских прогибов и повсеместное проявление здесь позднегерцинских движений. Возобновление осадконакопления в позднем триасе в условиях протяженного достаточно глубоководного морского бассейна, имевшего свободное сообщение с Мировым океаном, связано с мощным проявлением процессов рифтогенеза. Предложенная Л. П. Зоненшайном с соавторами [Зоненшайн и др., 1976; Зоненшайн, Савостин, 1979] модель такого раздвига с надвиганием континента на срединно-океанический хребет, основанная на аналогии с Калифорнийским заливом и провинцией Бассейнов и Хребтов на западе США, объясняет многие его особенности.

ГЛАВА 7

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В СИХОТЭ-АЛИНСКО-САХАЛИНСКОМ РЕГИОНЕ

Докайнозойские образования Сихотэ-Алиня и Сахалина тесно связаны друг с другом. Они образуют единые латеральные ряды структурно-вещественных комплексов [Меланхолина, Молчанова, 1977; Парфенов, Натальин, 1977, 1981]. Поэтому Сихотэ-Алинь и Сахалин здесь рассматриваются совместно.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, располагающейся к востоку от Буреинского и Ханкайского срединных массивов, принято выделять ряд крупных антиклинориев и синклинориев (рис. 49).

Осевое положение в структуре складчатой системы занимает Центрально-Сихотэ-Алинский [Геология СССР, 1966], Главный [Геология СССР, 1969], или Сихотэ-Алинский [Салун, 1977] антиклинорий, образованный преимущественно вулканогенно-кремнистыми отложениями карбона, перми, верхнего триаса — нижней юры. На западе он окаймляется протяженным Западно-Сихотэ-Алинским [Геология СССР, 1966], Амуро-Уссурийским [Салун, 1977], или Горинским синклинорием, а на востоке — Восточно-Сихотэ-Алинским [Геология СССР, 1966], Главным [Кропоткин, 1954; Геология СССР, 1969], или Сихотэ-Алинским [Салун, 1977] синклинорием. Синклинории сложены многокилометровыми преимущественно песчано-сланцевыми толщами юрского и мелового (до сенонского) возраста. По выходам каменноугольных, пермских и верхнетриасовых отложений на побережье Японского моря намечается Прибрежная антиклинальная зона [Кропоткин, 1954; Геология СССР, 1969].

В последние годы на юге Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория в глинисто-кремнистых отложениях, ранее относимых к карбону и перми на основе находок соответствующих остатков макро- и микрофауны в заключенных среди них карбонатных телах, установлены триасовые конодонты и остатки юрской макрофауны [Мельников, Голозубов, 1980]. Здесь же описаны олистостромовые образования, зоны серпентинитового меланжа и пологие надвиги [Мазарович, 1978, 1982; Мельников, Голозубов, 1980]. В связи с этими новыми данными ряд исследователей ставят под сомнение охарактеризованное выше традиционное тектоническое расчленение Сихотэ-Алиня. Это представляется преждевременным, поскольку, во-первых, новые данные имеются по весьма ограниченной территории и не нашли еще отображения на существующих геологических картах и, во-вторых — что главное — они не могут поколебать устоявшегося представления о существовании в осевой зоне складчатой системы крупной антиклинальной структуры с выходами палеозойских, возможно, и более древних образований в ее ядре. На территории Хабаровского края нали-

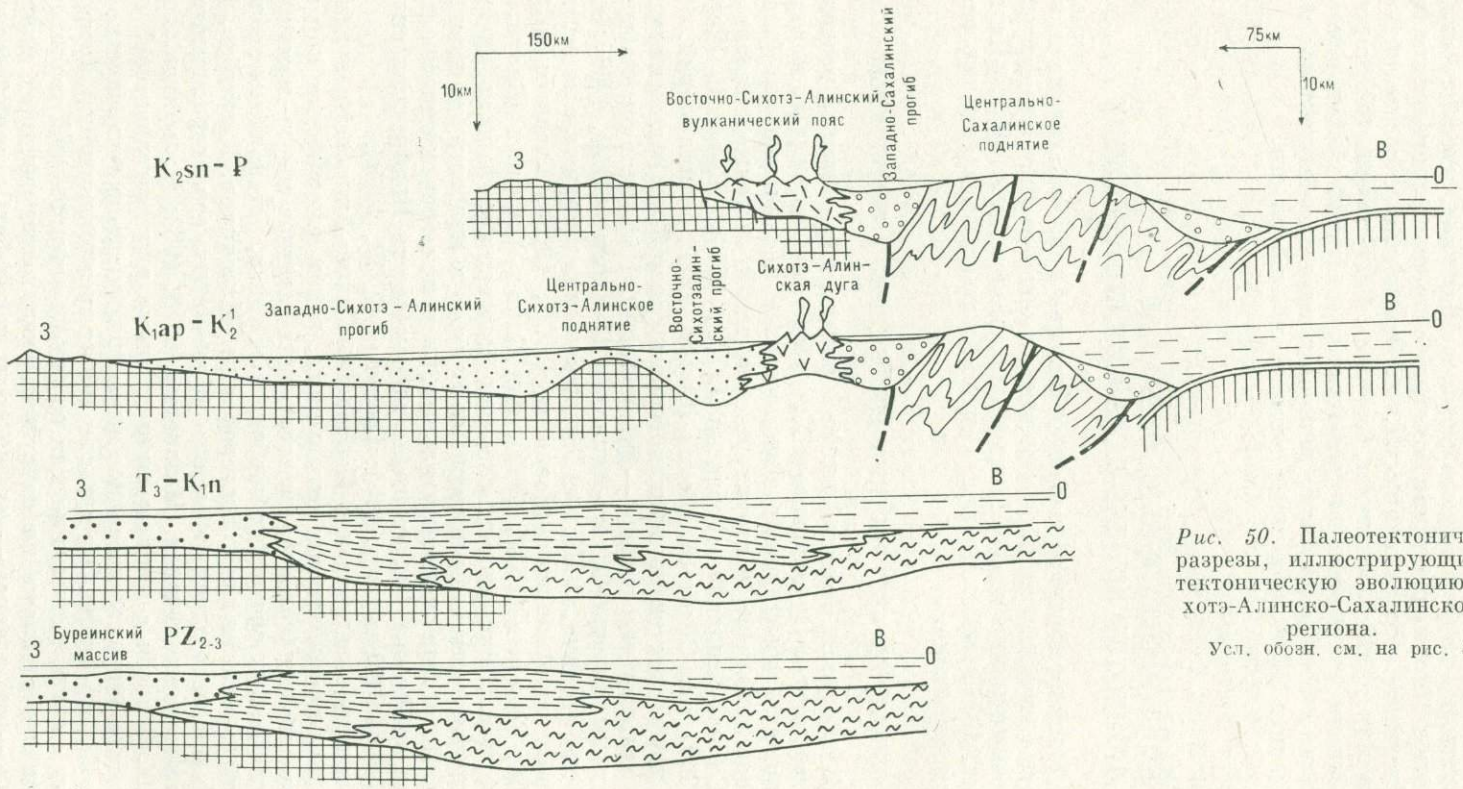


Рис. 50. Палеотектонические разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию Сихотэ-Алинско-Сахалинского региона.

Усл. обозн. см. на рис. 40.

чие пермских и раннемезозойских образований в пределах Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория доказано находками остатков бентосной фауны в песчано-сланцевых и глинисто-кремнистых отложениях.

Между Западно-Сихотэ-Алинским синклинорием и Буреинским массивом устанавливается широкое распространение девонских каменноугольных и пермских терригенных и вулканогенно-кремнистых образований. Здесь же располагаются большие поля метаморфических сланцев различного состава. Раньше эти метаморфические комплексы относились к верхнему докембрию или к верхнему докембрию — нижнему палеозою. В последние годы появились данные о их образовании за счет метаморфизма молодых, вплоть до раннемезозойских, отложений. Вся эта область выделяется как Ванданский антиклинорий общего субдолготного простирания [Геология СССР, 1966]. В северной его части почти под прямым углом отходит Ниланский антиклинорий субширотного простирания, в пределах которого известны фаунистически охарактеризованные девонские и каменноугольные отложения [Красный, 1960б].

На востоке Сихотэ-Алиня, вдоль побережья Татарского пролива и Японского моря, выделяется Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс, сходный по составу слагающих его образований с Охотско-Чукотским, но более молодого (сенон-палеогенового) возраста. К западу от него, вплоть до восточных окраин Буреинского и Ханкайского массивов, широко распространены поля континентальных меловых и палеогеновых вулканитов, с которыми ассоциируют близкие им по возрасту гранитоиды. Они образуют Западно-Сихотэ-Алинский и Восточно-Буреинский пояса, а также ряд более мелких вулканических зон (Эвурская, Ульбанская и др.).

В западных районах Сихотэ-Алиня устанавливается Уссурийско-Нижнеамурская система рифтоподобных впадин. Она протягивается на 1400 км от залива Петра Великого на юге до Тугурского залива на севере. Впадины, выполненные палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными континентальными отложениями, представляют собой большей частью грабены [Варнавский, 1971; Худяков, 1977; Шевченко, 1979]. Глубина залегания фундамента в некоторых, судя по геофизическим данным, составляет около 3 км. В Нижнем Приамурье к впадинам приурочены обширные пойменные равнины с большим количеством озер, что свидетельствует о прогибании некоторых из них вплоть до настоящего времени. Характерны субширотные разломы, поперечные к общему долготному простиранию. Впадины сопровождаются щелочно-базальтовым вулканизмом миоценового и плиоцен-раннечетвертичного возраста. На западном побережье Татарского пролива миоценовые щелочные базальтоиды (кизинская свита) сменяются толеитовыми базальтами плиоцен-раннечетвертичного возраста (совгаванская свита), где первоначальные сравнительно небольшие растяжения в плиоцене сменились расхождением блоков сиалической коры [Магматические формации..., 1980].

В составе Сихотэ-Алинской складчатой системы устанавливаются четыре структурных яруса, разделенные региональными несогласиями: палеозойский, нижнемезозойский (T_3 — K_1 неоком), верхнемезозойский (K_1^2 — K_2^1) и сенон-палеогеновый, находящие продолжение на Сахалине. Анализ латеральной зональности в пределах каждого структурного яруса позволяет наметить континентальные окраины различного типа [Тектоническое районирование..., 1979; Парфенов и др., 1981; Парфенов, Натальин, 1981] (рис. 50).

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Характер латеральной зональности палеозойских отложений и соответственно тип намечаемых на основе ее анализа континентальных окраин существенно различны в северной и южной частях Сихотэ-Алинской складчатой системы.

В северной части системы вдоль границы с Буреинским срединным массивом намечается пассивная континентальная окраина.

На восточной окраине Буреинского массива наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения известны в Кур-Урмийском районе [Геология СССР, 1966]. Они представлены нижнесреднедевонскими преимущественно аркозовыми алевролитами и глинистыми сланцами (до 1800 м) с многочисленными остатками брахиопод, стеблей криноидей, кораллов и мшанок. Толща залегает несогласно на нижнедокембрийских образованиях массива с базальными конгломератами в основании мощностью до 600—700 м. К востоку, в Ниланском антиклинории, установлены песчаники, конгломераты, гравелиты и алевролиты с остатками стеблей криноидей и брахиопод среднедевонского возраста, которые перекрываются алевролитами и песчаниками с прослоями вулканитов основного состава (1500 м).

Каменноугольные отложения в Кур-Урмийском районе представлены алевролитами с прослоями и линзами сланцев, песчаников, конгломератов, известняков и основных вулканитов (500—600 м). В известняковых телах установлены фораминиферы раннего — среднего карбона. Отложения среднего — верхнего карбона составляют песчаники, которые сменяются глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистые породы и зеленокаменно измененные вулканиты. Характерны невыдержанные по простиранию тела известняков мощностью до 200 м, в которых установлены остатки фораминифер, датирующие возраст толщи. Эти тела обычно рассматриваются в качестве ископаемых рифов. Примечательно увеличение мощности отложений среднего — верхнего карбона с северо-запада на юго-восток (от 300 до 1000 м), сопровождаемое повышением в разрезе роли тонких обломочных, кремнистых и карбонатных пород, основных вулканитов [Геология СССР, 1966]. Далее к востоку, в Ниланском антиклинории, содержание этих пород в составе каменноугольных отложений еще более возрастает. Залегающие с несогласием нижнекаменноугольные отложения представлены кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и основными вулканитами (около 3000 м).

Нижнепермские отложения в Кур-Урмийском районе, залегающие согласно на каменноугольных, включают песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые породы и вулканиты основного и среднего состава (до 3000 м). В восточном направлении отмечается увеличение их мощности, алевролиты замещаются глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, возрастает мощность пачек кремнистых пород. Верхнепермские отложения залегают несогласно с конгломератами в основании, местами на фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего — среднего девона. Они образованы песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, кремнистыми породами и вулканитами основного и среднего состава (около 2500—3000 м). Среди них преобладают терригенные, в том числе грубообломочные породы.

В Центральном Сихотэ-Алине, в бассейне р. Хор, к нижней перми относятся филлиты, серицит-хлоритовые и кремнистые сланцы, заключающие пачки измененных песчаников. В составе верхнепермских отложений на востоке Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория появляются вулканогенно-кремнистые образования.

В южной части Сихотэ-Алинской складчатой системы, на границе с Ханкайским срединным массивом, намечается активная континентальная окраина андийского типа [Парфенов и др., 1981; Мазарович, 1982]. Прерывистая полоса позднепермских известково-щелочных вулканитов, протянувшаяся на 260 км вдоль восточной окраины Ханкайского массива (от р. Бол. Уссурки на севере до бассейна р. Арсеньевки на юге), принадлежит Арсеньевскому вулканическому поясу. Он образован континентальными лавами и туфами андезитов, дацитов, липаритов, латитов, трахиандезито-базальтов, которые переслаиваются с туфоконгломератами, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами (500—700 м). Характерно широкое распространение субвулканических тел липаритов и латитов, слагающих крупные линейные трещинные тела и большое количество мелких тел и даек. Липариты прорываются позднепермскими трещинными массивами и дайками граносиенит-порфиров, гранитов, а также дайками среднего, кислого, основного и щелочного состава [Лошак, 1977]. Пояс резко несогласно накладывается на разнородные более древние образования: палеозойские и докембрийские метаморфические породы фундамента Ханкайского массива.

С востока к Арсеньевскому поясу примыкает узкий (до 30 км) линейный прогиб, выполненный складчатыми существенно осадочными отложениями верхней перми (около 3 км) и отделяющийся системой протяженных разломов. Они представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами и известняками с обильными и разнообразными фаунистическими остатками (каменушинская, угодзинская и людянзинская свиты). Характерно широкое распространение по всему разрезу пирокластического ма-

териала. По системе протяженных продольных разломов прогиб граничит на востоке со сложноскладчатыми вулканогенно-кремнистыми и сланцево-граувакковыми толщами карбона и нижней перми, включающими лентовидные тела измененных гипербазитов и габброидов, располагающихся согласно складчатым структурам и обычно приуроченных к зонам разломов.

Терригенные отложения верхней перми обычно считаются более древними, чем вулканиты Арсеньевского пояса. Однако K — Ar датировки субвулканических липаритов пояса (до 250 млн. лет) не позволяют считать их моложе терригенного комплекса, верхняя часть которого содержит остатки мелких фораминифер (Colaniella media, C. cylindrica) и мшанок (Pseudobatoctomella innae), характерных для самых верхних горизонтов верхней перми. Эти данные свидетельствуют о том, что формирование пояса происходило в целом синхронно с накоплением терригенных толщ прогиба, сходного по тектоническому положению с преддуговыми прогибами современных активных континентальных окраин.

В ряде районов прогиба, преимущественно вдоль его восточного борта, выделяется цепочка тектонических «клиньев», сложенных вулканогенно-осадочными толщами верхней перми (мощность около 1500 м), которые на основании многочисленных сборов флористических и фаунистических остатков считаются более древними по отношению к осадочным толщам верхней перми. Они представлены лавами и туфами андезитов и альбитофиров, которые переслаиваются с туфогенными алевролитами, песчаниками и гравелитами. Н. П. Лошак считает, что эти толщи формировались в условиях, близких к островным дугам.

Таким образом, вдоль восточной окраины Ханкайского массива устанавливается позднепермский окраинно-континентальный вулканический пояс (и следовательно, активная континентальная окраина андийского типа), которому предшествовала островная дуга. При этом пояс смещен относительно дуги в сторону Ханкайского массива.

Позднепермская активная континентальная окраина, по-видимому, наследовала активную границу более древнего возраста. В фундаменте позднепермского вулканического пояса прослеживается пояс среднепалеозойских гранитоидов, протягивающихся вдоль Ханкайского массива. В составе пояса, по данным Н. П. Лошака, наиболее ранними являются небольшие тела диоритов, кварцевых диоритов, монцодиоритов, габбро и габбро-диабазов. Преобладают порфировидные биотитовые, лейкократовые и биотит-роговообманковые граниты, которые слагают крупный лентовидный трещинный массив, погружающийся под метаморфические породы фундамента. В качестве заключительной фазы выделяются небольшие тела граносиенитов и сиенитов. Гранитоиды прорывают силурийские отложения и перекрываются среднедевонскими.

В южной части Ханкайского массива в последние годы установлен мощный (около 5000 м) осадочно-вулканогенный комплекс среднедевонского возраста, слагающий ряд крупных (60—70 км в поперечнике) вулкано-тектонических депрессий [Изосов, 1977]. Среди магматических образований наиболее ранние — покровы диабазов, спилитов и туфов основного состава, субвулканические тела и дайки диабазов, далее следуют покровы лав и туфов кислого состава, общая мощность которых оценивается в 3000 м, экструзии и субвулканы липаритов и дацитов, покровы спилитов и андезитов, экструзии андезитов, интрузии габбро, монцонитов, сиенитов и граносиенитов.

В пределах п-ова Муравьева-Амурского, островов Рейнеке и Русского и Хасанского района северо-западного побережья Японского моря намечается островная дуга позднепермского возраста, которая располагается к юго-западу от охарактеризованной выше активной континентальной окраины и, по-видимому, является ее продолжением.

На п-ове Муравьева-Амурского устанавливается верхнепермский островодужный вулканогенно-осадочный комплекс, образованный агломератами, туфами и реже лавами андезито-базальтов, андезитов и базальтов, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами (владивостокская свита до 1500 м мощностью). По химическому составу вулканиты соответствуют высокоглиноземистым базальтам, андезито-базальтам и андезитам с повышенными содержаниями окислов титана и железа.

Вулканические породы прорваны небольшими телами габбро, габбро-диоритов, диоритов и плагиогранитов. Многочисленные экструзивные тела, дайки и силлы липаритов, гранит-порфиров, дацитов прорывают тела габброидов и иногда густо насыщают вулканические и осадочные породы. Вероятно, они соответствуют корневым зонам вулканов наложенного более молодого вулканического пояса.

Островодужный комплекс по фаунистическим и флористическим остаткам (в соответствии с современной стратиграфической схемой) сопоставляется с близким ему по составу вулканогенно-осадочным комплексом низов верхней перми (зона Neoschwagerina) на восточной окраине Ханкайского массива.

К западу от Амурского залива в разрезе владивостокской свиты возрастает роль песчаников, гравийных песчаников, туфопесчаников. Вулканические породы представлены туфами андезитов, дацитов, небольшими потоками андезито-дацитов и дацитов. Многочисленны дайки высокоглиноземистых базальтов, сходных по составу с покровными базитами п-ова Муравьева-Амурского. В барабашской свите (верхняя часть верхней перми) вулканические породы преобладают в верхах разреза. Они представлены туфами липаритов, липарито-дацитов, дацитов. Реже встречаются андезиты и экструзивные тела липаритов, туфы лапиллевые, гравийные, пепловые. Они залегают на известняках, алевролитах и глинистых сланцах. По направлению к долине р. Раздольной объем вулканитов возрастает и достигает максимума в нижнем течении р. Кедровой и среднем течении р. Мангучай.

Определение геологической обстановки к востоку от намеченной активной континентальной окраины затруднительно в связи с нерешенностью принципиальных вопросов стратиграфии широко распространенных здесь вулканогенно-кремнистых толщ. А. О. Мазарович [1982] предполагает восточнее пермского вулкано-плутонического пояса смену терригенных отложений шельфа терригенными и кремнисто-терригенными отложениями континентального склона с признаками турбидитов и многочисленными подводно-оползневыми структурами. Палеозойские образования южного отрезка Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, примыкающего к Арсеньевскому поясу, возможно, следует рассматривать в качестве аккреционного клина активной континентальной окраины. В пользу такого предположения свидетельствует наличие здесь офиолитов, зон серпентинитового меланжа, чешуйчатых надвигов [Мазарович, 1978, 1982; Мельников, Голозубов, 1980], а также отмечаемое совмещение в разрезе верхнего палеозоя разнофациальных отложений [Киреева и др., 1976; Мазарович, 1978].

РАННЕМЕЗОЗОЙСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Наиболее древние фаунистически охарактеризованные образования мезозоя в пределах большей части Сихотэ-Алинской складчатой системы представлены верхним триасом. Нижне- и среднетриасовые отложения устанавливаются по периферии складчатой системы в пределах ранее консолидированных жестких блоков. Они представлены маломощными (сотни метров) прибрежно-морскими, реже континентальными, преимущественно терригенными толщами, которые местами согласно (восточная окраина Буреинского массива) [Геология СССР, 1966], а местами несогласно и с конгломератами в основании (восточная окраина Ханкайского массива, юг Приморья) [Геология СССР, 1969] залегают на подстилающих образованиях. В южной части складчатой системы, в ряде районов Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория и прибрежной зоны Японского моря отмечаются находки остатков ладинской фауны, предполагается постепенный переход от пермских к верхнетриасовым отложениям [Геология СССР, 1969]. На западе северной части складчатой системы, в пределах Ванданского антиклинория, верхнетриасовые отложения, охарактеризованные многочисленными Monotis, Halobia, Oxytoma, залегают несогласно на верхнепалеозойских и, возможно, более древних образованиях, а также на прорывающих их гранитоидах с базальными конгломератами в основании. В составе конгломератов, мощность которых местами достигает нескольких сотен метров, устанавливаются галька и валуны гранитоидов, верхнепалеозойских пород, а также гранито-гнейсов, гнейсов и кристаллических сланцев, принесенных, по-видимому, с Буреинского массива. На большей части Центрального и Восточного Сихотэ-Алиня отложения древнее верхнетриасовых или неизвестны, или ограничены разломами. Наличие мощных конгломератов в основании верхнего триаса свидетельствует о крупной тектониче-

ской перестройке на границе палеозоя и мезозоя, которая может быть связана с проявлениями герцинской складчатости [Геология СССР, 1969].

Верхнетриасовые отложения, устанавливаемые в различных районах складчатой системы и по ее периферии, образуют единый структурный комплекс с юрскими и неокомовыми отложениями. Общая латеральная зональность комплекса по направлению от восточных окраин Буреинского и Ханкайского массивов к океану позволяет наметить пассивную континентальную окраину раннемезозойского возраста.

На восточной окраине Буреинского массива верхнетриасовые отложения представлены маломощными мелководными образованиями [Геология СССР, 1966]. Вышележащая часть комплекса наиболее полно представлена в Буреинском прогибе. Разрез здесь начинается юрскими отложениями, которые с конгломератами в основании несогласно перекрывают позднепалеозойские граниты и нижнедокембрийские кристаллические породы. На крайнем юге прогиба отмечается согласное налегание юрских отложений на морские верхнего триаса. Нижнесреднеюрские отложения образованы мелководными морскими песчано-глинистыми толщами (до 4500 м) с многочисленными остатками аммонитов, брахиопод и гастропод. В верхней части их разреза обособляется необычно мощный (около 2300 м) комплекс, охватывающий узкий временной интервал: от позднего бата до начала келловея [Сей, Калачева, 1980]. На востоке прогиба он залегает согласно на подстилающих отложениях, в западном и южном направлениях в его составе увеличивается содержание грубозернистого материала, появляются конгломераты, в том числе валунные, и местами он непосредственно налегает на палеозойские граниты. Резкое увеличение скорости седиментации в конце средней юры, по-видимому, указывает на усиление тектонических движений и значительные поднятия в области размыва, расположенной к западу от Буреинского прогиба. Тонкозернистый состав нижнесреднеюрских пород на восточной окраине прогиба, отсутствие грубообломочного материала и следов выклинивания свит указывают на то, что бассейн седиментации раскрывался в этом направлении и современное положение восточной границы прогиба связано с последующей эрозией. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения на востоке прогиба залегают согласно с подстилающими, а на западе, перекрывая их, налегают на палеозойские граниты. Они представлены континентальными угленосными толщами (до 2500 м), характерной особенностью которых является широкое распространение пирокластического материала. Вверх по разрезу увеличивается содержание грубообломочных пород: гравелитов и конгломератов, что связано с формированием толщ в обстановке усиления тектонических движений и увеличения роли поднятий, обусловленных раннемезозойской складчатостью.

Состав нижнемезозойского комплекса существенно меняется при движении в восточном направлении. На западе северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы верхнетриасовые образования, которые, как отмечалось, залегают несогласно и с конгломератами в основании, представлены полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, вверх по разрезу сменяющимися алевролитами и глинистыми сланцами (до 1500 м). Выше выделяется существенно вулканогенная толща, представленная диабазами и их туфами, которые переслаиваются с кремнистыми породами, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами (700—750 м). Разрез заканчивается глинисто-песчаниковой толщей (около 500 м) флишоидного строения, заключающей отдельные горизонты конгломератов с галькой местных пород.

Далее к востоку возрастает роль кремнистых и глинистых пород, появляются пачки радиоляритов, исчезают из разреза грубообломочные породы. Такой состав имеют предположительно верхнетриасовые образования в районе Хабаровска, оценка мощности которых затруднительна в связи со сложной повторной складчатостью (рис. 51). Здесь устанавливаются олистостромы, представленные обломками размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров кремнистых пород, песчаников, алевролитов, аргиллитов, основных вулканитов и карбонатных пород с остатками позднепермских фораминифер, сцементированных глинистым материалом [Беляев, 1978].

В Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинории верхнетриасовые образования в нижней части разреза представлены зеленокаменно измененными вулканитами основного состава, их туфами, туфо- и лавобрекчиями; в верхней — кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами и реже известняками, переслаивающимися с кремнистыми породами. Эти отложения включают конгломераты и конглобрекчии. Как и в районе Хабаровска, их следует рассматривать в качестве олистостром. Позднетриа-

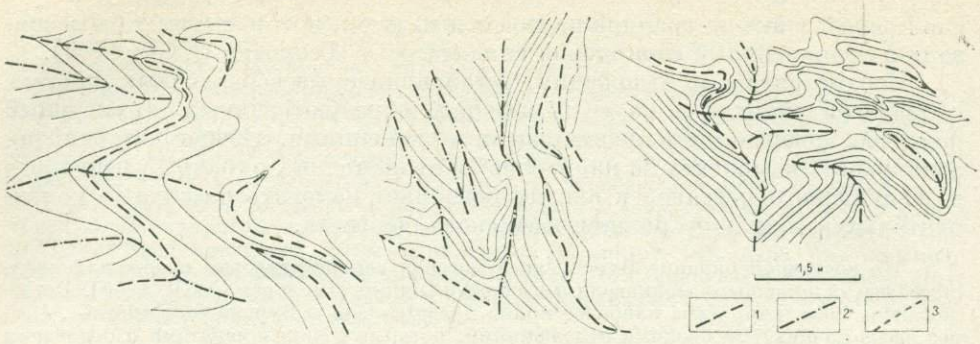


Рис. 51. Характер дислокаций в воронежской свите предположительно позднетриасового возраста (окрестности Хабаровска).

Следы осевых поверхностей складок: *1* — первой, *2* — второй и *3* —третьей генераций. Сплошные линии — слоистость.

совый возраст всех этих образований обосновывается определениями остатков радиолярий [Геология СССР, 1966].

Юрские и неокомовые отложения, широко распространенные на крыльях и северном замыкании Западно-Сихотэ-Алинского синклинория, а также на западном крыле Восточно-Сихотэ-Алинского, представлены мощным (около 11 000 м) сложнодислоцированным комплексом песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Отмечаются пачки и горизонты вулканитов основного состава, кремнистых и кремнисто-глинистых пород, линзы иноцерамовых известняков, гравелитов. Типичны толщи флишоидного переслаивания. Юрская часть разреза охарактеризована редкими остатками аммонитов, двустворчатых моллюсков и радиолярий. Меловые органические остатки более обильны, представлены преимущественно бухиями и реже аммонитами валанжинского возраста. Органические остатки готеривского возраста здесь, как и в других районах складчатой системы, неизвестны. Тем не менее присутствие готеривских отложений в наиболее глубоких частях синклинориев не исключается.

К востоку от центральных районов Сихотэ-Алиня верхняя возрастная граница вулканогенно-кремнистых образований становится последовательно все более молодой. В низовьях Амура выделяется киселевская свита, слагающая ограниченный разломами блок. Она сложена пестроцветными яшмами и кремнистыми породами, которые переслаиваются с зеленокаменно измененными вулканитами основного состава, туфогенными песчаниками и алевролитами. В линзе известняков средней части разреза свиты известны геттангские и синемюрские двустворчатые моллюски и гастроподы [Геология СССР, 1966]. Не исключается, что низы свиты имеют позднетриасовый возраст. Еще более молодые вулканогенно-кремнистые толщи устанавливаются на Сахалине. В Восточно-Сахалинских горах, Сусунайском и Таулан-Армуданском хребтах, на п-ове Шмидта вулканогенно-кремнистые образования, охарактеризованные редкими находками остатков кораллов, двустворчатых моллюсков, брахиопод, мшанок и радиолярий, датируются юрой — ранним мелом [Бродская и др., 1976]. Далее к востоку, в Восточно-Сахалинских горах, вулканогенно-кремнистые образования имеют позднемеловой возраст [Гранник, 1978].

Для выяснения условий формирования вулканогенно-кремнистых толщ нижнемезозойского комплекса было проведено сравнительное изучение особенностей их литологии в районе Хабаровска, в Приморье и на Южном Сахалине [Тектоническое районирование..., 1979]. Это исследование показало, что во всех районах, несмотря на ряд существенных различий в общем составе, обнаруживается большое сходство в составе и строении аргиллито-кремнистых пачек. Общим также является присутствие основных вулканитов и подводно-оползневых горизонтов. В аргиллито-кремнистых пачках, достигающих нескольких сотен метров, слои кремнистых пород мощностью от 0,5 до 30 см переслаиваются с аргиллитами (от нескольких миллиметров до 5 см). Слои кремнистых пород всегда имеют резкие верхнюю и нижнюю границы, постепенные переходы к аргиллитам отсутствуют. Они неоднородны по структуре и окраске, включают окатанные обломочные минеральные частицы, которые, как и радиолярии, характеризу-

ются градационным распределением. Образование слоев кремнистых пород объясняется деятельностью гелевых потоков, перераспределяющих кремнистый материал вниз по склону от места его выпадения в осадок, как это описано И. В. Хворовой и А. А. Дмитрик [1972]. Захоронение аргиллитов, имеющих обычно красную окраску, происходило на месте их накопления, т. е. они являются теми фоновыми осадками, которые характеризуют данную область седиментации. Это подтверждается отсутствием примеси детритового материала, какой-либо асимметрии в строении слоев аргиллитов, наличием тонкой параллельной слоистости и сходством химического состава даже в пределах различных пачек. Аргиллито-кремнистые пачки имеют ритмичное строение. Формирование их связывается с периодическим поступлением кремнистого материала в область накопления глин в результате деятельности гелевых потоков.

Непереотложенные кремнистые породы устанавливаются в ассоциации с вулканитами, а также в подводно-оползневых горизонтах.

Отложения, сходные с аргиллито-кремнистыми пачками вулканогенно-кремнистых толщ, формируются на очень больших глубинах в зонах, примыкающих к областям подводного вулканизма. Так, в Атлантическом океане кремневые и радиоляриевые осадки собираются в зоне подводного вулканизма в ряде районов срединного хребта, откуда выносятся мутьевыми потоками к подножию, в область накопления красных глубоководных глин [Nisbet, Price, 1974].

Вулканогенно-кремнистые образования как на Сихотэ-Алине [Зимин, 1973], так и на Сахалине [Речкин и др., 1975] тесно связаны с гипербазитами и габброидами и объединяются с ними в офиолитовые ассоциации. Формирование их, по-видимому, происходило в условиях океанического дна. Вышележащие мощные песчано-сланцевые толщи, тесно связанные с вулканогенно-кремнистыми толщами по латерали, могут рассматриваться в качестве отложений континентального склона и его подножия. К западу, на склонах Буреинского и Ханкайского массивов, они сменяются мелководными осадками шельфа и континентальными накоплениями.

А. О. Мазарович [1982] предполагает, что раннемезозойская пассивная континентальная окраина к востоку от Ханкайского массива была осложнена продольной рифтовой зоной, которая намечается по наличию здесь триасовых вулканитов с глыбами палеозойских известняков и позднеюрских покровов, даек и экструзивных тел щелочных базальтоидов, а также массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами [Щека, 1977].

Формирование нижнемезозойского комплекса и развитие пассивной континентальной окраины завершились складчатостью в конце неокома, охватившей большую часть площади Сихотэ-Алинской системы. С проявлением этой складчатости связывается отсутствие готеривских отложений и несогласное залегание вышележащего баррем-нижнесенонского комплекса в большинстве районов Сихотэ-Алиня, за исключением наиболее глубоких прогибов. Э. П. Изох [1965] объединяет с этой складчатостью формирование массивов высокоглиноземистых гранитов, широко распространенных в Центральном Сихотэ-Алине.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

На востоке Сихотэ-Алиня намечается вулканическая островная дуга позднемезозойского возраста [Меланхолина, Молчанова, 1977; Парфенов, Натальин, 1977; Parfenov e. a., 1978]. В ряде районов Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса из-под полого залегающих вулканических покровов выступают дислоцированные баррем-туронские прибрежно-морские и континентальные вулканогенно-осадочные образования мощностью до нескольких тысяч метров.

В Приморье к этому типу относится толща туфогенно-осадочных пород и петрозуевская свита [Геология СССР, 1969]. Туфогенно-осадочная толща сложена песчаниками, туфоалевролитами и кислыми туфами (около 200 м) с остатками пресноводной фауны апт-альбского возраста и сеноман-туронскими флористическими остатками. Петрозуевская свита (до нескольких тысяч метров) несогласно залегает на баррем-альбских отложениях и с угловым несогласием перекрыта толщей порфиритов условно раннесенонского возраста. Она сложена в нижней части андезитами и туфогенно-осадочными породами, в верхней — туфами и в меньшей мере лавами андезитового и более кислого (вплоть до липаритов) состава. Андезиты двупироксеновые, а также с ро-

говой обманкой и биотитом. Е. Д. Петраченко [1977], исходя из общих особенностей состава петрозуевской свиты и характера вторичных изменений, сопоставляет ее с формацией зеленых туфов современных островных дуг. Формирование свиты происходило в мелководной морской и континентальной обстановках. Присутствие в ряде районов на востоке Приморья грубообломочных толщ (до нескольких сотен метров) с раннемеловыми органическими остатками позволяет предполагать, что заложение поднятия намечаемой вулканической дуги относится еще к раннему мелу [Геология СССР, 1969].

В восточной части Центрального Сихотэ-Алиня, в бассейнах рек Единка, Самарга, Кабанья, Кема и в верховьях р. Бикин, устанавливаются вулканогенно-осадочные отложения альбского возраста (до 3000 м) [Коваленко, 1980]. Они представлены переслаивающимися терригенными, терригенно-тефроидными и вулканогенными породами. Среди вулканитов преобладают плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые андезиты, андезито-базальты и базальты в виде лавовых потоков, агломератовых кристаллокластических и литокластических туфов. Преимущественно средний состав среди терригенных пород имеет пирокластический материал. Присутствие в нем оливина, пироксена, основных плагиоклазов, вулканомиктовый состав терригенных пород и общая плохая его сортировка свидетельствуют о том, что формирование вулканогенно-осадочных образований происходило вблизи вулканических построек. Характерны терригенно-тефроидные брекчии, состоящие из обломков андезитов, пирокластического материала и терригенных пород. Вулканические постройки располагаются, по-видимому, к востоку от полей распространения вулканогенно-осадочных образований, поскольку в западном направлении они замещаются синхронными им терригенными флишоидными отложениями. Вулканиты по преобладанию среди них андезитов, низкому содержанию TiO_2 (около 0,7%), высокому содержанию Al_2O_3 (около 17%), преобладанию Na_2O над K_2O (обычно > 1) сходны с островодужными.

В районе нижнего течения Амура среди морских песчано-алевролитовых толщ баррем-альбского возраста установлены породы вулканического происхождения, представленные лавами и туфами пироксеновых и пироксен-роговообманковых андезитов, андезито-базальтов и дацитов, а также туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, которые ассоциируются с вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками, формировавшимися одновременно с собственно вулканическими породами [Геология СССР, 1966].

К этому же типу, по-видимому, относятся верхнемеловые образования на северо-западе Сахалина, на мысе Марии [Parfenov e. a., 1978]. Они представлены трахиандезитами, андезито-базальтами, базальтами, трахибазальтами, дацитами и их туфами (до 2000 м). К югу от мыса Марии, в районе пос. Бошняково верхнемеловые образования представлены вулканомиктовыми конгломератами, брекчиями, гравелитами и граувакками, возникшими за счет размыва вулканитов среднего состава. На севере Западно-Сахалинских гор в составе верхнемеловых угленосных отложений устанавливается большое количество вулканомиктового материала, принесенного с запада.

Комплекс тылового прогиба намечаемой вулканической дуги прослеживается вдоль всего простирания Сихотэ-Алиня к западу от Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Он слагает осевые зоны Западно-Сихотэ-Алинского и Восточно-Сихотэ-Алинского синклинориев. Комплекс образован мощными (до 6000 м) сложнодислоцированными толщами аргиллитов, алевролитов и песчаников, часто флишоидными, охарактеризованными разнообразными преимущественно мелководными морскими органическими остатками баррем-раннесенонского возраста [Геология СССР, 1966]. Характерно присутствие пирокластического материала на различных стратиграфических уровнях. Отмечены горизонты конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников, растительный детрит; содержание их, как и пирокластического материала, увеличивается вверх по разрезу, что свидетельствует о последовательном обмелении бассейна седиментации и усилении во времени вулканических извержений в пределах смежной вулканической дуги. На юге Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория устанавливается терригенный флиш баррем-альбского возраста, который к западу сменяется одновозрастными флишоидными, а затем неритмичными терригенными толщами [Маркевич, 1978]. Мощные морские отложения тылового прогиба вблизи окраин Буреинского и Ханкайского срединных массивов, а также на юге Приморья сменяются синхронными им аллювиальными и озерно-болотными, часто угленосными накоплениями впадин. Осадочные образования ассоциируются с вулканитами, среди которых наряду с известково-щелочными широко распространены контрастные, реже непрерывные трахибазальтовые, трахиандезитовые и трахилипаритовые комплексы [Магматические формации..., 1980].

Приокеанические тектонические элементы намечаемой островной дуги устанавливаются в пределах Сахалина. Альб-маастрихтские отложения Западно-Сахалинских гор могут рассматриваться в качестве образований преддугового прогиба первого типа. Они представлены морскими амагматичными сланцево-грауваккovыми толщами (5000—6000 м), которые слагают наклоненную к западу моноклиналь, осложненную линейными складками. В восточном направлении мощность этих отложений сокращается до 1000 м, в их составе увеличивается содержание грубозернистых пород. Здесь реконструируется линейное поднятие, располагающееся параллельно окраине континента и рассматриваемое в качестве внешней невулканической дуги. Слагающие его образования представляют аккреционный клин. Наиболее древним здесь является зеленосланцевый, местами глаукофансланцевый с телами эклогитов комплекс вальзинской серии, образованный вулканогенно-кремнистыми и сланцевыми толщами. В линзах известняков, залегающих среди этих образований, установлены остатки позднепермских и триасовых фораминифер [Елисеева, Соснина, 1964; Егоров, 1967]. Вулканические породы по особенностям своего петрохимического состава сопоставляются с океаническими толеитами [Шилов, 1973]. Складчатые дислокации отличаются исключительной сложностью и многофазностью [Миллер, Милькевич, 1978]. Более молодые образования, объединяемые в набильскую серию, охарактеризованы редкими остатками кораллов, пелеципод, брахиопод и мшанок юрско-раннемелового возраста. Н.Г. Бродская с соавторами [1976] сообщают о предварительных определениях триасовых, юрских и раннемеловых радиолярий. Это типичный вулканогенно-кремнистый комплекс. Характерной особенностью его строения является совмещение в единой структуре разнофациальных ассоциаций пород: глубоководных аргиллито-кремнистых, которые, как было показано, формировались у подножия океанических хребтов, спилито-карбонатно-кремнистых [Бродская и др., 1976] и несомненно мелководных, представленных пачками массивных однородных песчаников с хорошо сортированным и зрелым обломочным материалом, местами с углистыми включениями и растительным детритом. Такое строение, согласно нашим наблюдениям, имеет набильская серия в районе г. Озерска. Эта особенность комплекса отмечается Н. Г. Бродской с соавторами [1976] во всех главных районах его распространения. В районе г. Озерска пачки пород различного литологического состава всюду разделены разломами. Вероятно, в набильской серии тектоническим путем совмещены фациально разнородные и разновозрастные образования. Для проверки этого необходимы специальные стратиграфические исследования.

С вулканогенно-кремнистыми образованиями вальзинской и набильской серий ассоциируются массивы основных и ультраосновных пород, приуроченных обычно к крупным надвигам, наклоненным к юго-западу под углами от 25 до 60° [Речкин и др., 1975]. Характерны зоны серпентинитового меланжа длиной до 50 км и шириной до 10 км. В составе глыб, вовлеченных в меланж, устанавливаются наряду с гипербазитами и габброидами габбро-амфиболиты, плагиограниты, яшмы, кремнистые сланцы, измененные базальты, песчаники, туфы. Среди гипербазитов преобладают гарцбургиты и лерцолиты, в подчиненном количестве отмечаются дуниты и пироксениты, обычно интенсивно серпентинизированные.

СЕНОН-ПАЛЕОГЕНОВАЯ АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Латеральный ряд тектонических элементов, характеризующий активную континентальную окраину андийского типа сенон-палеогенового возраста, включает Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс, преддуговой прогиб, устанавливаемый

в пределах Западного Сахалина, и аккреционный клин, располагающийся в центральном и восточном районах Сахалина.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс протягивается на 1500 км при ширине 300 км (с учетом погруженной под воды Татарского пролива и Японского моря части, которая отчетливо определяется по аэромагнитным данным и драгированием). Согласно магнитометрическим данным, пояс продолжается в северо-восточном направлении на 300 км в пределы смежной части акватории Охотского моря и, вопреки широко распространенным представлениям, не соединяется с Охотско-Чукотским вулкано-плутоническим поясом. Его продолжение к югу обнаруживается на Японских островах, где выделяется пояс близких по возрасту и составу гранитоидов и континентальных вулканитов, протягивающихся на 1000 км в юго-западной части о. Хонсю и на смежной части о. Кюсю к северу от метаморфического пояса Реке [Geology..., 1977]. Как и в пределах Сихотэ-Алиня, ниже пояса выделяется комплекс (2000—3000 м) мелководных морских конгломератов, песчаников и сланцев, ассоциирующихся с вулканитами преимущественно андезитового состава, апт-сеноманского возраста, который несогласно залегает на подстилающих, в том числе и палеозойских, образованиях. Эти два участка пояса были разобщены, по-видимому, в миоцене в результате разрыва и раздвига континентальных блоков в связи с образованием Японского моря.

Восточно-Сихотэ-Алинский пояс по составу слагающих его образований и строению сходен с Охотско-Чукотским, но моложе его: он образован сенон-палеогеновыми вулканогенными и интрузивными комплексами, сформированными в континентальных условиях. Южная его часть зародилась в начале сенона или даже несколько ранее [Геология СССР, 1969; Ветренников, 1976]; в северном направлении возраст нижних горизонтов омолаживается до середины сенона [Геология СССР, 1966].

Восточно-Сихотэ-Алинский пояс, так же как и Охотско-Чукотский, подразделяется на ряд сегментов. В. И. Сухов [1974] выделяет три сегмента (отрезка). В северном (Нижнее Приамурье) преобладают андезито-дациты и гранодиориты; в среднем (Нижнетумнинский район) — андезито-дациты, гранодиориты и граниты; в южном — андезито-дациты, липариты и граниты. Как и в Охотско-Чукотском, несмотря на различия между сегментами, заложение пояса характеризуется аэральным существенно андезитовым вулканизмом [Ветренников, 1976], после чего формируются основные объемы пород пояса, заключающие мощные (до нескольких тысяч метров) толщи вулканитов умеренно кислого и кислого состава, обычно смещающиеся в сторону континента относительно более ранних образований. В заключительный этап развития формируются андезито-базальты, в меньшей мере — базальты, андезиты и андезито-дациты.

В пределах центральных районов Сихотэ-Алиня параллельно поясу протягивается цепочка вулканических зон, которые в целом развивались синхронно с ним. Это выделяемые В. И. Суховым [1974] Эвурская и Тумнинская зоны северной части Сихотэ-Алиня, сложенные субщелочными магматическими породами. Наиболее древней и преобладающей является формация субщелочных андезитов, содержащая также небольшие количества базальтов, андезито-базальтов, андезито-дацитов и дацитов. Верхние части разреза сложены субщелочными калиевыми липаритами и липарито-дацитами. Интрузивные образования представлены субщелочной гранит-гранодиоритовой формацией.

Вулканические зоны средней части Сихотэ-Алиня образованы ранней (трахиандезитовой) и поздней (трахилипаритовой) формациями. В Хутуджаурской и Кабулинской зонах преобладают трахилипариты, а в окаймляющих их Бута-Коппинской и Катено-Дагинской — трахиандезиты. Интрузивные образования относятся к монцодиорит-граносиенитовой и гранитовой щелочной гипабиссальным формациям. В целом прослеживается нарастание щелочности с севера на юг.

Формирование пояса происходило в условиях периодического латерального сжатия, ориентированного в субдолготном направлении и связанного с развитием крупных продольных к его простиранию сдвигов, которые будут охарактеризованы ниже. В пределах пояса устанавливают-

ся пологие складки субширотного и восток-северо-восточного простираний, наиболее отчетливо выраженные в меловых образованиях, но отмечаемые и среди палеогеновой части разреза [Уткин, 1980].

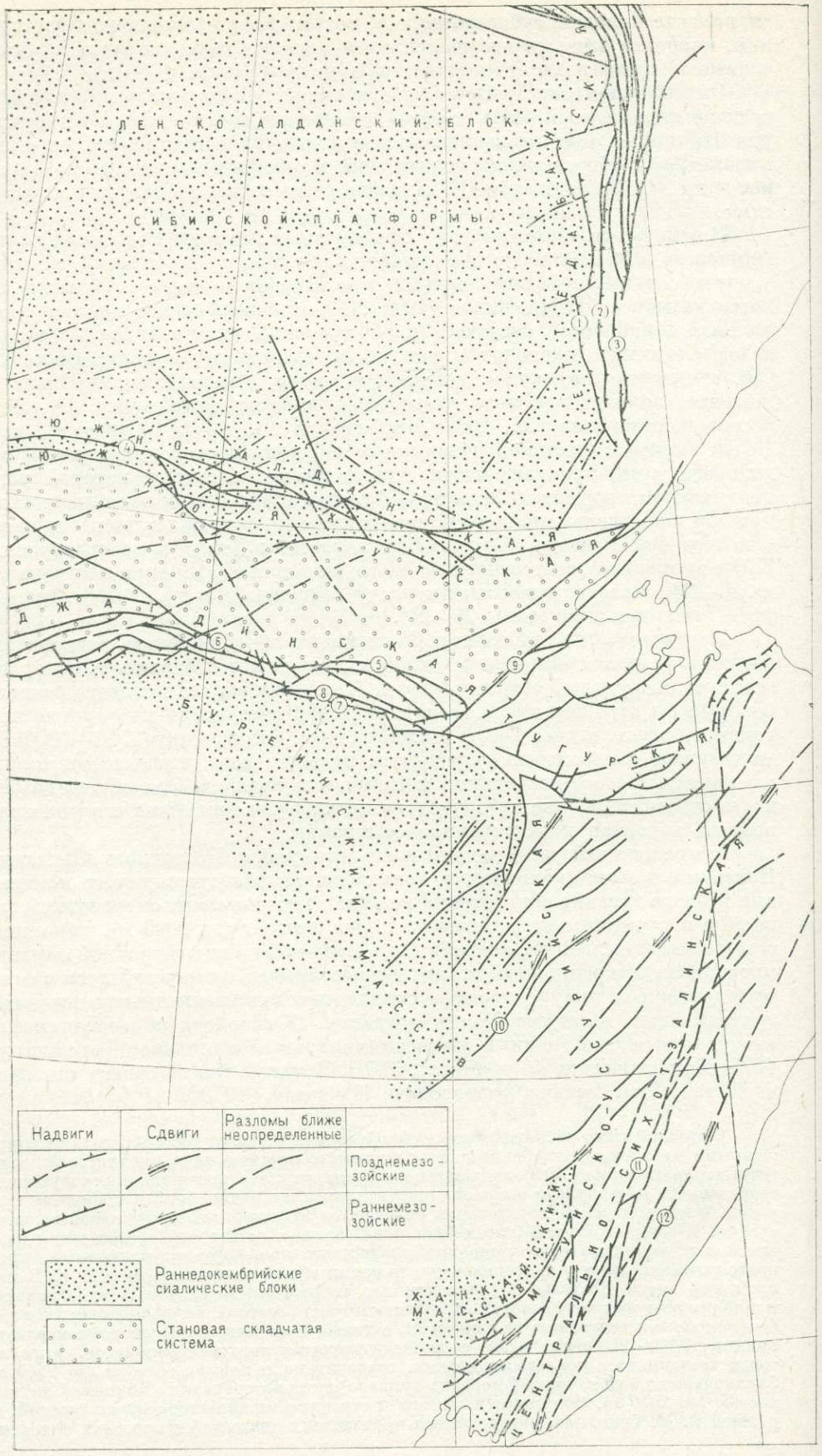
Описываются согласные с простиранием складок надвиги, затрагивающие нижние горизонты пояса и породы его фундамента. На территории Приморья они прослеживаются вдоль западной окраины на сотни километров с общим перемещением масс в северном направлении [Берсенев и др., 1977; Уткин, 1980]. Надвиги ограничены субдолготными сдвигами.

В отношении тектонического положения и природы Восточно-Сихотэ-Алинского пояса существует большое количество представлений, которые в целом сходны с представлениями о положении и природе Охотско-Чукотского пояса [Ветренников, 1976]. Проведенный ранее анализ латеральной зональности синхронных образований, устанавливаемых в пределах Сахалина, приводит к вполне определенному выводу: Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс занимает тектоническое положение, аналогичное положению Охотско-Чукотского пояса [Тектоническое районирование..., 1979; Парфенов и др., 1981; Parfenov e. a., 1978]. Он определяет положение активной континентальной окраины андийского типа, приокеанические тектонические элементы которой устанавливаются в пределах Сахалина. В соответствии с этим пояс имеет сходную тектоническую природу и, следовательно, предполагается его связь с палеозоной Беньофа. Глубины до палеозоны Беньофа по содержанию K_2O в вулканитах оцениваются в 160 км в восточной, 180 км в центральной и 220—230 км в западной частях пояса [Зоненшайн и др., 1976]. Примерный угол наклона зоны 21—23°.

Преддуговой прогиб активной континентальной окраины, располагающийся в пределах Западного Сахалина, совпадает с аналогичным прогибом предшествующей островной дуги. Перерыв в верхах мелового разреза, который бы отражал смену геодинамической обстановки на окраине континента, здесь отсутствует. Палеогеновые отложения (2500—3000 м), залегающие с небольшим перерывом, представлены угленосными толщами конгломератов, песчаников и глинистых сланцев. Эти общие особенности строения разреза преддугового прогиба указывают на его унаследованный характер и постепенное отмирание.

Аккреционный клин охватывает весь район Восточного Сахалина. Палеогеновые отложения здесь большей частью отсутствуют, и на меловые и более древние образования налегают песчано-конгломератовые угленосные и кремнисто-аргиллитовые толщи неогена (до 2000 м), выполняющие ряд впадин. Аккреционный клин активной континентальной окраины наращивает аккреционный клин предшествующей островной дуги за счет причленения к нему с востока складчатых вулканогенно-кремнистых и граувакковых толщ сенонского возраста. Обычно эти образования рассматриваются как единый эвгеосинклинальный комплекс [Речкин и др., 1975; Магматические формации..., 1980]. Вместе с тем по своему строению и составу они весьма разнородны [Гранник, 1978].

В нижней части разреза, относящейся к нижнему сенону, они образованы выдержанными на площади глубоководными кремнисто-глинистыми и кремнисто-вулканогенными толщами (до 4000 м), которые характеризуются почти полным отсутствием терригенного материала и широким распространением радиолярий в кремнистых породах. Верхнесеноиские образования отличаются значительной латеральной изменчивостью. В северо-западной части Восточно-Сахалинских гор они представлены замещающими друг друга по латерали вулканогенно-кремнисто-граувакковыми, кремнисто-граувакковыми и граувакковыми толщами общей мощностью до 4000 м. В юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор им соответствует толща субаэральных и прибрежно-морских туфов и лав трахиандезитового состава, ассоциирующихся с грубообломочными терригенными породами, а также с кремнистыми породами и ракушняками (2000—2500 м); выше залегает угленосная толща алевролитов, аргиллитов и песчаников с пепловыми туфами, гравелитами и конгломератами (до 2500 м). Заканчивается разрез толщей морских вулканомиктовых граувакк с флишевой ритмичностью (до 2000 м). Особенности состава и строения верхнесеноиских отложений, по данным В. М. Гранника, определяются проявлением движений в пределах поднятия,


ЛЕНСКО-АЛДАНСКИЙ БЛОК
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
Южно-Верхоянская
Южно-Предверхоянская
Предверхоянская
Верхоянская
Джагдинская
Буреинская
Сихотэ-Алинская
Центрально-Сихотэ-Алинская
Надвиги
Сдвиги
Разломы ближе неопределенные
Позднемезозойские
Раннемезозойские
Раннедокембрийские сиалические блоки
Становая складчатая система

располагавшегося к западу от бассейна седиментации, возникновением и последовательным разрастанием поднятия к востоку от этого бассейна. Между поднятиями существовал прогиб, достаточно глубоководный на раннем этапе своего развития, который замкнулся к концу позднего мела. Он может быть сопоставлен с преддуговыми прогибами второго типа современных активных континентальных окраин.

С вулканогенно-кремнистыми образованиями нижнего сенона пространственно ассоциируются массивы основных и ультраосновных пород, имеющие с ними тектонические контакты. Те и другие объединяются в позднемеловую офиолитовую ассоциацию [Речкин и др., 1975]. Ультраосновные породы представлены верлитами, лерцолитами, гарцбургитами и пироксенитами. В крупных массивах габброиды образуют полосы и линзы (до 30 м), переслаивающиеся с породами ультраосновного состава. Описываются также силлы и дайки, сложенные габбро-норитами, габбро, троктолитами, норитами и анортозитами.

РОЛЬ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СДВИГОВ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В формировании структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы важная роль отводится крупным сдвиговым перемещениям мезозойского возраста [Иванов, 1972; Силантьев, 1963; Берсенев, 1964; Уткин, 1980]. Сдвиги в целом протягиваются параллельно складчатой системе и тектоническим элементам континентальной окраины и, следовательно, имеют окраинно-континентальное положение. Они формировались в течение длительного времени, при этом возраст их становится все более молодым по направлению от континента к океану (рис. 52).

Наиболее древние сдвиги устанавливаются вблизи восточных окраин Буреинского и Ханкайского срединных массивов. Образование их совпадает с коллизией Буреинско-Ханкайского и Восточно-Сибирского мегаблоков и относится к поздней юре — неокому. Эти сдвиги были объединены в Амгунско-Уссурийскую систему [Парфенов и др., 1982]. Она включает большое количество субпараллельных разломов протяженностью от нескольких десятков до нескольких сотен километров (например, Куканский) северо-восточного простирания, благодаря которым восточные границы массивов, вытянутые в общем долготном направлении, имеют зубчатый характер. По разломам южные участки смещаются к востоку относительно северных, что указывает на левосторонний сдвиговый характер движений. Представляется, что и общее смещение Ханкайского массива к востоку относительно Буреинского, а также юго-западный «залив» Западно-Сихотэ-Алинского синклинория, который разделяет эти массивы, слепо выклиниваясь на смежной территории Китая, также обусловлены левосторонними сдвиговыми смещениями по разломам этой системы. При таком предположении амплитуда горизонтальных перемещений по некоторым разломам достигает 100 км. С движениями по разломам системы может быть связано кулисообразное расположение массивов палеозойских габброидов на юге Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, а также выход докембрийских метаморфических пород, аналогичных породам фундамента Ханкайского массива [Мишкин и др., 1970], в пределах полуостровов Трудный и Дунай.

Сдвиги Амгунско-Уссурийской системы на северо-восточном ее окончании сопрягаются с Тугурской системой надвигов и взбросов, располагающейся в бассейнах рек Амгуни, Тугура и То-

---

Рис. 52. Системы мезозойских разломов на юге Дальнего Востока [Парфенов и др. 1982].

Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 — Нелькано-Кыллахский, 2 — Гувиндинский, 3 — Челатский, 4 — Южно-Чульманский, 5 — Ланский, 6 — Северо-Тукурингрский, 7 — Нинни-Сагаянский, 8 — Южно-Тукурингрский, 9 — Улигданский, 10 — Куканский, 11 — Центрально-Сихотэ-Алинский, 12 — Восточный.

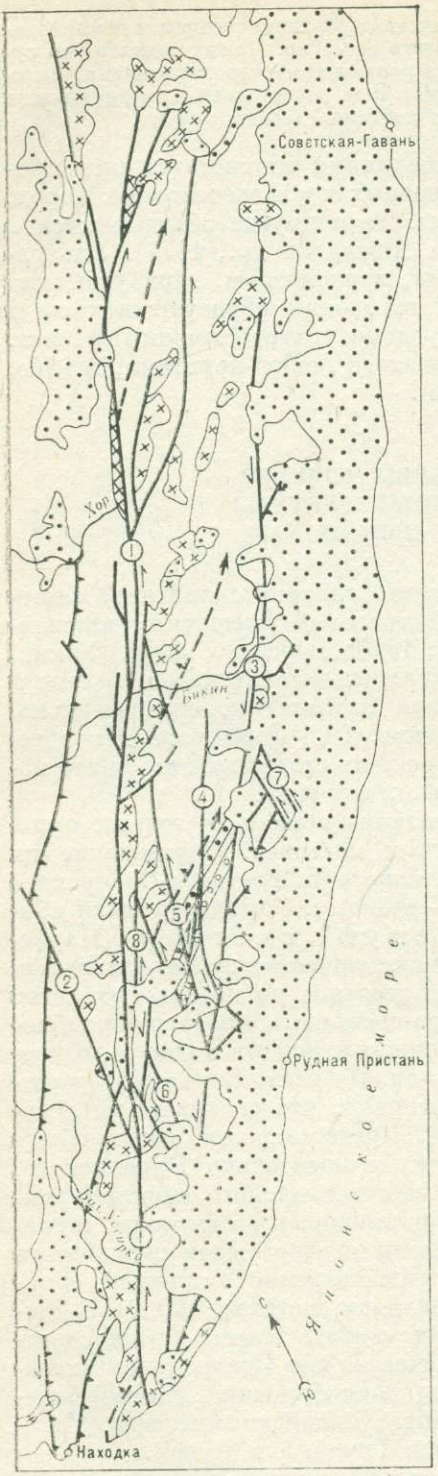


Рис. 53. Центрально-Сихотэ-Алинская сдвиговая система [Тектоническое районирование..., 1979].

1 — сдвиги, *2* — надвиги, *3* — оси основных складчатых элементов (стрелки указывают направление погружения шарнира и наклон осевой плоскости), *4* — маркирующие толщи в нижнемеловых отложениях, *5* — позднемеловые интрузивы в зонах сдвигов, *6* — метаморфические образования Хорского и Анюйского выступов, *7* — сенон-кайнозойские вулканогенно-осадочные образования.
Цифрами в кружках обозначены сдвиги: 1 — Центрально-Сихотэ-Алинский, 2 — Меридиональный, 3 — Восточный, 4 — Микулинский, 5 — Арминский, 6 — Березовский.

рома. Она протягивается в субширотном направлении на 300 км, образуя выпуклую к югу дугу. Эта система рассматривается как зона сжатия, компенсирующая левосторонние сдвиговые перемещения масс по разломам Амгунско-Уссурийской системы. Она включает послескладчатые надвиги и взбросы с амплитудой горизонтальных перемещений до 5 км, которые затрагивают палеозойские и местами мезозойские отложения Ир-Нимийского и Селитканского антиклинориев, Галамского, Тыльского и Тугурского синклинориев [Роганов, 1975], а также соскладчатые разломы, сопровождающие опрокинутые и асимметричные складки юры Амгунского синклинория.

К востоку от Ханкайского массива разломы Амгунско-Уссурийской системы срезаются северо-северо-восточными и долготными, также левосторонними, сдвигами Центрально-Сихотэ-Алинской системы позднемезозойского возраста.

Центрально-Сихотэ-Алинская сдвиговая система сформировалась в позднем мезозое (рис. 53) [Врублевский и др., 1979]. Главные сдвиги системы — Центральный и Восточный — охарактеризованы в ряде работ [Иванов, 1972; Берсенев и др., 1977; Уткин, 1980]. Амплитуда левостороннего смещения по Центральному сдвигу определяется по смещению фациальных зон верхнепермских и нижнемеловых отложений в 150—200 км и по разобщению массивов позднемеловых гранитоидов — в 60—100 км [Иванов, 1972]. Большие (200 км) амплитуды смещения были подтверждены путем анализа космических изображений Центрального сдвига на основе эмпирически установленной зависимости между величинами перемещений по сдвигам и шириной зон разломов [Otsuki, Ehiro, 1978]. По Восточному сдвигу минимальная амплитуда левостороннего смещения составляет 20—30 км. Определяется по смещению в плане конгломератовой толщи с остатками апт-альбских бухий, кремнисто-терригенной готе-

рив-альбской толщи и по разобщению массивов позднемеловых гранитоидов Приморского батолита [Уткин, 1976]. Причем для Восточного сдвига характерно постепенное увеличение амплитуды смещения в южном направлении за счет последовательного причленения к нему Микулинского, Арминского, Забытого и Березовского сдвигов.

Позднемезозойские дислокации в пределах Сихотэ-Алиня согласуются с динамикой левых сдвигов, образуя характерный структурный рису-

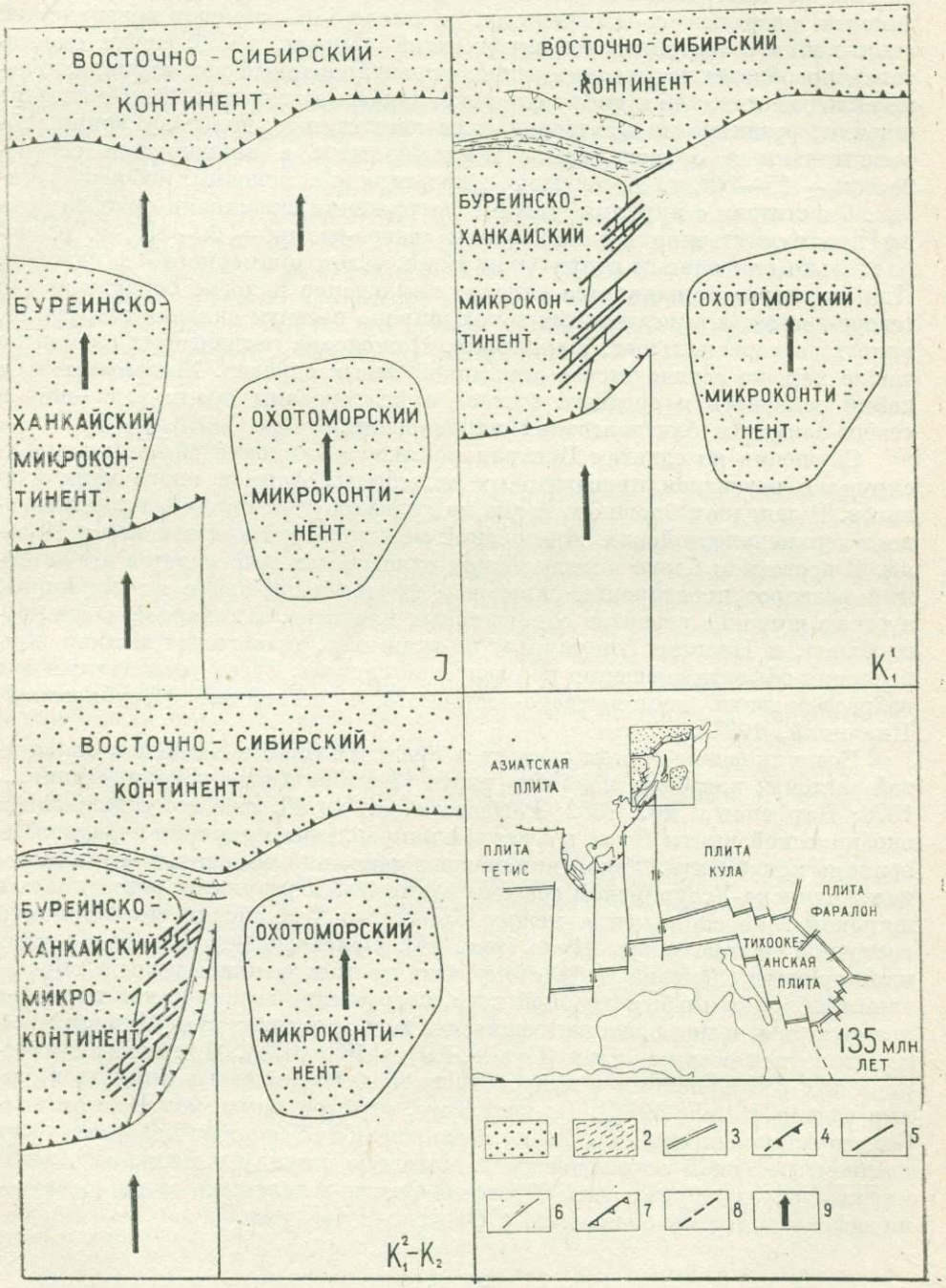


Рис. 54. Кинематика движения литосферных плит в мезозое на юге Дальнего Востока [Парфенов и др., 1982] и смежной части Тихого океана [Hilde e. a., 1977].

1 — континенты и микроконтиненты, *2* — зоны коллизии, *3* — срединно-океанические хребты, *4* — палеозоны Беньофа, *5* — трансформные разломы, *6* — сдвиги, *7* — надвиги, *8* — «отмершие» сдвиги, *9* — направление движения плит.

нок. Из-за плохой обнаженности и литологической однородности большинства разрезов выяснение морфологии и кинематики разломов в Сихотэ-Алине зачастую затруднено. Хорошие результаты дает изучение приразломных дислокаций: морфологии складок и ориентировок их шарниров, зеркал скольжения, тектонических штрихов. Статистический анализ результатов массовых замеров структурных элементов свидетельствует о ведущей роли сдвиговой тектоники в пределах Сихотэ-Алиня. Для южных и центральных районов было проанализировано около 6000 замеров разрывов со смещениями и около 1700 замеров поверхностей скольжения с тектонической штриховкой [Уткин, 1980]. Среди сместителей преобладают крутопадающие, ориентированные как субпараллельно складчатости, так и косо секущие складчатые элементы. Тектонические штрихи, развитые на крутопадающих сместителях, пологонаклонны, горизонтальны и ориентированы в большинстве в направлении северо-восток — 25—30°, т. е. согласно с простиранием основных сдвигов региона. Сместители с крутыми углами погружения штриховки ориентированы преимущественно в направлении северо-восток — 60—85°, т. е. параллельно складчатым структурам и под углом примерно 40° к сдвигам. Для шарниров большинства складок характерно пологое погружение на северо-восток, в присдвиговых зонах широко развиты складки с крутыми, вплоть до вертикальных, шарнирами. Положение раздвиговых элементов также хорошо согласуется с динамикой левых сдвигов. Жильные тела и дайки основного и среднего состава ориентированы преимущественно в северо-западном близдолготном направлении.

Смещения по сдвигам Центрально-Сихотэ-Алинской системы компенсируются развитием присдвиговых складчатых форм и оперяющих надвигов. В западном блоке это видно по характеру дислоцированности средне- и верхнепалеозойских образований междуречья Партизанской и Киевки. В восточном блоке в мезозойских отложениях наблюдается характерный разворот простираний складок и крутое погружение их шарниров, а также широкое развитие сопряженных надвигов. В северной части этого блока, в Нижнем Приамурье, по-видимому, происходит полная компенсация эффекта смещения по сдвиговой системе. Здесь устанавливаются взбросо-надвиги восток-северо-восточного простирания [Врублевский, Пилацкий, 1974].

Возникновение систем сдвигов в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, как было показано ранее [Тектоническое районирование..., 1979; Парфенов и др., 1982; Parfenov e. a., 1978], связано с движением океанической плиты Кула в северном направлении примерно параллельно границе континента. Такая кинематика движений объясняет возникновение Амгунско-Уссурийской системы сдвигов как результат рассеянного в широкой зоне скольжения между Буреинско-Ханкайским мегаблоком и восточной частью плиты Кула (рис. 54). Основные перемещения с течением времени сдвигались к востоку. Они не прекратились и после образования в баррем-альбе островной дуги, погружение океанической коры под которую, как и под располагающиеся к югу островные дуги Японии, происходило под острым углом [Uyeda, Miyashiro, 1974]. При таких геометрических соотношениях в тылу островной дуги должны возникать крупные сдвиги [Fitch, 1972]. По-видимому, эту природу имеет Центрально-Сихотэ-Алинская система. Такие соотношения объясняют недоразвитость позднемезозойской островной дуги, меньшую ширину и меньшие объемы магматических образований Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса по сравнению с Охотско-Чукотским.

ГЛАВА 8

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ И БОЛЕЕ МЕЛКИЕ ДРЕВНИЕ СИАЛИЧЕСКИЕ БЛОКИ В СОСТАВЕ МЕЗОЗОИД, ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПРИРОДА

Характерной особенностью мезозоид северо-востока Азии является присутствие в их составе различающихся по размерам блоков метаморфических пород раннедокембрийского возраста. Наиболее крупные обычно выделяются как срединные массивы. Наряду с ними во многих районах устанавливаются сравнительно небольшие блоки глубокометаморфизованных пород раннедокембрийского возраста, иногда — предположительно. В прошлом те и другие рассматривались как части единого раннедокембрийского фундамента, подстилающего большинство мезозойских складчатых систем. На этом основании выделялась Верхояно-Чукотская эпикратонная складчатая область [Косыгин, Лучицкий, 1962]. В настоящее время такие построения имеют только историческую ценность. Вместе с тем тектоническое положение и природа этих древних сиалических блоков остаются весьма дискуссионными.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ

Ранее выделялись срединные массивы типа А, располагающиеся по периферии мезозойских миогеосинклинальных систем на границе с эвгеосинклинальными (Охотский, Омолонский), и массивы типа Б, располагающиеся среди эвгеосинклинальных систем: Буреинский, Ханкайский и предполагаемый Охотоморский [Парфенов, Карсаков и др., 1979]. С. М. Тильман [1975] считает, что срединными (s. str.) следует называть только массивы второго типа. Массивы обоих типов существенно различны по составу слагающих их образований и строению. Поэтому, несмотря на спорность классификации по тектонической позиции, в дальнейшем изложении мы будем придерживаться выделения этих двух типов.

Основу строения массивов типа А (их фундамент) составляют нижнедокембрийские кристаллические образования, метаморфизованные в гранулитовой фации.

На Охотском массиве метаморфические образования фундамента представлены различного типа гнейсами с биотитом, гранатом, кордиеритом, гиперстеном, амфиболом, которые образуют мощные однородные толщи или переслаиваются с амфибол-пироксеновыми и амфибол-биотитовыми сланцами, эвлизитами и реже с мраморами, кальцифирами и кварцитами. Породы основного состава обособляются в самостоятельную толщу амфиболитов, амфибол-двупироксеновых и амфибол-биотитовых сланцев при подчиненном значении гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов [Гринберг, 1968; Вельдяксов, Песков, 1973; Авченко, 1975]. Прогрессивный метаморфизм соответствует сутамской фации глубинности, характерной для южных районов Алданского щита. Это сопоставление подкрепляется находками на Охотском массиве эклогитоподобных пород, присущих сутамской фации. Регрессивный метаморфизм, сопряженный с региональной мигматизацией и гранитизацией, происходил в промежуточных между сутамской и алданской фациями глубинности условиях. Диафторические изменения в амфиболитовой и более низких фациях проявлены вдоль разломов, они сопровождаются милонитизацией и образованием псевдотахиллитов [Вельдяксов, Умитбаев, 1976]. Метаморфические образования несогласно перекрываются слабоизмененными отложениями среднего рифея. Возраст метаморфических пород массива Pb-изохронным методом определен в 3700 млн. лет [Корольков и др., 1974]. К—Ar датировки не превышают 2650 млн. лет [Загрузина, 1975].

На Омолонском массиве фундамент обнажается в юго-восточной и северо-западной его частях. В юго-восточной устанавливаются три толщи: основных кристаллических сланцев, тонкополосчатых мелкозернистых биотитовых гнейсов и амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов и кальцифиров [Гельман, Терехов, 1973]. В эклогитоподобных породах, характерных для фундамента юго-восточной части массива, описаны симплектитовые срастания плагиоклаза и гиперстена вокруг граната, в гнейсах — кордиеритовые каемки вокруг магнезиального граната. В кальцифирах много доло-

мита, форстерита, флогопита, диопсида и шпинели. Эти особенности минеральных парагенезисов характерны для наиболее глубинных гранулитовых комплексов Алданского щита. На северо-западе массива в составе метаморфических пород преобладают биотитовые гнейсы, которым подчинены гранат-биотитовые и силлиманит-биотитовые разности, отмечаются амфиболсодержащие гнейсы.

Метаморфические образования массива несогласно перекрыты рифейскими филлитами, известняками со строматолитами, глауконитсодержащими песчаниками и гравелитами [Гельман, Терехов, 1973]. Pb—U методом возраст пород фундамента определен в 3742 и 4788 млн. лет [Левин, 1975]. Возраст ранних цирконов из плагиогнейсов Pb—U изохронным методом определен в 3400 ± 150 млн. лет [Бибикова и др., 1981].

Фундамент массивов типа Б сложен существенно менее глубинными кристаллическими образованиями: амфиболитовой и малоглубинной гранулитовой фации, возраст которых, по-видимому, несколько моложе, чем в фундаменте массивов типа А. Характерно более широкое распространение диафторических изменений и повторной складчатости.

На Буреинском массиве фундамент обнажается преимущественно по его периферии: в Гонжинском, Мамынском выступах и Туранском блоке. Среди метаморфических пород преобладают биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы, часто гранат-силлиманит- и кордиеритсодержащие, с прослоями мраморов, кальцифиров и кварцитов. Кварциты слагают самостоятельную мощную толщу на северо-востоке массива. На юго-востоке среди преобладающих гнейсов выделяется толща амфиболитов с прослоями роговообманковых гнейсов и кальцифиров. Минеральные парагенезисы метаморфических пород, изученные еще недостаточно детально, примерно соответствуют условиям амфиболитовой фации.

Складчатые дислокации в Туранском блоке массива имеют общее долготное и северо-восточное простирания, в Гонжинском выступе отмечаются куполовидные формы с пологим залеганием полосчатости и сланцеватости [Вольский и др., 1977].

Возрастное положение метаморфических толщ Буреинского массива достоверно не установлено. Верхняя возрастная граница определяется по наличию гальки характерных для них пород в кембрийских отложениях. Непосредственные соотношения кристаллических толщ с отложениями верхнего докембрия замаскированы тектоническими нарушениями, однако в зоне контакта они всегда отвечают различным ступеням метаморфизма, что позволяет предполагать их допозднедокембрийский возраст.

На Ханкайском массиве метаморфические образования фундамента подразделяются на две серии. Нижняя состоит из мраморов (около 1000 м) и биотитовых, кордиеритовых, кордиерит-гранатовых и силлиманитовых гнейсов, сланцев и кварцитов. К верхней относятся биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, биотитовые и диопсидовые кристаллические сланцы [Мишкин, 1969]. Магматические породы представлены основными породами и гранитоидами различного типа. Кристаллические комплексы слагают сводовые части крупных куполовидных поднятий диаметром до 80 км [Липкин, Липкина, 1971]. Межкупольные синклинории образованы мощными толщами верхнего докембрия и нижнего палеозоя.

Минеральные парагенезисы нижней серии соответствуют гранулитовой фации низкой глубинности, верхней — амфиболитовой фации [Мишкин, 1969; Маракушев, 1965].

K—Ar датировки метаморфических пород, укладывающиеся в интервал 450—830 млн. лет, по-видимому, омоложены [Овчарек, Мишкин, 1965]. Rb—Sr методом биотиты верхней серии датируются в 1517 млн. лет [Леликов и др., 1977], что подтверждает представления о дорифейском возрасте фундамента Ханкайского массива.

Рифейские, палеозойские и нижнемезозойские образования в пределах срединных массивов характеризуются рядом особенностей, которые существенно отличают их от синхронных образований смежных складчатых систем (рис. 55).

Группа формаций	Формации
Граувакковая	Граувакковая (1а), глинисто-граувакковая (1б), псефито-граувакковая (1в), глинисто-карбонатно-граувакковая (1г), глинисто-псефито-граувакковая (1д)
Аркозовая	Глинисто-аркозовая (2а), псефито-аркозовая (2б), глинисто-карбонатно-аркозовая (2в)
Кварцево-песчаная	Кварцево-песчаная (3а), глинисто-кварцево-песчаная (3б)
Карбонатная	Карбонатная (4а), глинисто-карбонатная (4б), аркозово-карбонатная (4в), кварцево-песчано-карбонатная (4г), глинисто-аркозово-карбонатная (4д), глинисто-кварцево-песчано-карбонатная (4е)
Псефитовая	Глинисто-аркозово-псефитовая (5а)
Кремнистая	Кремнистая (6а)

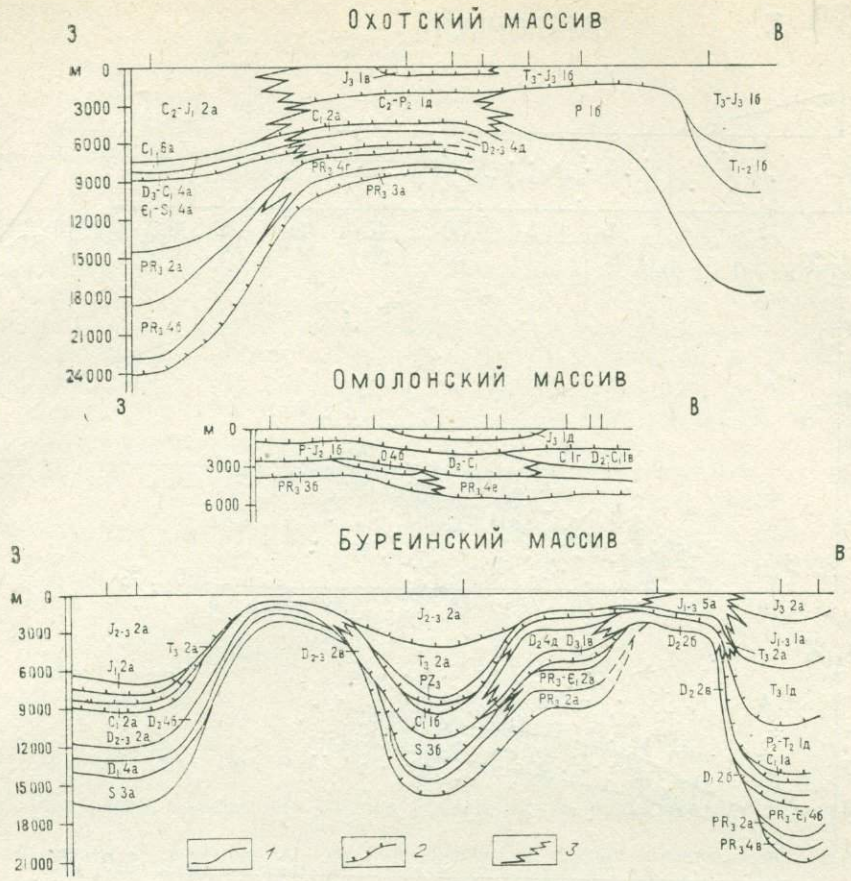
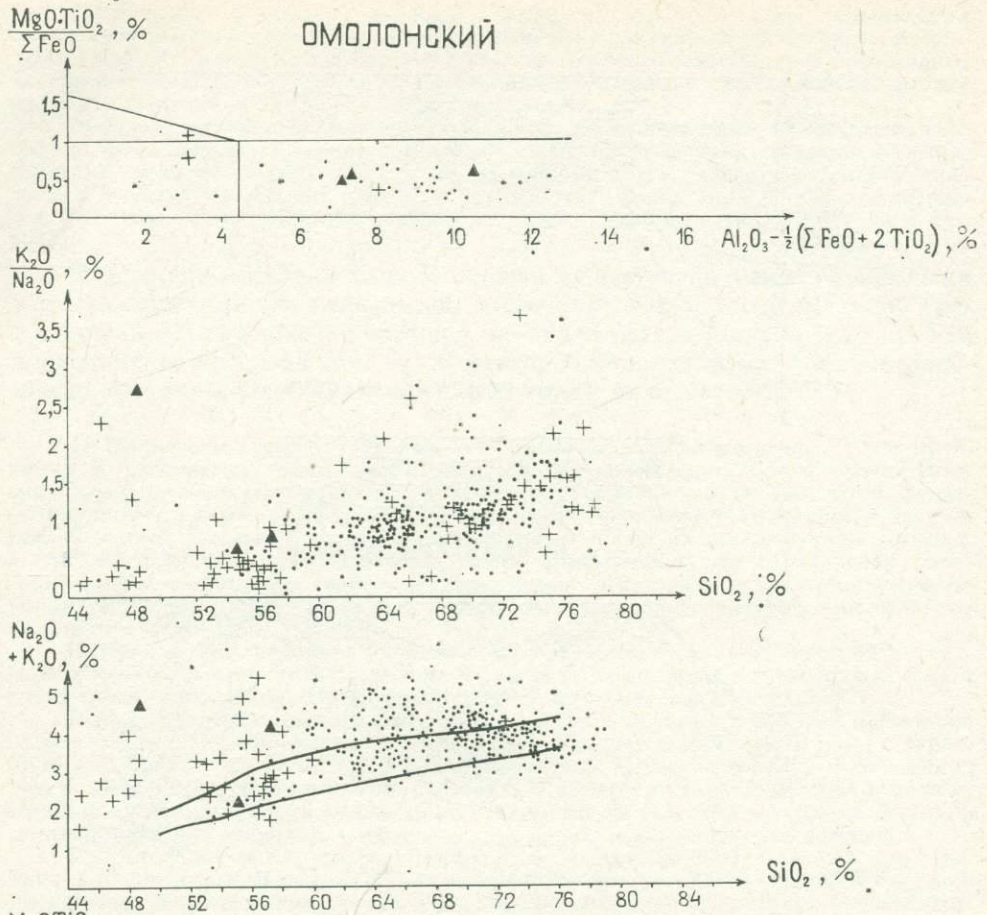
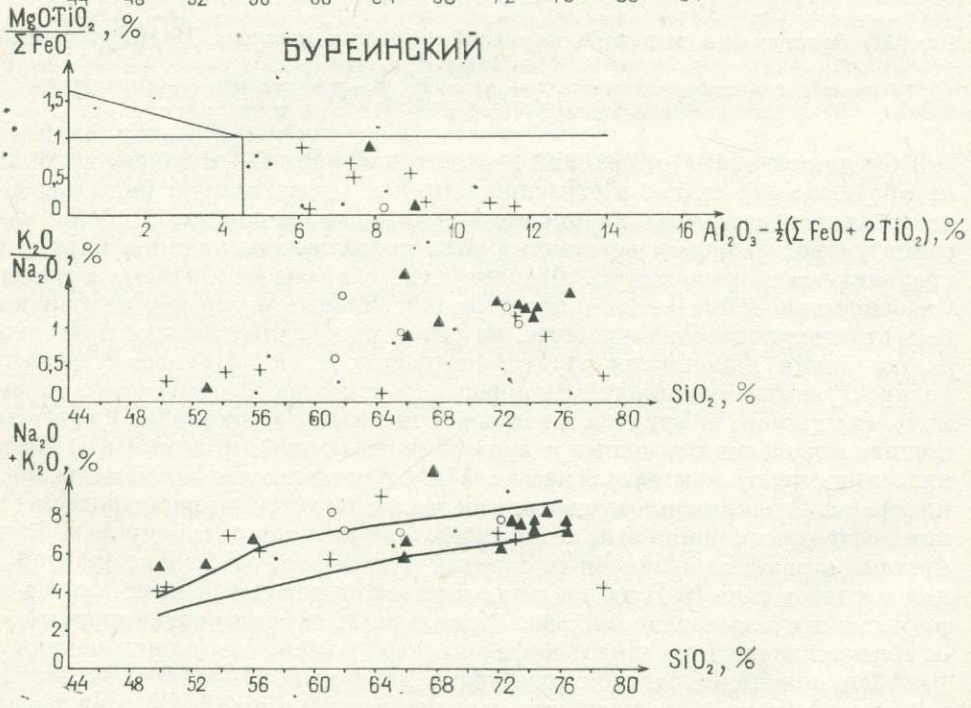


Рис. 55. Соотношения осадочных формаций срединных массивов [Парфенов и др., 1979].

Границы: *1*, *2* — стратиграфические (*1* — согласные, *2* — несогласные), *3* — фациальные. Тип формаций обозначен цифрой и буквой, см. с. 138.

Среди осадочных отложений верхнего докембрия — нижнего кембрия преобладают формации, в строении которых существенную роль играют известняки и доломиты, кварцевые и аркозовые песчаники. В более высоких частях разреза существенна роль аркозовых песчаников наряду с граувакковыми разностями. Широко представлены псефитовые породы. Особенностью массивов являются многочисленные перерывы на различных стратиграфических уровнях, по своей продолжительности превосходящие время накопления стратифицируемых толщ. По всему разрезу распространены вулканические породы, количество которых местами велико (например, в среднем палеозое Омолонского массива). Рифейско-нижнемезозойские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы часто классифицируют как чехол массивов и сопоставляют с чехлом древних платформ. С такими представлениями не согласуется обычная повсеместная дислоцированность этих отложений. Повышенная дислоцированность, местами с развитием линейных складок и кливажа, особенно характерна для массивов типа Б. В их пределах отмечается повышенный метаморфизм рифейских и нижнепалеозойских образований, обычно неравномерный — от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций. Суммарная мощность рифейско-нижнемезозойских отложений велика: 5000—9000 м на массивах типа А (изменения мощности несущественны) и до 15 000 м на массивах типа Б (формирование осадочных комплексов происходило в пределах отдельных прогибов, разделенных зонами поднятий). Характерно наличие прибортовых, прибрежных фаций. В краевых частях прогибов местами


ОМОЛОНСКИЙ
MgO·TiO2 / ΣFeO, %
1,5
1
0,5
0
2
4
6
8
10
12
14
16
Al2O3 - ½(ΣFeO + 2TiO2), %
K2O / Na2O, %
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0
44
48
52
56
60
64
68
72
76
80
SiO2, %
Na2O + K2O, %
5
4
3
2
1
44
48
52
56
60
64
68
72
76
80
84
SiO2, %


БУРЕИНСКИЙ
MgO·TiO2 / ΣFeO, %
1,5
1
0,5
0
2
4
6
8
10
12
14
16
Al2O3 - ½(ΣFeO + 2TiO2), %
K2O / Na2O, %
1
0,5
0
44
48
52
56
60
64
68
72
76
80
SiO2, %
Na2O + K2O, %
8
6
4
2
0
44
48
52
56
60
64
68
72
76
80
SiO2, %

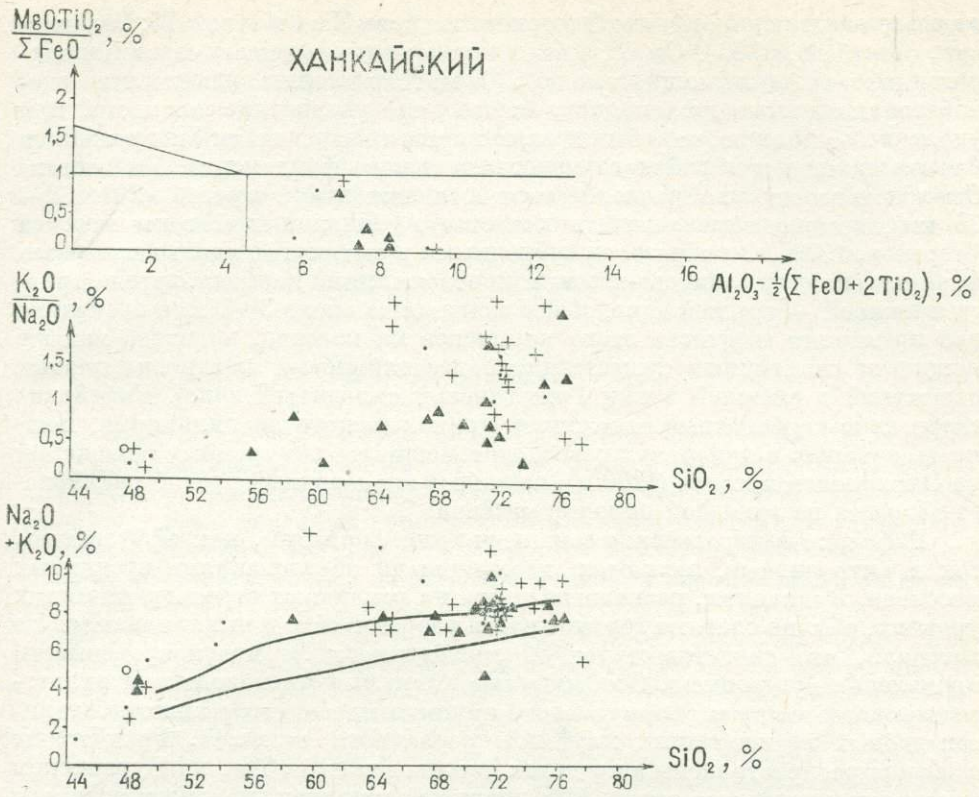


Рис. 56. Диаграмма химического состава вулканических пород срединных массивов [Парфенов и др., 1979].

Кресты обозначают фигуративные точки позднедокембрийских, кружки — ранне-, точки —средне- и треугольники — позднепалеозойских вулканитов.

устанавливается трансгрессивное налегание верхних свит комплексов на породы основания.

Вдоль окраин срединных массивов прослеживаются позднедокембрийские, палеозойские и раннемезозойские прогибы, выполненные терригенно-карбонатными и терригенными толщами, мощность которых в 2—4 раза превышает мощность синхронных им отложений внутренних районов массивов. В пределах окраинных прогибов наряду с увеличением мощности изменяются состав и строение рифейско-фанерозойских комплексов, что выражается в замещении континентальных и субконтинентальных формаций морскими, уменьшении роли псефитов в разрезе и замене их более тонкообломочными породами, сокращении числа перерывов и их продолжительности. Отложения этих прогибов — накопления внутреннего шельфа. Большей частью они соответствуют пассивным континентальным окраинам, хотя нельзя исключать присутствие в их составе комплексов преддуговых прогибов активных окраин континентов.

По периферии Буреинского массива расположены прогибы: Ольдойский, образованный кварцитами, аркозами, глинистыми и карбонатными породами силура, девона и карбона (сходные по составу толщи девона и карбона прослеживаются от Верхнего Приамурья на восток вдоль южной окраины Монголо-Охотской системы до бассейна р. Мамын); Верхнеамурский, образованный глинистыми сланцами юрского возраста; Куканский, сформированный терригенными, часто грубообломочными породами девона, нижнего карбона, перми и триаса; Буреинский, сложенный глинисто-песчаными толщами юры. Сходную позицию занимают мощные (около 4000 м) дислоцированные толщи рифея и нижнего кембрия Малого Хингана [Марков и др., 1963], развитые вблизи юго-восточной окраины Буреинского массива. К этому же типу, по-видимому, относится Инской прогиб

на северо-восточной окраине Охотского массива [Умитбаев, 1976; Вельдяксов, Умитбаев, 1976]. Он образован пермскими и триасово-юрскими терригенными толщами мощностью до 5000 м. Характерны сравнительно спокойные складчатые дислокации и ступенчатое увеличение мощностей при удалении от массива, что обычно связывается со ступенчатым погружением блоков нижнедокембрийского кристаллического фундамента. На востоке Омолонского массива располагается Ауланджинский прогиб (200×30—75 км), обычно выделяемый в качестве Ауланджинской зоны массива [Терехов, 1979]. Он образован собранными в вытянутые вдоль него брахиформные складки сланцево-песчаными отложениями карбона, перми, триаса и нижней — средней юры, общей мощностью около 5000 м (в несколько раз превышает мощность этого комплекса на массиве, но вдвое меньше мощности синхронных существенно более глинистых сложноскладчатых отложений в смежной с ним Гижигинской складчатой зоне). Рифейские терригенно-карбонатные отложения Приколымского антиклинория, мощность которых в три раза превосходит мощность синхронных отложений на Омолонском массиве (1200 м), намечают аналогичный прогиб рифейского возраста на западной окраине массива.

Рифейско-фанерозойские магматические формации, как эффузивные, так и интрузивные, являются характерными образованиями срединных массивов. Вулканиты, располагающиеся на различных стратиграфических уровнях, обычно слагают верхние части разрезов свит и выклиниваются по латерали, что свидетельствует об эпизодичности и кратковременности проявления вулканизма. Особенностью интрузивного магматизма является его многоэтапность, формирование крупных пластинообразных и батолитоподобных гранитоидных плутонов различного возраста. Гранитоиды особенно распространены в пределах массивов типа Б. Так, на Буреинском массиве они занимают около 80% площади, при этом на долю гранитов приходится 88%, гранодиоритов — 8, диоритов — 4%. Магматические проявления на различных массивах обычно не синхронны друг другу.

Ассоциации вулканических пород массивов характеризуются преобладанием салитов над базитами (рис. 56). По петрохимическому составу они весьма разнообразны. Среди них устанавливаются вулканиты субщелочной, известково-щелочной и щелочной серий.

В центральной части Охотского моря предполагается погруженный Охотоморский массив, восточный край которого, возможно, выступает на поверхность в Срединном хребте Камчатки. Существование этого массива в последнее время ставится под сомнение на основании результатов драгирования в центральных районах Охотского моря [Гнибиденко, Ильев, 1976; Геодекян и др., 1976]. На его месте намечаются островные дуги позднемелового возраста. При оценке результатов драгирования необходимо учитывать возможность широкого разноса пород побережий движущимся льдом. На рис. 57 представлены две петрохими-

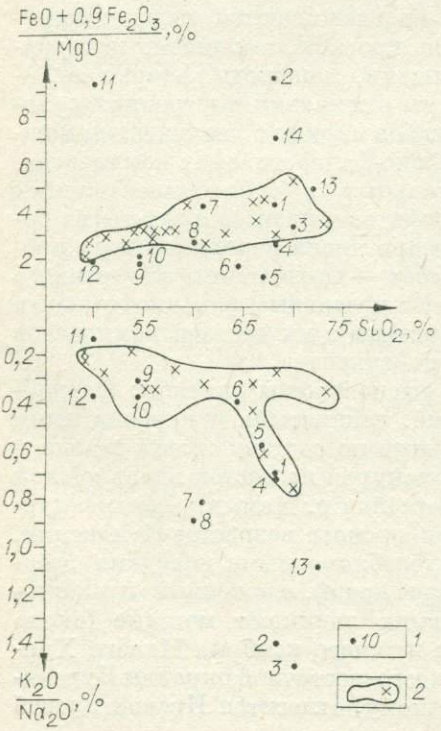


Рис. 57. Диаграммы химического состава вулканитов, поднятых при драгировании со дна Охотского моря [Тектоническое районирование..., 1979].

1 — дно центральной части Охотского моря [Гнибиденко, Ильев, 1976; Геодекян и др., 1976], *2* — Большая гряда Курильских островов.

ческие диаграммы, на которые вынесены результаты химических анализов вулканитов, поднятых со дна Охотского моря, а также показаны поля неоген-четвертичных вулканитов Большой Курильской гряды по данным около 300 химических анализов. Как можно видеть, точки, соответствующие вулканитам, поднятым при драгировании в центральных районах Охотского моря, обнаруживают значительный «разброс» на диаграммах и лишь частично попадают в поле островодужных вулканитов. Большинство охотоморских вулканитов отличается от островодужных повышенной общей щелочностью, частично высокими содержаниями K_2O, суммарного железа и пониженной глиноземистостью.

«МЕЛКИЕ» СИАЛИЧЕСКИЕ БЛОКИ

Рассматриваемые блоки метаморфических пород значительно сильнее, чем в срединных массивах, переработаны в процессе позднейших складчатости и метаморфизма. Они имеют изометричные, удлиненно-овальные и реже линейные клиновидные в плане очертания. В отличие от срединных массивов не сопровождаются резкими изменениями состава, строения разреза и мощностей перекрывающих и обрамляющих их фанерозойских толщ.

На востоке Чукотского полуострова метаморфические образования обнажаются в Кооленском, Нешканском и Сенявинском выступах. В пределах наиболее изученного Кооленского выступа они разделяются на две серии: этельхвылеутскую, представленную порфиробластическими биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, силлиманит- и кордиеритсодержащими сланцами, и лаврентьевскую, сложенную биотитовыми, роговообманковыми, клинопироксеновыми, кордиерит-силлиманитовыми, гранат-слюдяными сланцами, биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, амфиболитами и мраморами (рис. 58). Обе серии метаморфизованы главным образом в амфиболитовой фации, по периферии выступа отмечаются парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации [Гельман, 1973; Недомолкин, 1977].

Полосчатость и кристаллизационная сланцеватость пород этельхвылеутской серии вырисовывают вытянутый в широтном направлении купол с пологими углами наклона (вплоть до горизонтального)в ядре и до 50° на крыльях. Он окаймлен широкими симметричными складками лаврентьевской серии с пологими залеганиями на крыльях и ундулирующими шарнирами. Складки в значительной степени конформны куполу и образование их, вероятно, синхронно с формированием купола. Однако простая складчатость лаврентьевской серии наложена на сложную более раннюю [Натальин, 1979а].

Слабоизмененные палеозойские и рифейские терригенно-карбонатные отложения Чукотского полуострова образуют систему линейных складок выдержанного северо-восточного простирания, осложненных надвигами [Гатиев, 1939; Тильман, 1973]. По периферии выступа метаморфических пород устанавливаются филлиты, мусковит-биотит-известковистые, мусковит-кварц-известковистые, хлорит-серицитовые сланцы, мраморы и известняки рифейского и девонского возраста, которые облекают выступ. Ближе к выступу в составе этих образований появляются биотит и андалузит [Недомолкин, 1977]. Породы лаврентьевской серии вблизи контакта диафторированы в полосе шириной от 0,5 до 5 км.

По породам метаморфического комплекса К—Ar методом получены датировки до 1630 млн. лет [Загрузина, 1975], что свидетельствует о их дорифейском возрасте. Другие значения группируются в интервале 67—230 млн. лет (14 определений

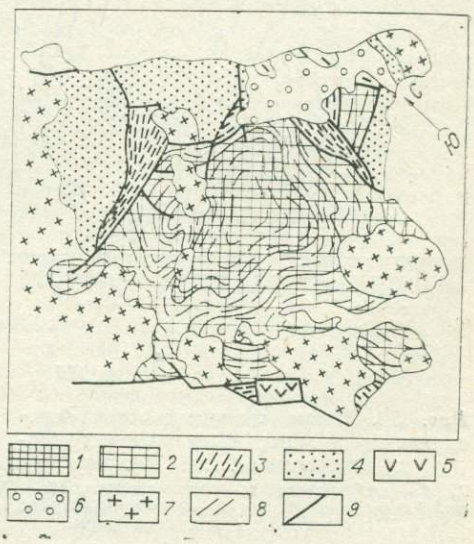


Рис. 58. Геологическая схема Кооленского выступа [Тектоническое районирование..., 1979].

1—3 — серии: *1* — этельхвылеутская, *2* — лаврентьевская, *3* — кельхин (рифей) и танатанская свита (нижний — средний девон), нерасчлененные; *4* — ордовикско-каменноугольные отложения; *5* — меловые вулканиты; *6* — четвертичные отложения; *7* — раннемеловые гранитоиды; *8* — простирания складчатых форм; *9* — разломы.

из 31) и 644—936 млн. лет (8 определений). Реомобилизация дорифейского метаморфического комплекса и формирование гнейсового купола облекания, по-видимому, имели место в мезозойское время [Гельман, 1973]. Об этом свидетельствуют активные воздействия метаморфического комплекса на рифейско-палеозойские отложения и K—Ar датировки в интервале 67—230 млн. лет. Образование крупных массивов меловых гранитоидов, располагающихся по периферии Кооленского купола, может быть связано с постумными процессами гранитизации и разогрева глубинных горизонтов в позднем мезозое.

Сходную природу, по-видимому, имеют и два других выступа метаморфических пород Чукотского полуострова: Нешканский и Сенявинский [Тектоническое районирование..., 1979].

На п-ове Сьюард (Аляска), расположенном непосредственно к востоку от Чукотского полуострова, структурный рисунок соотношения древней серии Киглуайк (аналог этельхвылеутской и лаврентьевской серий) с более молодыми образованиями рифейской серии Ном и палеозойскими отложениями сходен с Чукотским (рис. 59). Сложные складчатые и надвиговые дислокации рифея и палеозоя субдолготного простирания как бы обрезаются ограничениями вытянутого в субширотном направлении свода, сложенного метаморфическими породами серии Киглуайк [Sainsbury e. a., 1970]. Устанавливаемые структурные соотношения свидетельствуют о диапиризме древних толщ, имевшем место в послепалеозойское время.

В Авековском блоке (150×50 км) п-ова Тайгонос метаморфические образования включают пургоносскую серию (нижнюю) гранат-биотитовых, диопсид-биотитовых, биотит-двупироксеновых, гранат-биотит-гиперстеновых гнейсов и амфиболитов и косовскую серию амфиболитов, амфиболовых, биотитовых и гранатовых гнейсов с линзами карбонатных пород. Кристаллические толщи блока несут следы сложных диафторических преобразований. В пургоносской серии установлены неизмененные породы гранулитовой фации с парагенезисами, которые свидетельствуют о метаморфизме в условиях, близких сутамской фации глубинности [Мишкин и др., 1973; Жуланова, 1974].

О древнем возрасте метаморфических образований блока, помимо их глубокого метаморфизма и сходства в этом отношении с архейскими толщами Алданского щита, свидетельствуют K—Ar датировки около 2800 млн. лет [Загрузина, 1975]. Цирконы пургоносской серии датируются в 1950 млн. лет [Бибикова и др., 1979]. И. Л. Жуланова и др. [1981] считают, что они возникли в процессе гранитизации, а супракрустальные толщи являются более древними.

Складчатые структуры Авековского блока имеют выдержанное северо-западное простирание. Отмечаются простые крупные (до 20 км в поперечнике) складки, плавно замыкающиеся в плане.

Во внутренних районах блока глубокометаморфизованные образования несогласно перекрываются полого лежащими кварцитами, филлитами и строматолитовыми известняками рифея и пермскими углисто-глинистыми сланцами, конгломератами и аркозами. На юго-восточной окраине блока И. Л. Жулановой описан зональный метаморфический комплекс, включающий жедрит-биотит-кордиеритовые, кордиерит-, мусковит-биотитовые и различные зеленые сланцы раннемезозойского возраста. Этот комплекс возник как в результате метаморфизма пермско-триасовых пород, так и в результате диафтореза широкой (5—10 км) полосы древних толщ блока. М. Л. Гельман [1973] полагает, что зоны молодого метаморфизма окаймляют блок с юго-запада и северо-востока, где известны отдельные выходы гранатовых сланцев и гнейсов послепермского возраста и апорифейские зонально метаморфизованные породы. Процессы диафтореза проявлялись не только в мезозое, но, несомненно, и раньше. Об этом свидетельствуют находки диафторитов в конгломератах пермско-триасового возраста [Мишкин и др., 1973].

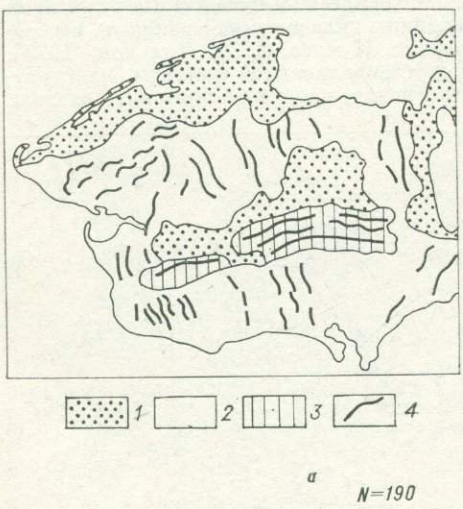


Рис. 59. Схема геологического строения п-ова Сьюард [Тектоническое районирование ..., 1979].

1, 2 — отложения: *1* — четвертичные, *2* — рифейско-палеозойские; *3* — серия Киглуайк; *4* — простирания складчатых форм.

В Уяндинском блоке Полоусненского антиклинория метаморфические породы, по данным Г. А. Гринберга, представлены биотитовыми, биотит-гранатовыми, ставролит-гранат-двуслюдяными, амфиболовыми и амфибол-гранатовыми сланцами [Тектоника..., 1981]. Отмечается дистен. Примечательна ассоциация с метабазитами и гипербазитами. От слабоизмененных рифейских пород томмотской серии они всюду отделяются разломами. K—Ar методом по метаморфическим породам получены датировки до 700 млн. лет. Г. А. Гринберг считает их выступом раннедокембрийского фундамента; другие исследователи объединяют их с измененными и сложнодислоцированными дунитами, гарцбургитами, полосчатыми габбро, габбро-

амфиболитами и амфиболитами в единую офиолитовую ассоциацию [Архипов, Волкодав и др., 1981; Шишкин, 1980].

В Приколымском антиклинории метаморфические породы слагают ограниченную надвигами пластину (400×10—15 км). Они представлены кристаллическими и метаморфическими сланцами, возникшими за счет осадочно-вулканогенных и терригенных пород. Как и в Уяндинском блоке, они ассоциируются с измененными гипербазитами и габброидами, характерны высокобарические минеральные ассоциации с дистеном, хлоритоидом и стильпномеланом. В. А. Шишкин [1979] считает, что метаморфизму подверглись рифейские и вендские отложения. Возраст метаморфизма определяется им как додевонский. По наблюдениям Ю. Д. Недосекина, на правобережье нижнего течения р. Ороёк, сложнодислоцированные метаморфические породы несогласно с конгломератами в основании перекрываются слабо измененными полого залегающими отложениями рифея. К—Ar определения возраста метаморфических пород дают большой разброс датировок, вплоть до мезозойских. Наиболее древние из них, полученные по перидотитам и измененным габбро,— 1900—2000 млн. лет [Тектоника..., 1981].

Несколько выходов метаморфических пород известно в пределах Сихотэ-Алиня.

Анюйский блок, расположенный в среднем течении Анюя, имеет форму удлиненного овала (15×30 км), вытянутого согласно с простиранием вмещающих верхнетриасово-нижнеюрских толщ [Мартынюк, 1973]. Общая его структура имеет вид асимметричного купола, ядро которого образовано слюдяными и амфиболовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами, гнейсами и мигматитами и окаймляется толщей кварцитов, амфиболовых и кварц-слюдяных сланцев с гранатом и графитом. Отмечается увеличение степени метаморфизма по приближении к зоне мигматизации, насыщенной телами катаклазированных гнейсовидных плагиогранитов и гранодиоритов. К—Ar датировки группируются в интервалах 488—417, 291—211 и 98±5 млн. лет, что свидетельствует о присутствии среди пород выступа древних, возможно, докембрийских образований и длительном многоэтапном его формировании. В пределах купола устанавливается три генерации мелких складок: наиболее ранние — изоклинальные лежачие складки, равномерно распределенные по всей метаморфической толще и собранные в сжатые линейные; простые открытые складки, ориентированные поперек к простиранию предыдущих, с углами наклона крыльев 10—30°.

Хорский блок, расположенный в верховьях р. Хор, имеет вид «клина» (70×9 км), вытянутого вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. По составу пород он не отличается от Анюйского выступа.

На юге Приморья древние метаморфические образования устанавливаются в районе полуостровов Трудный и Дунай в виде ксенолитов и блоков среди тафуинских мусковитовых гранитов раннепалеозойского возраста. Они представлены двуслюдяными сланцами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, отмечаются кальцит диопсид-тремолитовые мраморы, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы и гранатовые амфиболиты. Согласно нашим наблюдениям, метаморфические породы включают послойные будинированные тела пегматитов и гранитов более древних, чем тафуинские. Возраст роговой обманки из гранатовых амфиболитов К—Ar методом определен в 622 млн. лет [Мишкин и др., 1970]. Предполагается, что эта датировка, близкая К—Ar датировке тафуинских гранитов (529 млн. лет), является заниженной. Метаморфические образования сопоставляются М. А. Мишкиным и др. [1970] с верхней серией нижнего докембрия Ханкайского массива, с которой они сходны по составу, степени метаморфизма и структурным особенностям. Метаморфические породы аналогичного типа прослеживаются в ксенолитах меловых гранитоидов вдоль побережья Японского моря до бухты Ольги.

Срединный массив Камчатки (200×50 км) образован тремя метаморфическими комплексами [Марченко, 1975].

Нижний (колпаковская серия) сложен биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-силлиманитовыми гнейсами и мигматитами. Менее характерны амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты, гнейсы с реликтовыми зернами гиперстена. Средний комплекс (камчатская серия) представлен биотит-гранатовыми, биотит-ставролитовыми, кианит- и андалузитсодержащими сланцами, слюдяными сланцами и микрогнейсами. Камчатская и колпаковская серии несогласно перекрываются актинолитовыми и амфибол-плагиоклазовыми сланцами андриановской свиты, в составе которой отмечаются конгломератовидные породы с обломками кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев и гнейсов. В залегающих выше филлитах и кремнисто-хлоритовых сланцах (хейванская, химкинская свиты и их аналоги) содержится комплекс спор и пыльцы девонского, каменноугольного и пермского возраста [Сиверцева, Смирнов, 1974]. Возраст цирконов из гнейсов колпаковской серии по Pb^{207}/Pb^{206} оценивается в 1300 ± 60 млн. лет [Кузьмин, Чухонин, 1980].

На востоке массив обрамляется верхнемеловыми вулканогенно-кремнистыми отложениями ирунейской свиты, на западе — одновозрастными, а возможно, и более древними терригенными образованиями хозгонской свиты. Расположение главных структур метаморфических комплексов в целом подчиняется контурам массива, хотя мелкие складки ориентированы достаточно разнообразно. Сланцеватость, обусловленная меловой складчатостью, имеет одинаковую ориентировку как в меловых, так и в более древних образованиях. На границах массива развиты зоны рассланцевания, связанные с разломами, в которых породы различных комплексов сходны по внешнему облику, что создает впечатление постепенных переходов. Вблизи зон рассланцевания возрастает степень метаморфизма и дислоцированность пород мелового возраста. На-

личие обломков метаморфических пород и минералов в мезозойских отложениях свидетельствует, что во время их накопления Срединный массив уже был поднятием.

Увеличение степени метаморфизма в мезозойских образованиях по направлению к массиву, общая согласованность структурного плана метаморфических толщ и обрамляющих его образований, «молодые» K—Ar датировки метаморфических пород [Lebedev e. a., 1967], общая овальная форма массива,— все это свидетельствует о значительной роли молодого метаморфизма и, возможно, широком проявлении диапиризма при оформлении современного структурного плана выступа метаморфических пород на юге Камчатки.

Ганальский блок (50×30 км), отделенный от Срединного массива долиной р. Быстрой, вытянут в северо-западном направлении, согласном с простиранием слагающих его комплексов, и отделен разрывами от окружающих мезозойских толщ. В южной части блока вскрываются преимущественно амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, содержащие гранат и ставролит (ганальская серия). Л. Л. Германом [1974] здесь установлены гранулиты кислого состава (до 8% K_2O). Образование гранулитов некоторые исследователи связывают с контактовым воздействием массива габбро-норитов. Однако в зоне роговиков этого массива пироксены характеризуются повышенной железистостью и низкой глиноземистостью, что резко отличает их от пироксенов гранулитовых пород. Северная часть Ганальского блока сложена актинолит-эпидот-хлоритовыми и другими сланцами основного состава с пачками филлитов (стеновая серия). Границы между сериями тектонические.

Возраст субвулканических интрузивных пород, прорывающих стеновую серию, определен Rb—Sr методом в 487 млн. лет, а возраст ганальской и стеновой серий, вероятно, докембрийский [Герман, 1974].

Хавывенский блок (около 150 км^2) расположен в северной части Центрального Камчатского прогиба. Взаимоотношения метаморфических пород с вмещающими осадочно-вулканогенными верхнемеловыми и палеогеновыми толщами скрыты под четвертичными отложениями. Преобладают низкотемпературные сланцы с эпидотом, амфиболом, кварцем, альбитом, хлоритом, биотитом, мусковитом, гранатом [Марченко и др., 1973]. Находки в пределах блока линз и реликтов биотитовых и двуслюдяных крупнокристаллических плагиогнейсов и микроклинсодержащих гнейсов позволяют предполагать, что большая часть метаморфических сланцев представляет собой диафториты высокотемпературных образований.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПРИРОДА ДРЕВНИХ СИАЛИЧЕСКИХ БЛОКОВ

Приведенные в предыдущих главах данные о строении и тектонической эволюции мезозойских складчатых сооружений позволяют предполагать, что фундамент срединных массивов и блоки раннедокембрийских метаморфических пород в составе складчатых систем не представляют собой выступы единого фундамента. Однако во многих районах раннедокембрийский фундамент может иметь глубинное продолжение, в частности под шельфовыми комплексами пассивных континентальных окраин, под приконтинентальными склонами тыловых прогибов островных дуг и в некоторых других районах. Об этом свидетельствует опыт изучения современных континентальных окраин. Местами наличие погруженного раннедокембрийского фундамента доказывается геофизическими, геологическими, палеотектоническими и другими методами. В пределах северо-востока Азии с учетом сделанных замечаний могут быть намечены крупные раннедокембрийские сиалические массы, которые ранее условно были названы мегаблоками [Парфенов, Карсаков и др., 1979]. Наиболее крупным из них является Восточно-Сибирский мегаблок, охватывающий Сибирскую платформу, Становую складчатую систему, бóльшую часть Яно-Колымской складчатой системы (до зоны Адыча-Тарынского разлома) и Охотский срединный массив. Выделяемый таким образом Восточно-Сибирский мегаблок близок к понятию «Северо-Азиатский кратон» [Докембрийская тектоника..., 1964], но не идентичен ему.

В состав Восточно-Сибирского мегаблока ранее включался также Омолонский массив [Парфенов, Карсаков и др., 1979], но он, возможно, причленился к мегаблоку позднее. На основании палеомагнитных данных представляется, что массив является чужеродным в структуре Верхоянско-Чукотской области и «пришел» сюда со стороны Тихого океана [Churkin, Trexler, 1980]. Это предположение подкрепляется данными Г. А. Гринберга и Ю. Д. Недосекина о несопоставимости дорифейских

образований Омолонского массива по особенностям состава и условий метаморфизма с архейскими гранулитовыми комплексами Алданского щита, Анабарского массива и других районов Восточной Сибири [Тектоника..., 1981]. М. Чуркин и Дж. Трекслер полагают, что причленение массива к Азии произошло в конце мезозоя. Однако в мезозое и позднем палеозое оно произойти не могло, так как в это время к востоку от Омолонского массива располагалась Удско-Мургальская островная дуга. Нижнепермские отложения Омолонского массива содержат Yakutoproductus verchoyanicus, который является характерным представителем эндемичной фауны Верхоянья и неизвестен на Чукотке и в Северной Америке. Таким образом, причленение Омолонского массива к Восточно-Сибирскому мегаблоку, если оно имело место, произошло в допозднепалеозойское время.

Нижнедокембрийские метаморфические образования Восточной Чукотки и п-ова Сьюард на Аляске, представляющие собой реомобилизованные в мезозое выступы фундамента миогеосинклинальной зоны складчатой системы Брукса — Врангеля, намечают самостоятельный Чукотский мегаблок, который, возможно, распространяется на большую площадь Чукотской складчатой системы. Буреинский и Ханкайский срединные массивы, соединяющиеся на территории Маньчжурии, принадлежат Буреинско-Ханкайскому мегаблоку. В центральных районах Охотского моря предполагается существование Охотоморского мегаблока аналогичного типа.

Результаты проведенного сравнительного анализа материалов по докембрию различных районов мира [Парфенов, 1976а] показывают, что раннедокембрийский этап тектонической эволюции Земли завершился формированием крупных сиалических блоков — протоконтинентов. Размеры некоторых протоконтинентов намного превышали площадь древних платформ. Они явились «остовами» будущих континентов — составили фундаменты древних платформ, многих срединных массивов — и в виде глыб-отторженцев встречаются в эвгеосинклинальных зонах. Определение первоначальных границ протоконтинентальных блоков представляет трудную задачу. Современное сонахождение таких блоков, разделенных узкими и даже прерывистыми складчатыми зонами коллизионного типа, еще не является свидетельством их былого единства. Достаточно напомнить об Индийской платформе, которая, как полагают, в прошлом была частью Африки.

Восточно-Сибирский мегаблок — одно из древнейших сиалических ядер Азиатского континента, явившееся остовом оформившейся позднее Сибирской платформы. Чукотский, Буреинско-Ханкайский и предполагаемый Охотоморский мегаблоки также могут рассматриваться в качестве сиалических ядер континентов, но они возникли позднее, примерно в конце раннего докембрия, и отличались от Восточно-Сибирского мегаблока меньшими размерами, особенностями состава и метаморфизма. В палеогеографическом отношении их, возможно, следует сопоставлять с современными микроконтинентами.

Анализ докембрийской структуры Становой складчатой системы позволяет предполагать, что в районе Станового хребта находится первичная граница древнего протоконтинентального блока. Этот вывод сделан исходя из особенностей размещения гранулитовых пород различных фаций глубинности. Наименее глубинные образования гранулитовой фации слагают западные и северные районы Алданского щита [Кицул, 1971], в южных и юго-восточных районах они сменяются более глубинными комплексами сутамской фации. Наиболее глубинные образования устанавливаются к юго-востоку в нижнеархейских блоках, располагающихся среди верхнеархейских комплексов восточной части Становой складчатой системы. По насыщенности разреза кристаллическими сланцами основного состава, ассоциирующимися с крупными плутонами анортозитов и габброидов, эти блоки отличаются от нижнеархейских образований центральных районов щита. Метаморфизм пород блоков определяется присутст-

вием бронзит-силлиманитовой ассоциации с сапфирином и гранатом в кварцсодержащих породах, парагенезисом сапфирина и шпинели с кварцем и широким распространением эклогитоподобных пород [Карсаков и др., 1975]. Отдельные K — Ar датировки пород достигают 3,0—4,5 млрд. лет [Геохронология..., 1968]. Нижнеархейские блоки Становой системы, вытянутые в северо-западном и субширотном направлениях, ограничены со всех сторон зонами высокотемпературных бластомилонитов и диафторитов шириной до 5 км и прослеживающихся по простиранию на 100—150 км. В зонах бластомилонитов и диафторитов развиты дистен-гранат-ортоамфиболовые сланцы, сланцеватость в них залегает под углами 30—60° с наклоном к северу и северо-востоку. Эти зоны Л. П. Карсаковым [1980] рассматриваются в качестве надвигов, по которым глубинные гранулитовые комплексы были приведены в соприкосновение с толщами станового комплекса, прогрессивно метаморфизованными в амфиболитовой фации, разница по глубине формирования между которыми по оценкам величины давления при метаморфизме составляет не менее 10 км. Выходы пород сутамской фации вдоль южной окраины Алданского щита также обусловлены глубинными надвигами с перемещением глубоких горизонтов мегаблока к поверхности по направлению к его периферии. Можно предположить, что эти глубинные надвиги приурочены к периферии протоконтинентальных блоков и механизм их в целом сходен с механизмом формирования аккреционных клиньев на активных окраинах современных континентов. Выходы глубинных (близких к сутамской фации) гранулитовых комплексов на Охотском и Омолонском массивах, возможно, очерчивают юго-восточный край Восточно-Сибирского мегаблока.

Обращает внимание приуроченность гранулитов Ганальского выступа к краю Охотоморского массива. В Буреинско-Ханкайском мегаблоке древние породы фундамента отчетливо приурочены к северному и восточному его краям. Такое положение древних образований позволяет предполагать и здесь глубинные надвиги с движением масс к периферии мегаблоков.

Многие из имеющихся в пределах складчатых систем блоков древних метаморфических пород являются фрагментами раннедокембрийских мегаблоков, разобщенными с ними в процессе эволюции активных континентальных окраин. Степень разобщения может быть различной. Она, по-видимому, сравнительно невелика у Авековского блока, отделяющегося от Омолонского массива Гижигинской складчатой зоной с относительно небольшим содержанием вулканических пород. Еще меньше — у Срединного массива Камчатки, который отделяется от Охотоморского массива амагматичными, слабодислоцированными мезозойскими и маломощными полого залегающими кайнозойскими отложениями.

Обособление Авековского блока и Срединного массива Камчатки, по-видимому, связано преимущественно с раздвиговыми перемещениями. Появление докембрийских метаморфических пород на юге Приморья, обнаруживающих большое сходство с раннедокембрийскими образованиями Ханкайского массива, объясняется смещениями по серии параллельных сдвигов мезозойского возраста [Парфенов и др., 1982] (см. рис.52). В результате таких смещений блоки метаморфических пород были отколоты от Ханкайского массива и передвинуты в северо-восточном направлении.

Блоки метаморфических пород Центрального Сихотэ-Алиня, Ганальский и Хавывенский на Камчатке располагаются целиком в пределах эвгеосинклинальных зон. Распространение их не ограничивается только участками выхода на поверхность, они предполагаются и на глубине. В центральной части Сихотэ-Алиня, в районе, прилегающем к Анюйскому и Хорскому блокам, на площади около 25 тыс. км^2 широко распространены позднеэоценовые высокоглиноземистые хунгарийские граниты, которые содержат ксенолиты метаморфических пород. Среди ксенолитов преобладают породы, характерные для блоков, выходящих на поверхность. Наряду с ними здесь встречены породы и с более глубинными мине-

ралами парагенезиса: $Рог_{30-37} + Би_{48-50} + Гип_{37} \pm МП + Пл_{40-80} + Кв$ [Изох, Ушакова, 1969].

Погруженные блоки, сложенные метаморфическими породами кислого состава, предполагаются на Камчатке на основании найденных в лавах Авачинского и ряда других вулканов ксенолитов и резорбированных кристаллов силлиманита, кордиерита, альмандина, циркона [Кутыев, Шанцер, 1974; Марченко, 1975]. На о. Парамушир в современных лавах известны ксенолиты гранито-гнейсов и гранулитов с гиперстеном и кордиеритом [Родионова, Федорченко, 1971].

Существование таких блоков объясняет присутствие аркозового материала в разрезах эвгеосинклинальных комплексов, в частности в палеозое Сихотэ-Алиня и мезозое Сахалина. Банка Ямато в Японском море, Сейшельские острова и Мадагаскар, возможно, являются современными аналогами подобных образований.

Многие сиалические блоки тяготеют к намеченным выше древним островным дугам. Особенностью их является присутствие молодых и древних метаморфических пород и зональный характер молодого метаморфизма, который следует рассматривать как следствие повышенного теплового потока, характерного для островных дуг. Древние сиалические комплексы в связи с повышенным содержанием в них радиоактивных элементов, видимо, усиливают фоновый тепловой поток, что приводит к очаговым разогревам литосферы, проявляющимся зональным высокотемпературным метаморфизмом и образованием палингенных гранитоидов. Возникающие при этом гранито-гнейсовые диапиры всплывают в связи с меньшей их плотностью по отношению к вмещающим толщам, вынося к поверхности древние метаморфические образования. Отрицательные гравитационные аномалии сопровождают все «мелкие» сиалические блоки. Эти аномалии, обычно значительно превосходящие по своим размерам участки распространения метаморфических пород на поверхности, свидетельствуют о существовании здесь глубинных зон разуплотнения.

ГЛАВА 9

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ И ИХ ТИПЫ

Проведенный анализ показывает, что в пределах всех рассмотренных регионов мезозоид устанавливаются латеральные ряды тектонических комплексов, характерные для современных островных дуг, активных и пассивных континентальных окраин. В большинстве районов удается проследить несколько разновозрастных латеральных рядов, которые определенным образом сопрягаются друг с другом. При этом одновозрастные, в которых структурно-вещественные комплексы различного типа связаны не только совместным нахождением, но, согласно современным геодинамическим моделям, и общностью происхождения, в большинстве районов выходят за пределы конкретной складчатой системы, распространяясь в смежные складчатые системы и на древние жесткие блоки.

В северо-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы рифейский и вендско-среднепалеозойский латеральные ряды намечают пассивные континентальные окраины. Океанические комплексы этих окраин предполагаются в пределах Алазейской зоны. Сложные структурные соотношения устанавливаются в верхнепалеозойско-нижнемезозойском (верхоянском) структурном ярусе. Верхоянский комплекс Яно-Колымской складчатой системы характеризует латеральный ряд

пассивной континентальной окраины, сопряженный по зоне Адыча-Тарынского разлома с латеральным рядом Алазейской островной дуги.

Верхнеюрско-неокомовые образования Южно-Анюйской складчатой системы образуют единый островодужный латеральный ряд со среднетриасово-неокомовыми образованиями Олойской зоны.

В пределах складчатых сооружений Северного Приохотья позднепалеозойско-раннемезозойский латеральный ряд включает полный набор структурно-вещественных комплексов, характерных для островной дуги (Удско-Мургальская). В смежных складчато-покровных структурах Корякской системы намечается примерно синхронный латеральный ряд самостоятельной полно развитой островной дуги. Комплексы Удско-Мургальской дуги перекрыты позднемезозойскими образованиями Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса, которые совместно с сопряженными с ним со стороны океана комплексами намечают активную континентальную окраину андийского типа. Палеогеновый латеральный ряд, накладывающийся на складчатые структуры в пределах Корякской системы и на северо-западе Камчатки, намечает новую активную континентальную окраину андийского типа.

Мезозойские комплексы восточной части Монголо-Охотской складчатой системы образуют закономерный латеральный ряд с зонами мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой области, что позволяет наметить активную континентальную окраину кордильерского типа. Палеозойские латеральные ряды еще недостаточно ясны в связи со сложной неоднократной складчатостью и крупными надвиговыми перемещениями. Намечающаяся латеральная зональность палеозойских и позднедокембрийских (?) образований позволяет предполагать пассивные континентальные окраины.

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы и Сахалина устанавливаются единые ряды структурно-вещественных комплексов палеозойско-раннекайнозойского возраста. Сенон-палеогеновый ряд, характеризующий окраину андийского типа, включает Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, преддуговой прогиб Западного Сахалина и мощный аккреционный клин, охватывающий все комплексы Восточного Сахалина, по-видимому, вплоть до интенсивных линейных положительных магнитных аномалий, вытянутых вдоль восточного побережья острова. Он накладывается на альб-сеноманский ряд островодужного типа, включающий полный набор типичных для него тектонических элементов. От восточной окраины Буреинского массива и вкрест простирания Сихотэ-Алинской системы намечаются еще два латеральных ряда: верхнетриасово-неокомовый и средневерхнепалеозойский, сопоставимые с пассивными континентальными окраинами. На юге Сихотэ-Алиня, на границе с Ханкайским массивом, намечается активная континентальная окраина андийского типа позднепермского возраста.

Мезозойские вулкано-плутонические пояса и зоны тектоно-магматической активизации на северо-востоке Азии не автономны. Они принадлежат вполне определенным латеральным рядам структурно-вещественных комплексов и занимают среди них закономерное место. Главные из них находят свои аналоги на современных активных континентальных окраинах определенного типа. Так Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонические пояса обнаруживают много общего по составу слагающих их образований с позднемезозойско-кайнозойским вулкано-плутоническим поясом Анд. Как и Андийский пояс, по направлению к океану они сменяются комплексами преддуговых прогибов и аккреционного клина, что позволяет предполагать и сходную их тектоническую позицию на окраине континента. Пояс мезозойских гранодиоритовых батолитов Станового хребта сопоставляется с батолитовым поясом Северо-Американских Кордильер и связывается с активной континентальной окраиной кордильерского типа. Наряду с вулкано-плутоническими поясами окраинно-континентального типа, связанными с зонами Беньофа, на северо-востоке Азии устанавливаются эпиколлизионные вул-

кано-плутонические пояса. Они возникают сразу же после замыкания геосинклинальных прогибов в результате коллизии ограничивающих их жестких блоков, накладываются на складчатые структуры и обычно ассоциируются с молассами. К этому типу принадлежат меловой Умлекано-Огоджинский пояс Монголо-Охотской системы, пояс меловых вулканитов Олойской зоны, а также, по-видимому, позднеюрский Уяндинско-Ясачненский, расположенный в пределах Момско-Полоусненской системы поднятий.

Четкие закономерности вертикальных последовательностей латеральных рядов, характеризующих континентальные окраины различного типа и островные дуги, отсутствуют. Приконтинентальные комплексы латерального ряда могут накладываться на разнотипные подстилающие образования. Наиболее показательны в этом отношении различные вулканические и вулкано-плутонические пояса, включая и вулканические островные дуги. Они протягиваются иногда на тысячи километров, накладываясь на весьма разнородный фундамент, но при этом сохраняют главные особенности своего состава и строения. Такие соотношения свидетельствуют о существенном изменении тектонического плана и смене полей напряжений, которые предшествовали заложению структур, определяемых новыми латеральными рядами.

Характерные окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса северо-востока Азии — меловой Охотско-Чукотский и сенон-палеогеновый Восточно-Сихотэ-Алинский — располагаются на месте предшествующих им островных дуг, Удско-Мургальской и Сихотэ-Алинской, следуют параллельно им, лишь несколько смещаясь в сторону континента. Такие же соотношения намечаются и в пределах Анд. Вулкано-плутонические пояса этого типа закладываются на консолидированном фундаменте вслед за орогеническими движениями, охватывающими предшествующие им островные дуги. Так, возникновению Охотско-Чукотского пояса предшествовала колымская складчатость Верхояно-Чукотской области, Восточно-Сихотэ-Алинского — предсенонская Сихотэ-Алиня, Андийского — перуанская складчатость Анд. В связи с этим вулкано-плутонические пояса многими исследователями рассматривались в качестве орогенных образований. Основываясь на приведенных примерах, можно было бы думать, что возникновение окраинно-континентальных поясов и фиксируемых ими континентальных окраин андийского типа предопределено предшествующим развитием площади, где они впоследствии формируются. Однако такое представление является ошибочным. Пенжинско-Западно-Камчатский вулкано-плутонический пояс возник вне связи с предшествующими островными дугами, располагаясь резко несогласно на подстилающих уже складчатых образованиях и пересекая различные тектонические зоны Корякской складчатой системы. Связь окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов с предшествующей складчатостью объясняется тем, что при их формировании относительная скорость движения континентальной плиты превышала относительную скорость движения океанической. Это определяет малый угол наклона сопряженных с ними зон Беньофа и особенности состава магматических образований [Зоненшайн и др., 1976]. Условия, необходимые для возникновения и формирования окраинно-континентальных поясов, обусловлены процессами, имевшими место в весьма удаленных от них районах. Заложение Андийского пояса связывается с раскрытием Южной Атлантики, а Охотско-Чукотского — Северной Атлантики и с изменениями в связи с этими процессами кинематики движения литосферных плит.

В ряде случаев выявляется совмещение по вертикали однотипных тектонических комплексов разновозрастных латеральных рядов. Такие соотношения характерны для пассивных континентальных окраин рифейского, вендско-среднепалеозойского и верхнепалеозойско-мезозойского латеральных рядов Яно-Колымской складчатой системы. Пенжинский меловой преддуговой прогиб первого типа, сопряженный с Охотско-Чукотским вулкано-плутоническим поясом, определяющим позднемезозойскую ак-

тивную окраину андийского типа, наследует раннемезозойский преддуговой прогиб Удско-Мургальской островной дуги. Аналогичным образом на западе Сахалина совмещены в едином разрезе комплексы преддуговых прогибов первого типа Сихотэ-Алинской островной дуги позднемезозойского возраста и сенон-палеогеновой андийской континентальной окраины. Такого типа соотношения объясняются общим сохранением региональных полей напряжений в данном районе, несмотря на изменения в глобальной кинематике движений литосферных плит.

Широкое распространение получили представления о вертикальном разрезе геосинклиналей, характеризующемся сменой вулканогенно-кремнистых (спилито-кератофировых) формаций граувакковыми и флишевыми толщами. На этих представлениях основано выделение этапов и стадий развития геосинклиналей. Такая последовательность формаций действительно имеет место, но далеко не во всех складчатых системах. Она может быть намечена в Сихотэ-Алинской, Монголо-Охотской, Корякской складчатых системах, но отсутствует в Яно-Колымской, Чукотской и Алазейско-Олойской. Природа такой последовательности формаций там, где она имеется, оказывается неодинаковой в разных складчатых системах. В Сихотэ-Алинской она отчетливо выражена лишь в нижнемезозойском латеральном ряду, соответствующем пассивной континентальной окраине. В этом ряду смена по вертикали вулканогенно-кремнистых толщ ($T_3 — J_1$) глинисто-граувакковыми ($J — K_1$) устанавливается в Центральном Сихотэ-Алине. На Сахалине юрско-неокомовым глинисто-граувакковым толщам Сихотэ-Алиня синхронны вулканогенно-кремнистые образования. Таким образом, вертикальной формационной зональности здесь соответствует аналогичная латеральная. Определяемые в данном латеральном ряду соотношения формаций обусловлены общим смещением пассивной континентальной окраины в сторону океана. В Корякской складчатой системе наблюдается смена по вертикали комплексов аккреционного клина островодужными вулканогенно-осадочными образованиями и далее граувакковыми и флишевыми толщами преддуговых прогибов. Однако эти комплексы принадлежат различным латеральным рядам. Совмещение их в едином вертикальном разрезе не обусловлено генетическими причинами, а связано с общим смещением активных континентальных окраин в сторону океана.

Выделение и анализ в составе мезозойских складчатых систем северо-востока Азии структурно-вещественных комплексов и их латеральных рядов, характерных для современных континентальных окраин различного типа и островных дуг, выявляют новые или представляющиеся дискуссионными связи между различными системами и выделяемыми в их пределах структурными ярусами, устанавливается отношение к складчатым системам вулкано-плутонических поясов и вообще зон тектоно-магматической активизации. Полученные при этом закономерности могут служить основой для уточнения границ складчатых систем. Выясняется, что сложившиеся представления о мезозойских складчатых системах северо-востока Азии и их границах на основе эмпирически устанавливаемой общности состава слагающих их образований и структуры нуждаются в существенном уточнении. Некоторые складчатые системы, представлявшиеся однородными, оказываются весьма разнородными и включают элементы, принадлежащие другим системам. В наибольшей степени это касается складчатых систем Верхояно-Чукотской области, до недавнего времени представлявшейся однородной и весьма просто устроенной. Так, Яно-Колымская складчатая система включает рифейские, вендско-среднепалеозойские и верхнепалеозойско-нижнемезозойские комплексы пассивных континентальных окраин (бóльшая приплатформенная ее часть до зоны Адыча-Тарынского разлома на северо-востоке), комплексы аккреционного клина (район Иньяли-Дебинского синклинория и Момско-Полоусненской системы поднятий), которые сопрягаются с вулканической островной дугой (Алазейское поднятие), обычно включаемой в состав Алазейско-Олойской складчатой системы или Колымского массива. Нижнемезозойские

комплексы Олойской зоны Алазейско-Олойской складчатой системы оказываются тесно связанными с комплексами Южно-Анюйской.

Проведение тектонического районирования на основе развиваемых в данной работе представлений связано со значительными трудностями, обусловленными, во-первых, тем, что границы и общая тектоническая зональность по различным накладывающимся друг на друга латеральным рядам в общем случае не совпадают (наиболее отчетливо это выражено в Олойской зоне, где мезозойский и палеозойский тектонические планы пересекаются под большим углом); во-вторых, еще недостаточной геологической изученностью многих мезозойских складчатых систем северо-востока Азии.

Мезозойские складчатые системы северо-востока Азии, обычно классифицируемые как эвгеосинклинальные и заключающие офиолиты в качестве обязательного компонента, занимают различную тектоническую позицию относительно Тихого океана. Часть их следует приблизительно параллельно границам Тихого океана, а другие на тысячи километров вдаются в глубь континента в виде лентовидных узких полос, ответвляющихся от периокеанических эвгеосинклинальных систем. Современная структура и характер вторичных тектонических преобразований складчатых систем коррелируются с их тектонической позицией, хотя до складчатости седиментационные тектонические элементы и эволюция тех и других систем имели много общего. Периокеанические системы представляют собой аккреционные складчатые системы, возникшие в результате аккреции (приращения) океанической коры к континенту, а внутриконтинентальные — коллизионные, возникшие путем коллизии (столкновения) ранее сформированных жестких блоков континентальной коры [Natal'in, Parfenov, 1981].

Аккреционные складчатые системы (Корякская, Сихотэ-Алинская) включают практически все элементы современных активных континентальных окраин и островных дуг, в Сихотэ-Алинской системе накладывающихся на латеральные ряды пассивных окраин. В пределах систем разновозрастные латеральные ряды аккреционный клин — преддуговой прогиб первого типа — вулканическая островная дуга — тыловой прогиб или аккреционный клин — преддуговой прогиб первого типа — окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс закономерно сменяют друг друга по вертикали (от островодужного к андийскому). Приокеанические элементы этих латеральных рядов — аккреционные клинья и преддуговые прогибы второго типа — отчетливо смещаются в сторону океана, значительно увеличиваясь в объеме. При этом пространственные связи таких элементов, как вулкано-плутонические пояса различного типа, преддуговые прогибы первого типа и аккреционные клинья, практически не нарушены.

Геологические комплексы окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов дислоцированы слабо, на большей их части вулканиты залегают субгоризонтально. Для вулканических островных дуг характерны брахиформные, реже линейные простые складки. Исключение составляет комплекс вулканической дуги на п-ове Тайгонос, образующий сжатые, местами вплоть до изоклинальных, складки. Повышенная дислоцированность комплекса объясняется существованием в период складчатости жесткого упора со стороны Омолонского массива. Простая складчатость характерна и для преддуговых прогибов первого типа, обычно отделенных от аккреционных клиньев надвигами и взбросами.

Аккреционные клинья, включающие разновозрастные офиолиты, лавсонит-глаукофановые сланцы и эклогиты, более древние, чем вулкано-плутонические пояса и комплексы преддуговых прогибов, имеют ярко выраженное чешуйчато-надвиговое строение. Активность вулкано-плутонических поясов по времени согласуется с деформациями в аккреционных клиньях. Чешуйчато-надвиговая структура аккреционных клиньев с вергентностью в сторону океана часто практически не искажена. Сложные складчатые дислокации, пологие надвиги и шарьяжи характерны для

районов, расположенных с океанической стороны аккреционных клиньев. Такого типа дислокации, установленные в последние годы в Корякском нагорье, обусловлены столкновением с аккреционным клином микроконтинентов различного типа, представленных, в частности, раннемезозойской островной дугой со всеми характерными для нее тектоническими элементами.

Деформационная структура Сихотэ-Алинской складчатой системы в значительной степени определяется крупными левосторонними сдвигами, продольными к ее простиранию и былой окраине континента, которые накладываются и осложняют ее общую аккреционную зональность. Сдвиги развивались в течение длительного времени, смещаясь в сторону океана. Формирование их обусловлено движением океанической плиты примерно параллельно границе континента. По своей тектонической позиции и амплитуде перемещений они сопоставимы с системой разломов Сан-Андреас на западе США, которая рассматривается в качестве системы трансформных разломов и также оказывает существенное влияние на общий стиль складчатых деформаций. Складчатые системы такого типа могут быть названы сдвиговыми аккреционными складчатыми системами.

Коллизионные складчатые системы (Монголо-Охотская и Южно-Анюйская) представлены узкими (местами в несколько десятков километров) зонами, протягивающимися на тысячи километров, образованными структурно-вещественными комплексами того же типа, что и аккреционные системы, но исключительно сложнодислоцированными и местами метаморфизованными в зеленосланцевой и лавсонит-глаукофансланцевой фациях. Характерны регионально развитая сланцеватость, транспозиционные структуры, местами переходящие во вторичную тектоническую полосчатость. Наиболее поздние кливаж и сланцеватость обычно имеют субвертикальное залегание. Наряду с мезозойскими они включают палеозойские и, возможно, позднедокембрийские образования.

В коллизионных складчатых системах устанавливаются тектонические элементы, характерные для современных континентальных окраин различного типа и островных дуг. Вулканические и плутонические пояса, связанные с развитием палеозон Беньофа, обычно накладываются на жесткое основание обрамляющих блоков, выходя далеко за пределы зон повышенной дислоцированности. Аккреционные клинья и комплексы преддуговых прогибов пространственно совпадают с зонами значительных деформаций, а их прежние структурные связи, как правило, нарушены.

С коллизионными системами сопряжены значительные деформации краевых частей жестких сиалических блоков, которые местами прослеживаются на сотни километров от систем (s. str.). Такие деформации отчетливо выражены к северу от Монголо-Охотской системы, в пределах Алдано-Становой области, мощными воздыманиями Станового поднятия, надвигами и складчатостью вдоль южных окраин Южно-Алданских впадин. С коллизионными системами сопряжены эпиколлизионные вулканоплутонические пояса, протягивающиеся на сотни километров, которые перекрывают как уже складчатые комплексы систем (s. str.), так и окраины смежных жестких блоков, и обычно ассоциируются с молассами. Они образуются на заключительных этапах коллизии в обстановке кратковременного растяжения, возникающей как реакция на длительно существовавшее до этого сжатие. Скачкообразное смещение фронта магматизма, возможно, связано с резким погружением в мантию последних порций океанической коры.

К другому типу коллизионных складчатых систем относится Яно-Колымская, характеризующаяся значительной шириной, изменчивыми простираниями и преимущественным распространением мощных амагматичных толщ. Образование этой системы связано с коллизией Восточно-Сибирского раннедокембрийского сиалического мегаблока и полно развитой по его периферии пассивной континентальной окраины с Алазейской островной дугой. Особенностью системы является ступенчатое омоложение

возраста складчатости и надвигов по направлению к платформе, что отражает различные этапы коллизии. Возможным аналогом эпиколлизионных вулкано-плутонических поясов являются Уяндинско-Ясачненский вулканический пояс и пояс гранитных батолитов, сформированные после первого этапа коллизии конца среднеюрского времени и испытавшие складчатые деформации в процессе продолжающейся коллизии.

Зоны столкновения пассивных континентальных окраин с островными дугами известны в современной геодинамической обстановке. Примером их является столкновение северной окраины Австралии с дугой Банда [Bowin e. a., 1980]. Известны кайнозойские складчатые сооружения, возникшие в результате такой коллизии,— складчатые сооружения Тайваня и Лузона, сформированные в миоцене в результате столкновения Азиатского континента с дугой Лузон [Bowin e. a., 1978], кайнозойские складчатые сооружения северо-восточной окраины Новой Гвинеи [Gohnson, Jaques, 1980]. Позднемезозойские складчатые сооружения аналогичного типа устанавливаются в пределах Венесуэлы [Maresch, 1974]. Сравнительный анализ этих разновозрастных, но однотипных по своему происхождению складчатых сооружений представляет самостоятельную задачу дальнейших тектонических исследований.

Детальные структурные исследования в большинстве мезозойских складчатых систем северо-востока Азии вскрыли сложность складчатых деформаций, в том числе в районах, которые представлялись до этого весьма просто устроенными (например, Адычанский антиклинорий Яно-Колымской складчатой системы). Сложные складчатые дислокации, характеризующиеся широким распространением повторной складчатости, установлены в мезозойских толщах Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской, Яно-Колымской, Южно-Анюйской складчатых систем и на востоке Сахалина. Во всех устанавливается определяющая роль крупных пологих надвигов, местами шарьяжей и сдвигов.

Формирование деформационной структуры мезозойских складчатых систем происходило в течение длительного времени и было многоэтапным. Наиболее ранние эпизоды складчатости имели место еще в период геосинклинального осадконакопления. Они относятся ко времени формирования аккреционных клиньев активных континентальных окраин и островных дуг, сопровождаются образованием чешуйчатых надвигов. Более поздние эпизоды складчатости связаны с коллизией различного типа жестких тектонических блоков. Столкновение крупных континентальных масс, основу которых составляют раннедокембрийские сиалические мегаблоки, приводит к образованию типичных коллизионных складчатых систем — Монголо-Охотской и Южно-Анюйской; столкновение Восточно-Сибирского мегаблока и развитой на нем пассивной континентальной окраины с островной дугой — к образованию Яно-Колымской складчатой системы. Формирование пологих надвигов и шарьяжей в Корякии связано с причленением к аккреционному клину Удско-Мургальской дуги микроконтинентов типа островных дуг. Замыкание тылового прогиба Удско-Мургальской дуги и складчатость выполняющих его отложений обусловлены общим движением Восточно-Сибирского мегаблока по направлению к вулканической дуге и общим их столкновением. При этом отдельные жесткие блоки ведут себя достаточно независимо и оказывают отчетливое влияние на складчатость сопряженных с ними зон, в особенности тех, которые располагаются перед их фронтом. Так Омолонский массив оказывает отчетливое воздействие на складчатость Гижигинской зоны и отрезка Удско-Мургальской вулканической дуги на п-ове Тайгонос.

ГЛАВА 10

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И КИНЕМАТИКА ДВИЖЕНИЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Восстановить более или менее целостную картину тектонической эволюции северо-востока Азии на основе определения прежних границ литосферных плит и кинематики их взаимных перемещений можно начиная с раннего мезозоя. Данные о палеозойских и тем более докембрийских границах литосферных плит и континентальных окраинах весьма отрывочные. Здесь удается проследить только фрагменты континентальных окраин этого возраста. К обсуждению данных мы вернемся после рассмотрения мезозойской и кайнозойской историй.

МЕЗОЗОЙ

Наиболее значительные события в мезозое на северо-востоке Азии имели место в конце неокома, когда самостоятельные до этого времени Восточно-Сибирский, Чукотский и Буреинско-Ханкайский древние сиалические мегаблоки спаялись в единую континентальную массу и определилась граница континента, близкая современной. Для раннего мезозоя устанавливается ряд континентальных блоков, разделенных бассейнами с океанической корой. Наиболее крупным является Восточно-Сибирский мегаблок, включающий Сибирскую платформу, причленившиеся к ней докембрийские и палеозойские складчатые системы юга Сибири, а также бóльшую часть Яно-Колымской миогеосинклинальной системы, Охотский и, возможно, Омолонский срединные массивы (рис. 60). В палеотектоническом отношении этот мегаблок соответствует континенту, который протягивается далеко на запад, вплоть до побережья Северной Атлантики.

Юго-восточная граница континента определяется Удско-Мургальской островной дугой, в составе которой устанавливаются все характерные для островных дуг тектонические элементы. Приокеанические тектонические элементы, включающие аккреционный клин и преддуговые прогибы различного типа, прослеживаются здесь лишь в пределах Корякской складчатой системы. Однако их следует предполагать вдоль всей юго-восточной окраины континента, в частности, под северными районами Охотского моря, поскольку они вновь устанавливаются в составе Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы. Удско-Мургальская островная дуга существовала уже в позднем палеозое, функционировала в течение триаса и юры и сохранила активность на отдельных участках вплоть до конца неокома. Вдоль северной окраины континента, в районе Олойской зоны и Южно-Анюйской складчатой системы, намечается островная дуга, заложение которой, возможно, относится к концу среднего — началу позднего триаса. Эта окраина Восточно-Сибирского континента была осложнена еще одной островной дугой — Алазейской, под которую происходил поддвиг океанической литосферы со стороны континента. Южная окраина континента определяется поясом мезозойских гранодиоритовых батолитов Станового хребта, который намечает активную континентальную окраину кордильерского типа. Приокеанические тектонические элементы этой окраины континента (преддуговые прогибы и аккреционный клин) располагаются в пределах Монголо-Охотской складчатой системы.

Менее крупные древние сиалические массы — Чукотский и Буреинско-Ханкайский мегаблоки — выступают в качестве микроконтинентов. Южная граница Чукотского микроконтинента, охватывающего также северные районы Аляски, на большем своем протяжении имеет характер

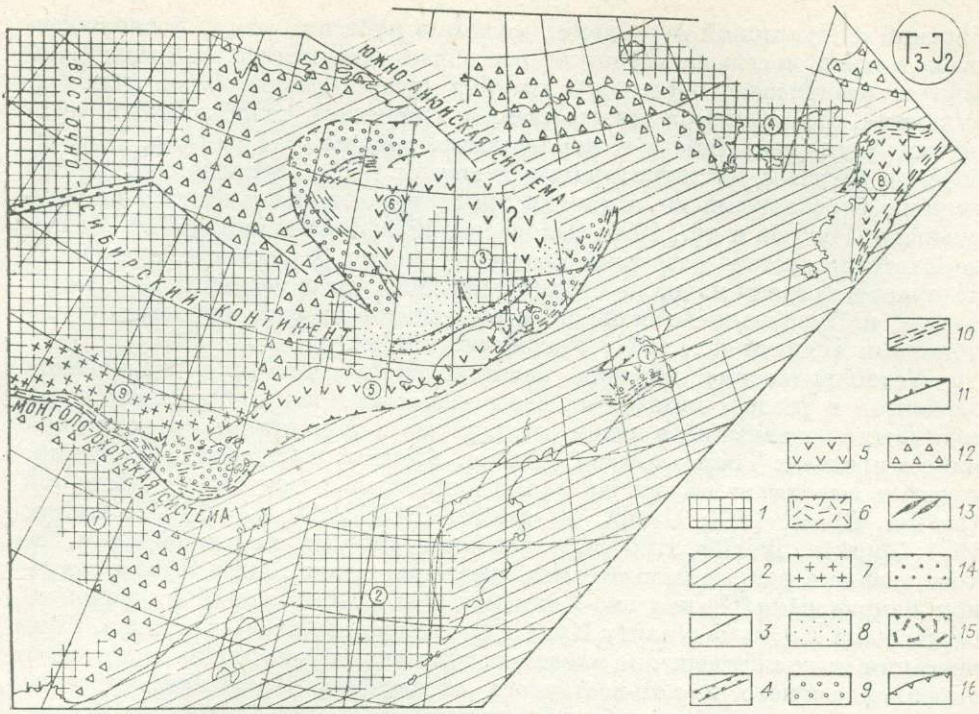


Рис. 60. Палеотектоническая схема позднетриасово-среднеюрского времени.

1 — континент и микроконтиненты; *2* — океан и бассейны с корой океанического типа; *3* —трансформные разломы; *4* — рифтовые зоны; *5* — вулканические дуги; *6, 7* — пояса: *6* — окраинно-континентальные вулкано-плутонические, *7* — гранодиоритовых батолитов; *8, 9* — прогибы: *8* — тыловые, *9* — преддуговые; *10* — аккреционные клинья; *11* — положение палеозон Беньофа; *12* — пассивные континентальные окраины; *13* — меловые складчатые зоны; *14* — краевые и межгорные прогибы, тыловые прогибы окраин кордильерского типа; *15*— эпиколлизионные вулкано-плутонические пояса; *16* — надвиги.

Цифры в кружках: 1—4 — микроконтиненты (1 — Буреинско-Ханкайский, 2 — Охотоморский, 3 — Омолонский, *4* — Чукотский); 5—8 — вулканические дуги (5—Удско-Мургальская, 6—Алазейская, **7** — Кэнкэрэн, 8 — Юкон-Коюкук); 9 — Становой пояс гранодиоритовых батолитов.

пассивной континентальной окраины, за исключением участка, представленного Нутесынской островной дугой. Северная и восточная границы Буреинско-Ханкайского мегаблока, прослеживающиеся в пределах территории СССР, также представлены пассивными континентальными окраинами. В центральной части Охотского моря предполагается существование Охотоморского микроконтинента аналогичного типа.

Восточно-Сибирский континент отделяется от микроконтинентов бассейнами с корой океанического типа, которая устанавливается в большинстве районов в виде офиолитов, входящих в состав аккреционных клиньев. Ширина Южно-Анюйского и Монголо-Охотского бассейнов оценивается весьма приблизительно на основе ограниченных палеомагнитных данных. Согласно сделанной ранее оценке [Parfenov e. a., 1978],ширина Монголо-Охотского бассейна пермского периода составляет 1500 — 2000 км, весьма значительной является и ширина Южно-Анюйского бассейна юрского периода. Показанные на палеотектонической схеме зияния в районах с океанической корой не основываются на каких-либо расчетных данных, а имеют цель подчеркнуть, что ширина бассейнов превышает поперечные размеры сформированных позднее на их месте складчатых зон.

С Южно-Анюйской и Монголо-Охотской складчатыми системами, как отмечалось ранее [Парфенов и др., 1981], совпадают границы палеозоогеологических поясов на северо-востоке Азии, и, следовательно, здесь нельзя не допускать значительного сокращения ширины бассейнов, существовавших на месте складчатых систем. Особенно четко это видно на примере позднего палеозоя (в частности, среднего — позднего карбона), когда климатическая дифференциация фаун была проявлена достаточно контрастно. Южно-Анюйская система, разграничивающая Восточно-Си-

бирский и Чукотский мегаблоки, является рубежом между расположенными к северу и северо-востоку от нее областями распространения комплексов органических остатков, в которых существенную роль играют фузулиниды, считающиеся неотъемлемым элементом теплолюбивых тетических фаун (мыс Кибера и прилегающие районы о. Врангеля, Новосибирские острова), и территориями к югу от нее, характеризующимися типично бореальными комплексами брахиопод и полным отсутствием фузулинид [Рогозов и др., 1970; Соловьева, 1975; Устрицкий, 1971]. Монголо-Охотская система разделяет Восточно-Сибирский мегаблок, в пределах которого в позднем палеозое были распространены бореальные комплексы фауны, и Буреинско-Ханкайский с обильными и разнообразными фузулинидами [Решения..., 1971; Устрицкий, 1971].

Устанавливаемая картина распределения главных тектонических элементов в раннем мезозое на северо-востоке Азии и кинематика их взаимных перемещений в целом согласуются с движениями океанических плит в пределах Тихого океана, Тетиса, Арктики и Северной Атлантики, которые выводятся на основе анализа полосовых магнитных аномалий [Larson, Chase, 1972; Uyeda, Miyashiro, 1974; Hilde e. a., 1977; Irving, 1977; Churkin, Trexler, 1980]. Согласно этим данным, в смежной части Тихого океана в раннем мезозое имело место движение плиты Кула в северном направлении. Буреинско-Ханкайский и Охотоморский микроконтиненты были «впаяны» в плиту Кула и перемещались с ней совместно. Компенсация этого перемещения океанической плиты происходила в активных окраинах южного и юго-восточного обрамления Восточно-Сибирского континента и островных дуг, которые устанавливаются в составе Корякской складчатой системы и через шельф Берингова моря, по-видимому, протягиваются в провинцию Юкон-Коюкук Центральной Аляски. Поэтому нельзя согласиться с интерпретацией, согласно которой плита Кула протягивается в пределах Арктического бассейна [Churkin, Trexler, 1980]. В связи с раскрытием Северной Атлантики континентальные массы в обрамлении Арктики приобретают движение, направленное на закрытие бассейнов, существовавших на месте Южно-Анюйской складчатой системы и в районе Иньяли-Дебинского синклинория: Восточно-Сибирский континент совместно с Европой движется вокруг Арктики в восточном направлении, Северная Америка совместно с Чукотским микроконтинентом перемещаются вокруг Арктики в западном.

Раннемезозойская складчатость обусловлена взаимным сближением и коллизией древних сиалических блоков с раздавливанием накопленных между ними и на их склонах отложений. Наиболее ранние эпизоды складчатости, отмечаемые, в частности, в позднем триасе Иньяли-Дебинского синклинория, имели место еще до начала коллизии и связаны с развитием аккреционного клина. Вероятно, такую же природу имеют наиболее ранние складки в Монголо-Охотской и Южно-Анюйской складчатых системах — всюду изоклинальные и связанные с надвигами. К сожалению, данные о возрасте этих дислокаций отсутствуют.

Первоначально имела место коллизия между Восточно-Сибирским мегаблоком и Алазейской островной дугой (рис. 61). Она фиксируется угловым несогласием в подошве среднепозднеюрских образований Уяндинско-Ясачненского вулканического пояса Момско-Полоусненской системы поднятий. К поздней юре относится столкновение Восточно-Сибирского мегаблока с Буреинско-Ханкайским. Наиболее поздним является закрытие бассейна, существовавшего на месте Южно-Анюйской складчатой системы. Оно датируется поздним неокомом и является результатом коллизии Восточно-Сибирского мегаблока (после причленения к нему Алазейской дуги) с Чукотским.

Изучение наложенной складчатости в пределах Яно-Колымской складчатой системы свидетельствует о прерывистом движении Восточно-Сибирского мегаблока к востоку с последовательным причленением к аккреционному клину сначала восточных, а затем все более западных ее участков. В результате этого процесса складчатость и надвиги здесь омо-

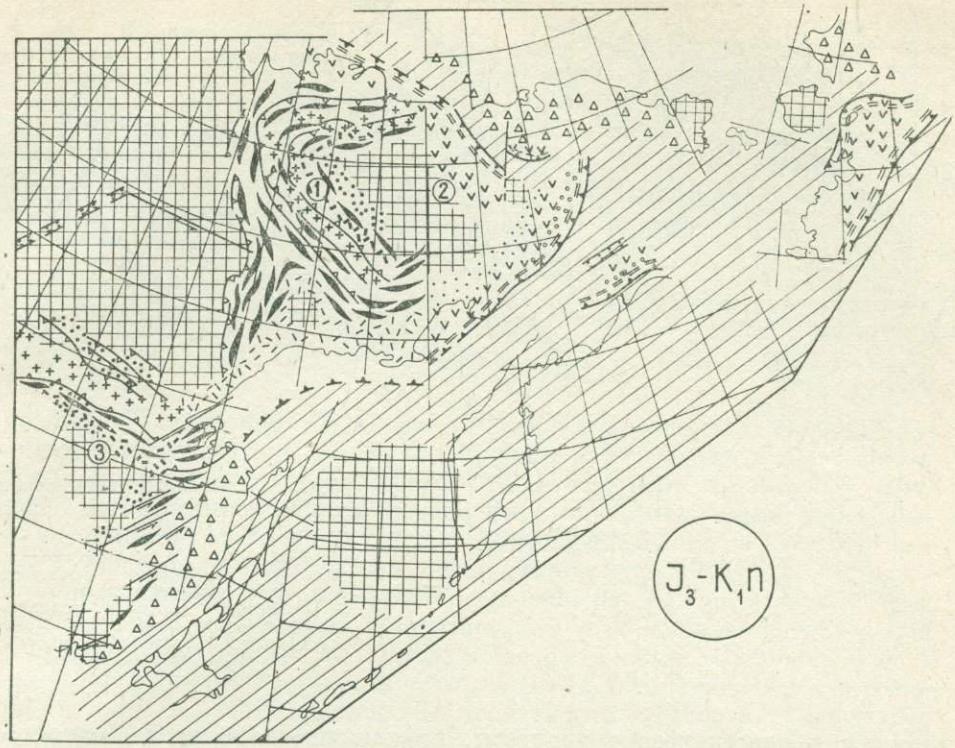


Рис. 61. Палеотектоническая схема позднеюрско-неокомового времени

Усл. обозн. см. на рис. 60.

Цифры в кружках: 1 — Уяндинско-Ясачненский пояс, 2 — Колымо-Омолонский массив, 3— Умлекано-Огоджинский пояс.

лаживаются в западном направлении, а складчатость и надвиги на границе системы с Предверхоянским краевым прогибом примерно синхронны с коллизией в районе Южно-Анюйской складчатой системы. Многие детали кинематики литосферных блоков в период коллизии на северо-востоке Азии остаются неясными без дополнительной информации. Несомненно, что процесс коллизии был здесь достаточно длительным и неодновременным в разных районах. В результате в пределах казалось бы достаточно однородных складчатых систем, например Яно-Колымской, возраст складчатости закономерно изменяется от одного района к другому, возникают зоны со сложной повторной складчатостью (Адычанский антиклинорий).

В период коллизии раннедокембрийские сиалические мегаблоки не представляли собой единых жестких масс. Как было показано ранее [Парфенов и др., 1981], в тылу Монголо-Охотской активной континентальной окраины по системам субширотных (относительно современных географических координат) сдвигов имело место смещение Лено-Алданского блока к востоку по отношению к большей северной части Восточно-Сибирского мегаблока. С этим движением связывается поддвиг раннедокембрийской плиты под Сетте-Дабанский антиклинорий, возникновение протяженной (около 800 км) Сетте-Дабанской системы чешуйчатых надвигов и взбросов и, по-видимому, ранняя (преднеокомовая) складчатость Южного Верхоянья по сравнению с северовержоянскими районами.

В конце неокома северо-восточная окраина Азиатского континента приобретает очертания, близкие к современным (рис. 62). В северной, большей, своей части эта окраина вновь сформированного континента определяется Охотско-Чукотским вулкано-плутоническим поясом, маркирующим активную континентальную окраину андийского типа. Пояс следует параллельно Удско-Мургальской дуге, внешним (юго-восточным) своим краем частично перекрывая ее, а внутренним — несогласно налегая на разнородные тектонические элементы. Заложению пояса пред-

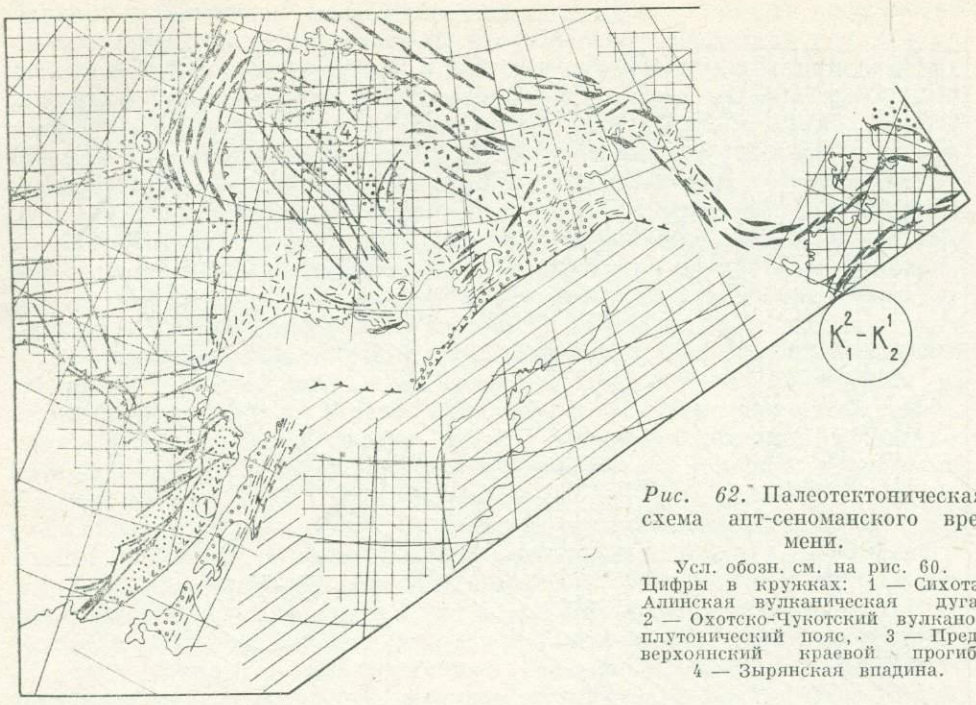


Рис. 62. Палеотектоническая схема апт-сеноманского времени.

Усл. обозн. см. на рис. 60. Цифры в кружках: 1 — Сихотэ-Алинская вулканическая дуга, 2 — Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс, 3 — Предверхоянский краевой прогиб, 4 — Зырянская впадина.

шествовали орогенические процессы, проявившиеся во всей Верхояно-Чукотской области. Возраст складчатости в различных зонах Верхояно-Чукотской области в целом коррелируется с временем заложения различных сегментов пояса. Так Ульинский прогиб пояса, заложенный в неокоме, сопрягается с Южно-Верхоянским синклинорием со складчатостью преднеокомового возраста. Анадырский сегмент пояса, возраст нижних горизонтов которого датируется альбом, соседствует с Южно-Анюйской складчатой системой, замкнувшейся лишь в конце неокома. Приокеанические тектонические элементы этой активной континентальной окраины (аккреционный клин и преддуговые прогибы), как показывает изучение западных районов Корякской складчатой системы, совпадают с таковыми Удско-Мургальской дуги. Происходит расширение аккреционного клина в результате складчатости и продвижения его в сторону океана. Увеличиваются, расширяются преддуговые прогибы. На юге Дальнего Востока Азиатский континент в конце раннего — начале позднего мела окаймляется островной дугой, протягивающейся в долготном направлении на востоке Сихотэ-Алиня и сформированной на месте прежней пассивной континентальной окраины.

Кинематика движения литосферных блоков, которая следует из наблюдаемых геологических структурных соотношений, в целом согласуется с перемещениями плит в смежной части Тихого океана, реконструируемых по полосовым магнитным аномалиям. После столкновения Буреинско-Ханкайского микроконтинента с Восточно-Сибирским континентом, приведшего к формированию складчатой зоны в восточной части Монголо-Охотской системы, Охотоморский мегаблок продолжает перемещение к северу по направлению к Охотско-Чукотскому поясу. Такое перемещение согласуется с движением океанической плиты Кула [Larson, Chase, 1972; Hilde e. a., 1977]. Субдолготные левосторонние сдвиги Сихотэ-Алиня, амплитуда перемещения по которым оценивается до 200 км, являются трансформными разломами, которые возникли после того, как Буреинско-Ханкайский микроконтинент причленился к Восточно-Сибирскому и прекратил свое движение. Возраст этих сдвигов последовательно омолаживается по направлению к океану, что согласуется с общим смещением прогибов и складчатости в этом же направлении. Восточная окраина

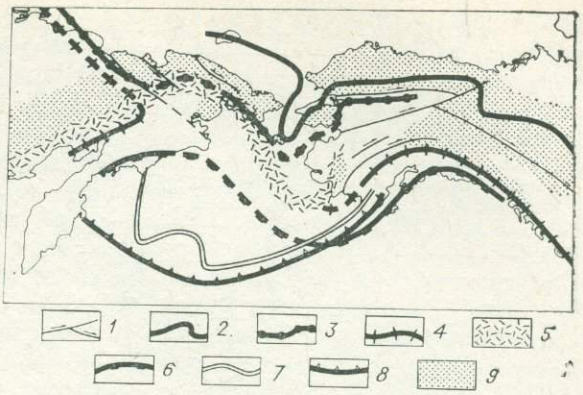


Рис. 63. Беринговоморская ороклиналь [Тектоническое районирование ..., 1979].

1 — сдвиги; *2* — зона палеозойской складчатости; *3* — раннемезозойские эвгеосинклинальные складчатые системы; *4* — мезозойские вулканические дуги; *5* — Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс и его возможное продолжение на Аляску; *6* — позднемезозойские эвгеосинклинальные складчатые системы; *7*, *8* — вулканические дуги: *7* — палеогеновая, *8* — неогеновая; *9* — мезозойские континенты и микроконтиненты.

Буреинско-Ханкайского мегаблока на большем протяжении мезозоя была пассивной континентальной окраиной, лишь в апте формируется Сихотэ-Алинская островная дуга, слабая развитость которой, по-видимому, обусловлена поддвиганием под нее океанической плиты под острым углом. Косое поддвигание обусловило продолжение перемещений по Сихотэ-Алинским сдвигам, оставшимся в тылу активной окраины [Fitch, 1972].

Образованный в конце неокома континент не представлял собой жесткой монолитной глыбы. В его пределах устанавливаются не только значительные разрывные, но и складчатые деформации. Наиболее существенные складчатые деформации этого возраста устанавливаются в северной его части, в районе сопряжения Азиатского континента с Северо-Американским, которые в позднем мезозое составляют единое целое. В связи с продолжающимся раскрытием Северной Атлантики закрытие бассейна на месте Южно-Анюйской складчатой системы не привело к снятию напряжений в этом районе. Общее движение масс по периферии Северного Ледовитого океана сохраняется прежним. На продолжающееся сжатие консолидированные разновозрастные складчатые системы реагируют примерно одинаково, путем образования гигантских горизонтальных изгибов (до 1000 км в поперечнике), получивших название ороклиналей. На востоке Аляски выделяется Аляскинская ороклиналь [Ostenso, Wold, 1973; Patton, Tailеur, 1977], а в северной части Берингова моря — Беринговоморская [Натальин, Парфенов, 1976; Тектоническое районирование..., 1979]. Грандиозное изгибание испытывают как мезозойские, так и палеозойские складчатые системы (рис. 63). Складчатые деформации сопровождаются крупными сдвигами, которые примерно параллельны крыльям ороклиналей. На Аляске — это правые сдвиги (Калтаг, Айдитарод — Никсон Фок, Денали и др.), амплитуды перемещений по которым с позднего мела и доныне оцениваются в десятки и сотни километров [Patton, Hoare, 1968; Lathram, 1972], на Чукотке — левые сдвиги [Сутыгин, Тибилов, 1969]. Учитывая симметричное расположение чукотских разломов относительно аляскинских и их одинаковую природу, следует предполагать, что и по ним должны существовать столь же значительные горизонтальные перемещения.

КАЙНОЗОЙ

Столкновение Охотоморского микроконтинента с Восточно-Сибирским континентом в конце мелового периода привело к заклиниванию зоны Беньофа Охотско-Чукотского пояса и прекращению магматической активности. Это вызвало существенную перестройку системы активных континентальных окраин и островных дуг на северо-востоке Азии. В конце мела — начале палеогена возникает новая сейсмофокальная зона, сдвинутая к востоку местами на весьма значительное расстояние относительно прежней ее позиции (рис. 64). Граница Азиатского континента на всем протя-

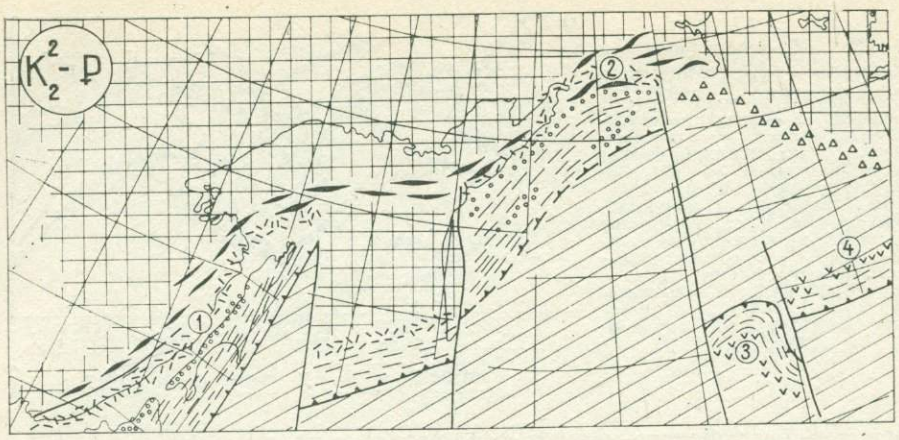


Рис. 64. Палеотектоническая схема сенон-палеогенового времени.

Усл. обозн. см. на рис. 60.

Цифры в кружках: 1 — Восточно-Сихотэ-Алинский и 2 — Пенжинско-Западно-Камчатский пояса, 3 — дуга Бауэрса и 4 — Алеутская.

жении рассматриваемого района сходна с андийской. Положение ее определяется вулкано-плутоническими поясами — Пенжинско-Западно-Камчатским [Филатова, 1979] на севере, который, по-видимому, продолжается в район подводной возвышенности Академии наук СССР (Охотское море), и Восточно-Сихотэ-Алинским на юге, который несогласно накладывается на предшествовавшую ему вулканическую островную дугу.

В неогене граница континента определяется островными дугами (рис. 65). В пределах Курильских островов неогеновые островные дуги совпадают с современными, но иногда такое совпадение отсутствует. Северным продолжением неогеновой Курильско-Камчатской дуги является, как это было впервые обосновано Г. М. Власовым и др. [1963], вулканический пояс Срединного хребта Камчатки, протягивающийся, согласно геолого-съемочным данным последних лет, вплоть до Олюторского района. От курильского отрезка дуги этот пояс отделяется трансформным разломом, существовавшим на месте Петропавловской поперечной зоны.

В качестве вулканической островной дуги ранее мы рассматривали пояс миоценовых вулканитов Западного Сахалина, который через остро-

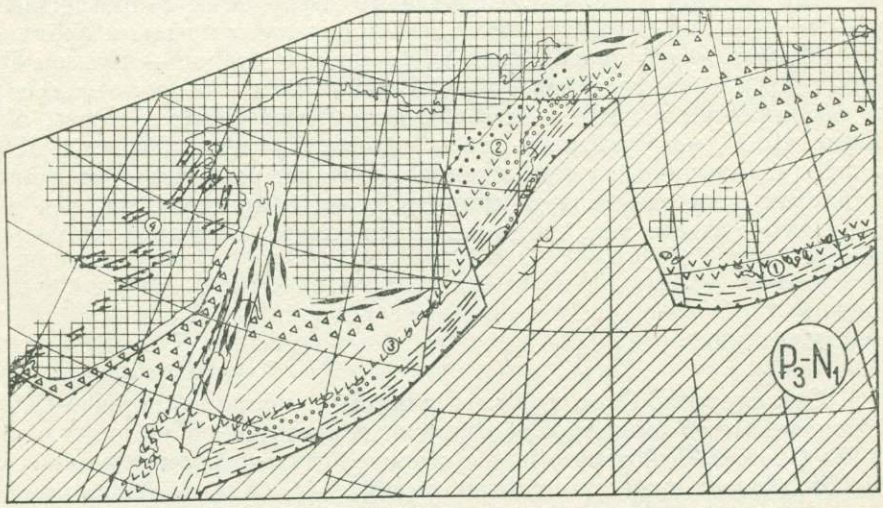


Рис. 65. Палеотектоническая схема олигоцен-миоценового времени.

Усл. обозн. см. на рис. 60.

Цифры в кружках: 1 — Алеутская, 2 — Центрально-Камчатская и 3 — Курильская дуги, 4 — Уссурийско-Нижнеамурская система впадин.

ва Монерон, Ребун и Рисири протягивается на запад Хоккайдо на стык с миоценовой дугой северо-восточного Хонсю [Тектоническое районирование..., 1979; Парфенов и др., 1981]. Вулканиты представлены андезитами, андезито-базальтами и высокоглиноземистыми толеитами, которые по петрохимическому составу сходны с аналогичными образованиями Большой Курильской гряды [Семенов, 1975]. О структурной самостоятельности разрозненных сравнительно небольших выходов вулканитов вдоль западной окраины Сахалина свидетельствует приуроченность их к единой линейной положительной гравитационной аномалии [Павлов, Парфенов, 1974]. В качестве комплекса тылового прогиба этой дуги рассматривались неогеновые граувакково-глинистые толщи Западного Сахалина. Выход палеозоны Беньофа предполагался в районе Татарского пролива и восточного побережья Японского моря. Однако такой трактовке противоречит отсутствие отчетливо выраженного аккреционного клина. Поперечные размеры Татарского пролива слишком малы, чтобы можно было предполагать существование здесь аккреционного клина, даже погребенного под позднекайнозойскими отложениями. В связи с этим предпочтительней объяснение миоценового вулканизма на западе Сахалина как остаточного, обусловленного магматическими очагами Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Смещение вулканизма к востоку относительно пояса вызвано раздвигом при заложении Японского моря и Татарского пролива, в результате которого магматические очаги были смещены в восточном направлении. Вывод о формировании Японского моря и Татарского пролива в результате раздвига подкрепляется геологическими и палеомагнитными данными [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенев, 1972; Kobayashi, 1956; Yaskawa, 1975].

Обстановка растяжения, совпадающая по времени с формированием Японского моря и Татарского пролива, отчетливо проявилась на юге континентальных районов Дальнего Востока, где устанавливается Уссурийско-Нижнеамурская система рифтоподобных впадин, сопровождающихся щелочно-базальтовым вулканизмом миоценового и плиоцен-раннечетвертичного возраста.

В конце плиоцена граница континента приобрела современные очертания. Полностью сформировалась Курильско-Камчатская островная дуга — одна из наиболее развитых в обрамлении Тихого океана. В ее составе по направлению от континента к океану выделяются тыловой прогиб (Южно-Охотская котловина), вулканическая дуга (Большая гряда Курильских островов, продолжающаяся на Камчатку в виде Восточного вулканического пояса), преддуговой прогиб первого типа (прогиб между Большой и Малой грядами Курильских островов), внешняя невулканическая дуга или аккреционный клин (Малая гряда Курильских островов и подводный хр. Витязя) с развитыми на нем осадочными террасами (преддуговые прогибы второго типа) и глубоководный желоб.

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ И ПАЛЕОЗОЙ

Несмотря на скудность данных, в ряде районов удается наметить латеральные ряды (обычно неполные) палеозойских и даже позднедокембрийских структурно-вещественных комплексов, характеризующие активные и пассивные континентальные окраины. Примером их являются верхнедокембрийский и нижнесреднепалеозойский латеральные ряды Яно-Колымской складчатой системы, намечающие пассивные континентальные окраины, а также палеозойский латеральный ряд аналогичного типа Сихотэ-Алинской складчатой системы, позднепермский ряд на востоке Ханкайского массива, сходный с латеральными рядами активных континентальных окраин андийского типа. Предполагается существование пассивной континентальной окраины в палеозое вдоль северной окраины Монголо-Охотской складчатой системы. При анализе соотношений этих древ-

них границ с мезозойскими границами континентальных блоков устанавливается их параллельность и даже пространственное совпадение. Комплексы мезозойских континентальных окраин в ряде районов наряду с мезозойскими включают позднепалеозойские образования. Это устанавливается в Удско-Мургальской дуге, включающей позднепермские, а возможно, и более древние образования, и Яно-Колымской складчатой системе, мезозойские отложения которой образуют единый комплекс с верхнепалеозойскими (вплоть до визейских) отложениями. Несомненно обособление срединных массивов от обрамляющих их складчатых систем уже с позднего докембрия. Такие соотношения указывают, что мезозойский тектонический план во многом унаследован с палеозоя и даже с позднего докембрия, при этом тектонические процессы того времени на северо-востоке Азии не отличались принципиально от таковых в мезозое и кайнозое. Вместе с тем в Олойской зоне мезозойский и палеозойский тектонические планы резко не совпадают, пересекаясь под большим углом. Петрохимическая зональность среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива, которая устанавливается по данным П. П. Лычагина [1978], срезается его ограничениями, определившимися в позднем палеозое — мезозое. Эти соотношения указывают на значительные тектонические перестройки и существенное изменение кинематики движений литосферных блоков в данном районе. При оценке их следует иметь в виду, что не менее крупные перестройки имели место на северо-востоке Азии в мезозое и кайнозое.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое определялась общим наращиванием континента, увеличением его размеров. При этом были существенны два процесса: смещение континентальных окраин и островных дуг в сторону океана и переработка таким образом океанической коры в континентальную; слияние раннедокембрийских сиалических мегаблоков и причленение к ним более мелких сиалических блоков различного возраста (вплоть до архейских), типа и размеров. Оценивая значение этих процессов, следует обратить внимание на то, что ширина эвгеосинклинальных зон, расположенных между ложем Тихого океана и выступающими на поверхность или погруженными древними сиалическими блоками, составляет всего 400 км в районе п-ова Тайгонос и северного окончания п-ова Камчатка и достигает максимальной величины около 1000 км в районе Сихотэ-Алиня и Южных Курил. Эти величины не характеризуют приращение континентальной коры в течение фанерозоя в результате переработки океанической коры в континентальную, так как в составе этих зон значительную площадь занимают чужеродные включения типа погруженного блока древних метаморфических пород в Центральном Сихотэ-Алине (25 тыс. км^2). В более чистом виде величину приращения континентальной коры характеризует ширина Монголо-Охотской складчатой системы в пределах Тукурингра-Джагдинского сегмента, расположенного между раннедокембрийскими блоками. Ширина этой зоны составляет первые десятки километров, но здесь возможны крупные надвиговые перекрытия (не более 100—150 км). На Камчатке ширина восточной ее зоны с офиолитами между выступом докембрийских метаморфических пород и осью глубоководного желоба составляет около 300 км. Таким образом, ширина зон, которые могут рассматриваться как возникшие в результате переработки океанической коры в континентальную, весьма небольшая по сравнению с поперечными размерами древних сиалических блоков (с учетом их погруженных краев), которые измеряются тысячами километров.

Смещение активных континентальных окраин и островных дуг в сторону океана носило прерывистый характер и сопровождалось резкой сменой полей напряжений с изменением кинематики движения литосферных блоков. Существенное значение имело заклинивание зон Беньофа древни-

ми сиалическими мегаблоками. Прерывистость выражается в том, что смещение активных континентальных окраин и островных дуг в сторону океана происходило не путем постепенного их «накатывания», а скачкообразным перемещением на новую позицию. В результате в тылу островной дуги местами оказываются «отшнурованные» участки океанического ложа. В связи с изменением полей напряжения вновь образующиеся островные дуги располагаются косо по отношению к более древним структурам и в различных своих частях (по простиранию) обычно имеют различный фундамент.

Ряд признаков свидетельствует о закономерном возникновении окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов и, следовательно, окраин андийского типа на месте прежней островной дуги. Вулкано-плутонические пояса перекрывают островодужные комплексы, лишь несколько смещаясь в сторону континента. Заложение поясов происходило на консолидированном фундаменте вслед за орогеническими движениями, охватывавшими тыловые прогибы предшествующих им островных дуг. Возникновению Охотско-Чукотского пояса предшествовала колымская складчатость Верхояно-Чукотской области, Восточно-Сихотэ-Алинского пояса — сенонская складчатость Сихотэ-Алиня. Эти особенности свидетельствуют о значительной тектонической активности континентальной плиты, превышающей активность погружавшейся под нее океанической.

Процессам деструкции — разрушения континентальной коры в результате ее растяжения до полного разрыва и новообразования океанической коры, которые принято называть рифтогенезом, в ряде современных палеотектонических реконструкций северо-востока Азии отводится если не определяющее, то равное с конструктивными процессами значение [Тектоника континентальных окраин..., 1980]. Процессы рифтогенеза проявляются преимущественно на ранних этапах эволюции складчатых систем. Поэтому рифтовые комплексы большей частью оказываются погребенными под более молодыми отложениями другого типа, первичные структуры рифтовых зон не сохраняются, они существенно видоизменяются уже на этапе, который принято называть геосинклинальным (s. str.), и перерабатываются в процессе складчатости.

Намечаются эпохи растяжения, более или менее синхронные на большей части рассматриваемой территории. Таковыми являются девонская и триасовая эпохи, следы которых обнаруживаются почти во всех регионах и которые отчетливо проявлены на Сибирской платформе. В противоположность эпохам преобладающего растяжения намечаются эпохи преобладающего латерального сжатия, фиксирующиеся складчатостью, которые также примерно синхронны на огромных пространствах северо-востока Азии. К эпохам преобладающего сжатия относятся позднеюрско-неокомовая, соответствующая раннемезозойской складчатости, сенонская, соответствующая позднемезозойской складчатости. Возможно, существовали и другие более древние эпохи, проследить которые в разрезах мезозойских складчатых сооружений в настоящее время пока не представляется возможным. В пределах Сетте-Дабанского антиклинория В. А. Ян-жиншин [1981] отмечает проявление поднятий и складчатости, которые по времени соответствуют байкальской, каледонской и герцинской складчатостям.

Говоря об эпохах преобладающего растяжения или преобладающего сжатия, автор далек от мысли, что в такие эпохи целиком господствуют только условия растяжения или только условия сжатия, а вся тектоническая эволюция окраины континента определяется их чередованием. Проведенный анализ показывает, что зоны растяжения (рифтогенеза и спрединга) и зоны сжатия (зоны складчатости в районах коллизии континентальных блоков или в аккреционных клиньях) существовали одновременно, сменяя друг друга по латерали, на продолжении всей (местами начиная с позднего докембрия) обозримой тектонической эволюции северо-востока Азии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До последнего времени бытовали представления о специфичности мезозойских складчатых сооружений северо-востока Азии и в первую очередь мезозоид Верхояно-Чукотской области. Эта специфика виделась в широком распространении однообразных амагматичных терригенных толщ верхнего палеозоя и раннего мезозоя, карбонатных и терригенно-карбонатных толщ рифея, нижнего и среднего палеозоя, выдерживающих свой состав и мощности на огромных пространствах области, исключительно гранитоидном магматизме, простоте складчатой структуры. Верхояно-Чукотская область рассматривалась в качестве эпикратонной, возникшей на погруженном архейском фундаменте.

Исследования последних 15 лет со всей очевидностью показали, что такие представления определялись, прежде всего, слабой геологической изученностью. Монографическое изучение палеонтологических остатков и детальные геологические съемки раскрыли сложную литолого-фациальную зональность отложений различного возраста и в первую очередь верхнего палеозоя и раннего мезозоя. Установлена сложность и многоэтапность складчатых дислокаций, прослежены и нанесены на карты системы крупных пологих надвигов, местами переходящих в шарьяжи, различного возраста. По периферии Момско-Полоусненской системы поднятий раскрыто широкое распространение разновозрастных олистостромовых горизонтов. Во многих районах описаны офиолиты. Таким образом, здесь обнаруживаются все без исключения элементы, характерные для альпинотипных складчатых сооружений. Отличия оказываются не качественными, а количественными. Здесь нет такого обилия офиолитов, как на Урале, или сплошного нагромождения тектонических покровов, как в Альпах. Такие отличия не свидетельствуют об особой специфичности мезозоид северо-востока Азии, поскольку все складчатые сооружения в той или иной степени специфичны. Алтае-Саянская область не является копией Казахстана и совсем не похожа на Урал, Урал отличается от Кавказа, а Кавказ от Альп.

Синтез новых данных по мезозоидам Верхояно-Чукотской области и другим регионам мезозойских складчатых сооружений северо-востока Азии мог быть сделан и в рамках классических геосинклинальных представлений. Однако такие обобщения уже делались, правда, большей частью без учета новых данных. Предпочтительнее было проанализировать данные по геологии северо-востока Азии с позиций современного мобилизма, как это сделано в других регионах тихоокеанского обрамления, проследить, насколько тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое связана с эволюцией смежных океанических бассейнов.

Проведенное исследование показывает, что во всех регионах мезозоид северо-востока Азии устанавливаются латеральные ряды структурно-вещественных комплексов, которые находят своих аналогов в латеральных рядах, характеризующих современные активные и пассивные кон-

тинентальные окраины и островные дуги. Такие латеральные ряды наиболее отчетливо прослеживаются в мезозойских и позднепалеозойско-раннемезозойских структурных ярусах, но местами их удается проследить и среди более древних образований палеозоя и даже в позднем докембрии. Таким путем в работе были намечены ископаемые пассивные континентальные окраины, активные континентальные окраины различного типа и островные дуги. В составе мезозойских складчатых сооружений различных регионов северо-востока Азии устанавливается несколько (до трех-четырех) таких латеральных рядов, т. е. в ходе тектонической эволюции имела место неоднократная смена геодинамических обстановок.

Структура мезозоид северо-востока Азии определяется мозаикой блоков, спаявшихся в результате серии столкновений отдельных сиалических массивов друг с другом и с более крупной континентальной массой Сибирской платформы. Формирование мезозойских складчатых сооружений происходило в процессе взаимодействия активных континентальных окраин и островных дуг с океанической плитой Кула, перемещавшейся на протяжении юры и мела в северном направлении из Тихого океана в район сопряжения Евразии и Северной Америки. В составе мезозоид устанавливаются коллизионные складчатые системы, располагающиеся во внутриконтинентальных районах, возникшие в результате столкновения крупных сиалических блоков друг с другом, и аккреционные складчатые системы, располагающиеся по периферии Тихого океана параллельно его границам, возникшие в результате наращивания континента за счет переработки океанической коры.

Аккреционная тектоника является основным механизмом преобразования океанической коры в континентальную. Аккреционные клинья, характеризующиеся покровно-чешуйчатым строением, включают в качестве обязательных элементов офиолиты — отторженцы океанической коры, эклогит-глаукофансланцевые образования, а также тектонические пластины, сложенные отложениями преддуговых прогибов и подводных террас, обычно с олистостромовыми горизонтами. Они широко распространены в составе мезозойских складчатых сооружений и требуют специального детального изучения. Следует обратить внимание на возможность нахождения в их составе чужеродных блоков различного возраста и происхождения, принесенных на океанической коре и «впаявшихся» в аккреционный клин в процессе субдукции.

Мезозойская складчатость развивалась в течение длительного времени, сопровождалась образованием повторной складчатости и деформацией ранее возникших разрывных нарушений. Становится очевидной необходимость детальных структурных исследований с применением специальных методик, разработанных, например, для изучения дислокаций метаморфических комплексов.

Объяснить природу многих тектонических зон и общую тектоническую эволюцию окраины континента невозможно без допущения крупных (в сотни километров и более) горизонтальных перемещений блоков литосферы. Необходимо подчеркнуть, что этот вывод основан лишь на качественной оценке явлений. Детально изученные крупные надвиги и сдвиги здесь пока единичны. Горно-таежные районы Востока СССР большей частью характеризуются неудовлетворительной обнаженностью для выявления разломов с большими горизонтальными перемещениями на основе обычных геологических исследований. Необходима разработка методов приспособленных к подобным условиям. Примером таких разработок может служить методика установления сдвигов на основе площадных замеров ориентировки тектонической штриховки, шарниров складок и других элементов, успешно зарекомендовавшая себя на юге Сихотэ-Алиня. Необходимо также полнее использовать геофизические методы при решении этой задачи.

Для оценки величин горизонтальных перемещений литосферных блоков важно привлечение палеомагнитных данных, полезной является так-

же постановка специальных исследований границ палеобиогеографических провинций и их изменений во времени.

Принципиальное сходство многих разновозрастных осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов мезозоид с соответствующими комплексами континентальных окраин и островных дуг открывает новые возможности для сравнительных литологических исследований.

ОТ РЕДАКТОРА

Одна из важных задач современной геотектоники, продиктованная практикой прогнозирования и поисков закрытых месторождений полезных ископаемых, заключается в ревизии прежних структурных построений и в создании моделей реально существующей структуры складчатых областей. Необходимость в этом обусловлена не только прогрессом науки и новыми требованиями практики, но и многолетним господством в геологическом мышлении ортодоксального вертикализма, отрицавшего существенное значение субгоризонтальной тектонической расслоенности земной коры и существование в ней пологих надвигов и тектонических чешуй с большими амплитудами перемещений.

Эти взгляды сказались не только на общих и региональных структурных построениях и на составлении государственных геологических карт, но и на подготовке специалистов в высших учебных заведениях. На многие годы были преданы забвению работы классиков альпийской тектоники, якобы не соответствующие нашим реалиям, а также аналогичные данные, полученные еще в конце 20-х — начале 30-х годов рядом исследователей в нашей стране: Д. И. Мушкетовым и В. В. Галицким по Средней Азии, Г. Н. Фредериксом, А. А. Черновым, А. Д. Архангельским по Уралу и другим складчатым сооружениям. Несколько поколений геологов привыкло видеть в разнообразии сложных природных сочетаний лишь то, что соответствовало господствовавшей доктрине. А между тем с субгоризонтальной тектонической расслоенностью земной коры и перемещением по латерали покровных пластин, в чем сейчас после детальных исследований в разновозрастных складчатых областях уже трудно сомневаться, связаны не только экранирование, повторные деформации и перемещение в пространстве залежей полезных ископаемых, но и условия миграции рудных компонентов, определяющие генезис многих месторождений.

Книга Л. М. Парфенова типично ревизионистская по отношению к прежним фиксистским построениям. Монография основана на тщательном анализе накопленного фактического материала по тектонике огромного пояса мезозоид, обрамляющего на востоке и юго-востоке Сибирскую платформу. Значительная часть этого материала получена автором в процессе многолетних полевых работ и публикуется впервые. В отличие от большинства предшествующих работ по тектонике мезозоид, основанных на классических схемах геосинклинальной теории в ее вертикалистской интерпретации, Л. М. Парфенов предлагает новую оригинальную модель строения и эволюции складчатого пояса, в которой учитывается тектоническая расслоенность земной коры и превалирующая роль горизонтальных движений. Широко и последовательно используя принцип актуализма, Л. М. Парфенов доказывает существование на этой территории, начиная с рифея и вплоть до мезозоя, пассивных и активных континентальных окраин и островных дуг, гомологичных современным. Миграция зон

спрединга и субдукции, возникновение коллизионных складчатых сооружений, в строении которых принимают участие пластины и блоки регенерированной и автохтонной континентальной и океанической коры, определяют особенности геологического развития области и ее современную структуру.

В отличие от автора я не думаю, что созданная им модель строения и развития мезозоид, как и другие модели, в основе которых лежит теория тектоники литосферных плит, не совместима с основными положениями и достижениями теории геосинклиналей. Многие аспекты теории геосинклиналей используются здесь и получают дальнейшее развитие, хотя и приобретают другое терминологическое выражение. Основные положения теории геосинклиналей, по существу, не являются ни фиксистскими, ни мобилистскими. Эти взгляды Л. М. Парфенова, как и некоторые региональные построения, несомненно, вызовут дискуссию. Будут спорить и сторонники существования на северо-востоке Азии эпикратонных геосинклинальных сооружений — представления, выдвинутого Ю. А. Косыгиным и автором этих строк около 20 лет тому назад, а также сторонники существования Колымского срединного массива. Думаю, что дискутировать по частным вопросам будут и геологи, которые, как и автор монографии, видят в складчатой структуре мезозоид результат крупных горизонтальных перемещений, столкновения отдельных сиалических блоков между собой и крупной континентальной массой Сибирской платформы.

Книга Л. М. Парфенова ставит перед читателем ряд проблем теоретической и региональной геологии, стимулирующих новые тектонические, структурные, петрологические и литологические исследования на Востоке нашей страны. Выход в свет этой оригинальной, хорошо написанной работы будет встречен с интересом всеми геологами.

К. В. Боголепов

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов Б. С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. М.: Наука, 1970. 216 с.

Авдейко Г. П. Нижнемеловые отложения севера тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 154 с.

Авдейко Г. П. Закономерности и механизм развития геосинклиналей Камчатки.— В кн.: Тектоника дна морей, островных дуг и континентальных окраин. Владивосток, 1977, с. 90—95.

Авдейко Г. П., Заборовская Н. Б., Марков М. С. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны.— Геотектоника, 1966, № 5, с. 87—94.

Аверьянов А. Г., Вейцман П. М., Гальперин Е. И. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 2, с. 169—184.

Авченко О. В. Петрология метаморфического комплекса Охотского массива. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1975. 23 с.

Агентов В. Б., Дворянкин А. И., Кобылянский Ю. Г. и др. Формационное расчленение и петрохимические особенности вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса.— Сов. геология, 1978, № 7, с. 78—92.

Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.

Александров А. А., Богданов Н. А., Бялобжеский С. Г. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 60—72.

Алексеев Э. С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье).— Геотектоника, 1981, № 1, с. 105—120.

Андрианов В. Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 130 с.

Аникеев Н. П., Васьковский А. П., Драбкин И. Е. и др. Тектоника.— В кн.: Геология СССР. Т. 30, кн. 2. М.: Недра, 1970, с. 247—423.

Аристов В. А., Брагин Н. Ю. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 6, с. 1432—1434.

Аркавый В. П., Садаков В. К., Сухов К. С. Стратиграфия пермских и нижнетриасовых отложений восточной части Чукотских мезозоид.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 38—39.

Артюшков Е. В. Что приводит в движение земную кору?— Природа, 1973, № 10, с. 28—30.

Архипов Ю. В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1974. 271 с.

Архипов Ю. В., Агафонов Г. Е., Сонин Г. С. Олистостромы Улахан-Тасского горст-антиклинория.— Бюл. НТИ. Якутск, 1980, с. 17—20.

Архипов Ю. В., Волкодав И. Г., Камалетдинов В. А., Ян-жин-шин В. А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 81—98.

Архипов Ю. В., Климаш В. П., Попов Л. Н. и др. Геологическое строение Былыньинского блока в центральной части Адыча-Тарынского разлома (верхнее течение р. Адыча).— Геотектоника, 1981, № 4, с. 78—89.

Архипов Ю. В., Парфенов Л. М. Об Адычанской зоне пологих дислокаций.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 1, с. 155—158.

Афанасьева Н. С. Основные черты эоценового магматизма Пенжинского прогиба (Северо-Восток СССР).— Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1972, № 11, с. 27—33.

Афицкий А. И. Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна реки Большой Анюй. М.: Наука, 1970. 150 с.

Афицкий А. И., Палымский Б. Ф. Тектоническое развитие позднемезозойских окраинных впадин Чукотки.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 68—73.

Бахарев А. Г. Стратиграфия и особенности состава вулканогенных образований Ульинской наложенной впадины.— В кн.: Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976, с. 53—75.
Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 204 с.
Бевзенко П. Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 320 с.
Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10, с. 3—23.
Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
Белый В. Ф., Котляр И. Н. Новые данные по геологии западной части полуострова Пьягина (внутренняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан, 1975, с. 74—85.
Белый В. Ф., Милов А. П. Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса в бассейне р. Пенжины.— Сов. геология, 1973, № 1, с. 86—99.
Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Геотектоника, 1966, № 2, с. 83—94.
Беляев И. В., Бронштейн Б. М., Мигович И. М. и др. О глубинном строении Корякско-Анадырского региона Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21. Магадан, 1974, с. 16—24.
Беляев С. Ю. Олистостромы в хабаровской свите Сихотэ-Алиня.— Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 156—160.
Бендербери А. А. Стратиграфия пермских и триасовых отложений Куларского антиклинория.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 16. Якутск, 1970, с. 35—47.
Бергер В. И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 296 с.
Бергер В. И., Миркина С. Л., Кочергин В. С. Об источнике свинца в сурьмяных и ртутных месторождениях Верхояно-Колымской провинции.— Геология рудных месторождений, 1979, № 5, с. 80—83.
Берлимбле Д. Г., Городинский М. Е., Котляр И. Н. и др. Меловой интрузивный магматизм Анюйско-Олойского блока.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Ч. 2. Магадан, 1975, с. 89—93.
Берсенев И. И. О надвигах и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 4, с. 846—848.
Берсенев И. И. Как образовалось Японское море?— Природа, 1972, № 12, с. 52—59.
Берсенев И. И., Кулинич Р. Г., Олейник Ю. Н. и др. Приморье.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977, с. 69—82.
Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А., Сеславинский К. Б. Древнейшие метаморфические породы Северо-Востока СССР.— В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс. Комитет В. Секция В IV. М.: Наука, 1979, с. 107—109.
Бибикова Е. В., Макаров В. А., Грачева Т. В., Калинкина О. М. Древнейшие породы Омолонского массива. — В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Л.: Наука, 1981, с. 137—146.
Биджиев Р. А., Минаева Ю. И. К вопросу об источниках сноса в период формирования нижнеюрских континентальных отложений в Центральной Якутии (бассейн р. Амги).— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 2, с. 412—415.
Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Хараулаха (хр. Туора-Сис). М.: Наука, 1974. 299 с.
Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, № 2, с. 130—151.
Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 178 с.
Богданов Н. А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 607—610.
Богданов Н. А., Чугаева М. Н. Палеозойские отложения Омулевских гор.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 24—40.
Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океана. М.: Наука, 1976. 247 с.
Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Общие принципы составления «Карты тектоники докембрия континентов» в масштабе 1 : 15 000 000.— Геол. и геофиз., 1970, № 8, с. 3—11.
Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Особенности строения мезозойских отложений Сахалина.— Геол. и геофиз., 1976, № 4, с. 49—57.
Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. 233 с.
Булгакова М. Д. Грубообломочные породы верхоянского терригенного комплекса.— В кн.: Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск, 1979, с. 129—139.
Булгакова М. Д. Литологические особенности формационных комплексов позднего па-

леозоя — раннего мезозоя Верхояно-Чукотской складчатой области.— Литология и полезные ископаемые, 1982, № 2, с. 55—65.
Булгакова М. Д., Лазебник К. А., Сукнева Л. С. Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 61—72.
Бялобжеский С. Г. Тектоника Корякского хребта (Северо-Восток СССР). Автореф. канд. дис. М., 1979. 24 с.
Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д. Новые данные о палеозойских отложениях Корякского нагорья.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 165—166.
Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
Веклич В. С. Стратиграфия и тектоника Сартангского синклинория. М.: Наука, 1979. 126 с.
Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
Вельдяксов Ф. Ф., Кобылянский Ю. Г., Умитбаев Р. Б. Роль фундамента континентальных вулканогенных поясов в эволюции вулкано-тектонических структур (на примере Охотско-Чукотского пояса).— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974, с. 284—289.
Вельдяксов Ф. Ф., Песков Е. Г. Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского массива.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 81—89.
Вельдяксов Ф. Ф., Умитбаев Р. Б. Основные черты тектоники и металлогении Охотского срединного массива и его обрамления.— В кн.: Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 93—117.
Ветренников В. В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
Виноградов В. А. Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее Полярного круга).— Учен. зап. НИИГА. Сер. регион. геол., 1965, вып. 5, с. 87—126.
Вихерт А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
Владимиров В. Г. Геолого-структурная позиция золотосурьмяных проявлений Адыча-Тарынской зоны.— В кн.: Новости геологии Якутии. Вып. 3. Якутск, 1973, с. 123—124.
Власов Г. М., Борисов О. Г., Попкова М. И. Неогеновая туфовая флишоидная формация Курило-Камчатской системы и генезис флиша.— Литология и полезные ископаемые, 1977, № 1, с. 5—16.
Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки.— Сов. геология, 1963, № 6, с. 32—50.
Воеводин В. Н., Житков Н. Г., Соловьев В. А. Эвгеосинклинальный комплекс мезозоид Чукотского полуострова.— Геотектоника, 1978, № 6, с. 101—109.
Возин В. Ф. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Яны. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
Войнова И. П. Магматические формации Удского вулканического пояса.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 179—189.
Войткевич Г. В., Волкодав И. Г., Кокин А. В., Старников А. И. Возраст магматизма антиклинория Сетте-Дабана по радиологическим данным (Восточная Якутия).— В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1978, с. 18—19.
Волкодав И. Г., Базылевская Р. В., Старников А. И. Стратиграфия нижнего рифея Горностахской гряды (Юго-Восточная Якутия).— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 3—11.
Волобуева В. И., Красный Л. Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 84 с.
Вольский А. С., Вольская И. П., Карсаков Л. П. Новые данные по стратиграфии докембрия Гонжинского выступа.— В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 121—129.
Врублевский А. А., Парфенов Л. М., Уткин В. П. Сихотэ-Алинская сдвиговая система.— В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс. Комитет В. Секция В II. М.: Наука, 1979, с. 14—15.
Врублевский А. А., Пилацкий В. Э. Складчатые и разрывные нарушения северной части Нижнего Приамурья.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 100—111.
Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 151 с.
Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Глубоководные осадки складчатых областей.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 278—281.
Гатиев И. Д. Геология и полезные ископаемые бассейна р. Чевтувеем и прилегающих районов (Чукотский полуостров).— Тр. Арктич. ин-та, 1939, т. 131, вып. 5, с. 49—163.

Гельман М. Л. Триасовая диабазовая формация Анюйской зоны (Чукотка).— Геол. и геофиз., 1963, № 2, с. 127—134.
Гельман М. Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 161—180.
Гельман М. Л., Некрасов Г. Е. Мезозойские эклогиты п-ова Тайгонос.— Геол. и геофиз., 1968, № 12, с. 32—39.
Гельман М. Л., Терехов М. И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 66—73.
Геодекян А. А., Удинцев Г. Б., Баранов Б. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря.— Сов. геология, 1976, № 6, с. 12—31.
Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. 356 с.
Геология Северо-Восточной Азии. Т. 3. Л.: Наука, 1973. 395 с.
Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. М.: Недра, 1966. 736 с.
Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. М.: Недра, 1969. 696 с.
Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 334 с.
Герман Л. Л. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке. Автореф. канд. дис. М., 1974. 22 с.
Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области/Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А. и др. М.: Наука, 1968. 172 с.
Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 164 с.
Гнибиденко Г. С., Ильев А. Я. О составе, возрасте и скорости сейсмических волн акустического фундамента центральной части Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 431—434.
Гончаров В. Н. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных образований северной части Удского прогиба.— В кн.: Тектоника востока советской Азии. Владивосток, 1976, с. 70—72.
Городинский М. Е., Гулевич В. В., Незнанов Н. Н. и др. О геологии и металлогении Анюйско-Олойского междуречья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21. Магадан, 1974, с. 31—41.
Городинский М. Е., Довгаль Ю. М. Структурное положение гипербазитов Западной Чукотки.— Геол. и геофиз., 1968, № 7, с. 26—35.
Гранник В. М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 163 с.
Гребенников Г. А., Работнов В. Т., Спектор В. Б. К стратиграфии верхнего докембрия Селенняхского кряжа.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 14.
Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
Гринберг Г. А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 9—26.
Гринберг Г. А. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— В кн.: Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976, с. 4—13.
Гринберг Г. А., Бахарев А. Г., Недосекин Ю. Д., Сурнин А. А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского пояса.— В кн.: Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск, 1974, с. 50—107.
Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е. и др. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 32—45.
Громов В. В., Лебедев Е. Л. Новые данные по стратиграфии меловых вулканитов северо-западной части Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс).— Геол. и геофиз., 1978, № 11, с. 68—75.
Гулевич В. В. Субвулканические образования и оруденение в бассейне р. Баимки.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21. Магадан, 1974, с. 108—116.
Гулевич В. В. Позднеюрский вулканизм верховьев Большого Анюя.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975, с. 81—88.
Гуляев П. В. К тектонике Алазейского поднятия.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 30—43.
Гуляев П. В. Об эвгеосинклинальных образованиях в зоне между Момским и Арга-Тасским хребтами (Северо-Восток СССР).— Геотектоника, 1980, № 5, с. 81—93.
Гуров Е. П., Гурова Е. П. О тектоническом положении дайковых поясов Станового хребта.— Геотектоника, 1967, № 6, с. 87—90.
Гурьев Г. А., Иогансон А. К., Кропачев А. П., Кутыров Э. И. Стратиформное медное оруденение Сетте-Дабана.— Разведка и охрана недр, 1978, № 7, с. 15—18.
Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 207 с.
Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 243 с.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 425 с.
Довгаль Ю. М., Палымский Б. Ф. К вопросу об основании Южно-Анюйского прогиба.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан, 1972, с. 152—161.
Довгаль Ю. М., Радзивилл А. Я., Титов В. А., Часовитин М. Д. К тектонике Олойско-Анюйского междуречья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан, 1966, с. 41—52.
Докембрийская тектоника Сибири/Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. Новосибирск: Наука, 1964. 125 с.
Дорофеев В. К., Повышева Л. Г., Черняк Г. Е. Верхнепалеозойские отложения восточной части хребта Полоусного.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 135—136.
Дорофеев В. К., Повышева Л. Г., Черняк Г. Е. Верхний палеозой восточной части хребта Полоусного и хребта Улахан-Сис.— В кн.: Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л., 1975, с. 85—89.
Дубарь Г. П. Опыт комплексного использования данных абсолютного возраста и минералогического анализа для решения задач палеогеографии (на примере Ленского бассейна).— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 1, с. 175—178.
Дубатолов В. Н., Симаков К. В. Основные проблемы геологии девона Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 92—111.
Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 180—191.
Егоров А. Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалин.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 6, с. 1347—1348.
Елисеева В. К., Соснина М. И. О находке верхнепермских отложений на о. Сахалин.— Геол. и геофиз., 1964, № 10, с. 159—161.
Еловских В. В. Закономерный характер связей тектонических и магматических процессов в истории развития земной коры Сибирской платформы и Верхоянско-Колымской складчатой области.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 140—145.
Ельянов А. А., Моралев В. М. О возрасте массивов ультраосновных — щелочных пород Алданской и Южно-Верхоянской провинций.— Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1973, № 10, с. 15—23.
Ермаков Б. В. Укэлаятско-Шумагинский флишевый прогиб Корякии и Южной Аляски.— Геол. и геофиз., 1975, № 6, с. 42—46.
Ермаков Б. В. Пассивные континентальные окраины. Итоги науки и техники. Сер. общая геол. М.: ВИНИТИ, 1980, т. 9. 118 с.
Желинский В. М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 119 с.
Желинский В. М., Коробицына В. Н., Маркович Е. М. О стратиграфическом положении песчано-конгломератовой толщи Верхнетимптонского грабена.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского угольного бассейна и прогноз его угленосности. Л., 1979, с. 33—35.
Жуланова И. Л. Природа и возраст метаморфических образований северной части п-ова Тайгонос.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21. Магадан, 1974, с. 55—62.
Жуланова И. Л., Милов А. П., Давыдов И. А. Этапы формирования «гранитного» слоя Северо-Восточной Азии по геологическим и геохронологическим данным.— В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981, с. 84—95.
Заблоцкий Е. М. Магматические формации мезозойской эпохи активизации Становой области.— В кн.: Особенности геологического строения и полезные ископаемые территории, прилегающей к трассе БАМа. Л., 1978, с. 5—20.
Заблоцкий Е. М., Сытина Н. М. Строение Тындинского массива гранитоидов Станового хребта по геолого-геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1974, № 11, с. 82—89.
Заборовская Н. Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
Заборовская Н. Б., Липков Л. З., Марков М. С., Некрасов Г. Е. Генезис меловых структур полуострова Тайгонос.— Геотектоника, 1965, № 6, с. 56—68.
Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж).— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 166—167.
Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозоид к Корякско-Камчатской складчатой области.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 103—117.
Забродин В. Ю., Турбин М. Т. Крупнейшие разломы западной части хребта Джагды (Дальний Восток).— Геотектоника, 1970, № 3, с. 104—114.
Загрузина И. А. Радиометрический возраст докембрийских метаморфических комплексов Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 20—26.

Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.

Звизда Т. В. О составе и возрасте палеозойских образований в бассейне р. Хатырки.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23, кн. 1. Магадан, 1977, с. 20—22.

Зимин С. Г. Кливаж, слоистость и транспозиционные структуры в центральной части Джагдинской складчатой зоны.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974а, с. 23—28.

Зимин С. Г. Структуры Джагдинской зоны дислокаций.— В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974б, с. 10—11.

Зимин С. Г., Мамонтов Ю. А., Парфенов Л. М. и др. Схема тектоники восточной части Монголо-Охотской системы.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, с. 57—69.

Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 251 с.

Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 112 с.

Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Ранне- и среднепалеозойские реконструкции.— Геотектоника, 1977а, № 2, с. 3—23.

Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Позднепалеозойские и мезозойские реконструкции.— Геотектоника, 1977б, № 3, с. 3—24.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 116 с.

Иванов В. В., Похиалайнен В. П. Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 70—107.

Иванов О. Н. Геология Алазейского нагорья в связи с тектоническим районированием Северо-Востока СССР.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, с. 227—235.

Ивенсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.

Игуменщев С. П., Мигович И. М., Терехова Г. П., Эпштейн О. Г. О двух этапах кремненакопления в восточной части Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 406—409.

Игуменщев С. П., Мигович И. М., Терехова Г. П., Эпштейн О. Г. Палеозойская и позднемеловая эпохи кремненакопления в восточной части Корякского нагорья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23, кн. 1. Магадан, 1977, с. 105—109.

Измайлов Л. И., Соболев А. П., Шахтыров В. Г. О роли гранитоидных плутонов в формировании рельефа горной системы Черского.— В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Вып. 68. Магадан, 1975, с. 162—169.

Изосов Л. А. Палеозойские вулкано-тектонические структуры юго-западного Синегорья (Приморский край).— В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 62—68.

Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск: РИЗО СО АН СССР, 1965. 140 с.

Изох Э. П., Ушакова Е. Н. Глубинные метаморфические породы в бассейне р. Анюй (Северный Сихотэ-Алинь).— Геол. и геофиз., 1969, № 6, с. 117—119.

Индолев Л. Н., Жданов Ю. А., Суплецов В. М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. М.: Наука, 1980. 232 с.

Ишина Т. А. Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений Южной Якутии.— В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь. М.— Л., 1961, с. 43—121.

Казанцев А. Г., Кольцова Л. Ф., Песков Е. Г. Юрские отложения Гижигинской складчатой зоны.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 64—65.

Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 266—288.

Карсаков Л. П. Тектоническая позиция глубинных гранулитов и особенности строения нижних горизонтов земной коры.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 8. Новосибирск: Наука, 1980, с. 69—73.

Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Ленников А. М. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 47—62.

Киреева Е. А., Бурилина Л. В., Афанасьева В. М. Основные особенности геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем палеозое.— В кн.: Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 20—77.

Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.

Кицул В. И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 71—91.

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 208 с.
Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 287 с.
Коваленко С. В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения Среднего Сихотэ-Алиня.— В кн.: Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980, с. 129—133.
Коган А. Л. Постановка сейсмических работ методом КМПВ-ГСЗ с морского льда на шельфе арктических морей (опыт работ в море Лаптевых).— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 9. Л., 1974, с. 33—38.
Колодезников И. И., Сурнин А. А. Эволюция среднепалеозойского магматизма Арга-Тасской и Сетте-Дабанской палеорифтовых зон.— В кн.: Магматические комплексы Северо-Востока СССР. Якутск, 1980, с. 90—101.
Колодезников И. И., Туласынов Б. Н. Сравнительный анализ петрохимических и геохимических особенностей позднерифейских и девонских базитов Юдомо-Майского поднятия.— В кн.: Магматические комплексы Северо-Востока СССР. Якутск, 1980, с. 168—180.
Колодезников К. Е., Меннер Вл. Вл., Фрадкин Г. С. Палеогеография среднепалеозойских отложений Сибирской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности.— В кн.: Нефтегазоносность Западной Якутии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 29—33.
Колясников Ю. А. К формированию серпентинитовых меланжей Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3, с. 680—683.
Комар Вл. А., Работнов В. Т. Верхний докембрий Северо-Востока СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 5—18.
Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Воронов Б. Г. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея юго-восточной Сибири и Северо-Востока СССР.— Сов. геология, 1970, № 3, с. 37—53.
Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 233—248.
Константиновский А. А. Древние глыбы в юрских отложениях хребта Черского (Северо-Восток СССР).— Геотектоника, 1975, № 6, с. 61—67.
Копорулин В. И. Условия накопления и литогенез нижнемеловых отложений Зырянской впадины. М.: Наука, 1979. 179 с.
Коробицын А. В. Петрографический состав пермских конгломератов Куранахского антиклинория Западного Верхоянья.— В кн.: Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. Якутск, 1972, с. 83—87.
Корольков В. Г., Рудник В. А., Соботович Э. В. О позднеазойском — раннеархеозойском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1441—1444.
Коростелев В. И. Триасовые отложения Восточного Верхоянья. Якутск: Кн. изд-во, 1972. 174 с.
Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. Вып. 34. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
Косыгин Ю. А., Воеводин В. Н., Житков Н. Г., Соловьев В. А. Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканических поясов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4, с. 885—888.
Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, 1962, с. 9—17.
Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Докембрийское обрамление Тихого океана.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974, с. 28—37.
Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Тектоника Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 150—157.
Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М., Войнова И. П. и др. Тектоника, глубинное строение и структурная эволюция советского Дальнего Востока.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 208—231.
Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М., Врублевский А. А. и др. Главные системы разломов Дальнего Востока и их природа.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 54—65.
Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М., Попеко В. А. Сравнительный анализ вулканизма Буреинского массива и смежной части Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 13—28.
Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М.: Госгеолтехиздат, 1960а. 161 с.
Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960б, вып. 37. 31 с.
Красный Л. И., Смирнов А. М. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений.— Докл. АН СССР, 1956, т. 107, № 1, с. 135—138.
Красный Л. Л. Тектоника Илинь-Тасской зоны.— В кн.: Тектоника востока советской Азии. Владивосток, 1976, с. 96—133.
Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части советского

Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., 1954, с. 736—764.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.

Круглов В. А., Роганов Г. В. Мелкая складчатость в палеозое Галамского синклинория (Западное Приохотье).— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 55—67.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 384 с.

Кузьмин В. К., Чухонин А. П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 932—935.

Кузьмин М. И., Филиппова И. Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем — позднем палеозое и мезозое.— В кн.: Строение литосферных плит. М., 1979, с. 189—226.

Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. Науки о Земле. М.: Мир, 1970, с. 249—262.

Кутыев Ф. Ш., Шанцер А. Е. Реликтовые метаморфические минералы в игнимбритах и лавах Камчатского региона.— В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 217.

Лебедев Е. Л. Стратиграфия нижнемеловых отложений Торомского прогиба (Западное Приохотье).— Сов. геология, 1969, № 8, с. 27—36.

Лебедев Е. Л. Палеоботаническое обоснование стратиграфии меловых вулканогенных образований Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 10, с. 25—39.

Левашов К. К. Среднепалеозойские эффузивные базиты Сетте-Дабана и восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 199—206.

Левин Б. С. Метаморфические комплексы фундамента южной части Омолонского массива.— Геол. и геофиз., 1975, № 6, с. 24—34.

Левченков О. А., Балаганский В. В., Макеев А. Ф. и др. Возраст гранитоидов восточной части Станового хребта (по изотопным данным). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 7, с. 25—34.

Леликов Е. П., Мишкина И. В., Милов А. П. Новые данные о возрасте метаморфических пород Ханкайского массива.— В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 16—18.

Липкин Ю. С., Липкина М. И. Геологическое строение Ханкайского массива и его положение в мезозоидах Сихотэ-Алиня.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 156—162.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.

Литвинов В. Е., Умитбаев Р. Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Охотского массива и южной части Яно-Колымской геосинклинальной системы.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 142—146.

Литинский В. А. О надвигании Западно-Верхоянского тектонического покрова на Предверхоянский прогиб (по гравиметрическим данным).— В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Якутск, 1980, с. 169—171.

Ломизе М. Г. Вулканический пояс Калипуи (Анды).— Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1975а, № 12, с. 86—95.

Ломизе М. Г. Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд.— В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975б, с. 5—75.

Ломизе М. Г. Сравнительный анализ Арауканского (Анды) и Охотско-Чукотского вулканических поясов.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 182—183.

Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма (на материале Кавказа, Карпат, Анд). Автореф. докт. дис. М., 1980. 35 с.

Лошак Н. П. Особенности строения некоторых вулкано-тектонических структур юга Дальнего Востока.— В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 47—61.

Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

Лычагин П. П. Среднепалеозойский магматизм Омолонского массива. Магадан, 1978. 195 с. Деп. в ВИНИТИ, 1978, № 496.

Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Пономарева Л. Г. и др. Глаукофансланцевый метаморфизм Алазейского плоскогорья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан, 1975, с. 112—119.

Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, с. 18—55.

Магматические формации активных окраин континентов на примере Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 188 с.

Мазарович А. О. Серпентинитовый меланж Южного Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 1, с. 181—184.

Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 86—101.
Майборода А. А. Тектоника Ульбанского прогиба и тектоническая природа мезозойских прогибов Приамурья. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1980. 25 с.
Максимов Е. П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 16—32.
Мамонтов Ю. А., Попеко В. А. Палеозойский базальтоидный магматизм восточной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 68—82.
Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
Маркевич П. В. Новые данные о распространении флиша в Южном Сихотэ-Алине.— В кн.: Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока (литология и геохимия). Владивосток, 1978, с. 54—65.
Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967. 230 с.
Марков М. С., Пущаровский Ю. М., Тильман С. М. и др. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 3—21.
Марков М. С., Смирнов А. М., Хохлов Э. П. и др. Дальний Восток.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 458—468.
Мартынюк М. В. О возрасте метаморфических и интрузивных пород Анюйского выступа фундамента Сихотэ-Алинской складчатой области.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 187—188.
Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. На примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 265 с.
Марченко А. Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Хабаровск, 1975, с. 234—245.
Марченко А. Ф., Мельникова С. А., Сляднев Б. И. Регрессивный метаморфизм в метаморфических породах Хавывенской возвышенности на Камчатке.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 181—184.
Матвеенко В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Магадан: ВНИИ-1, 1960. 47 с.
Меланхолина Е. Н., Молчанова Т. В. Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины Востока Азии.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 104—123.
Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 95—106.
Менард Г. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 384 с.
Меннер Вл. Вл., Сидяченко А. И. Верхний девон района нижнего течения р. Лены.— Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5, с. 178—181.
Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. М.: Наука, 1971. 151 с.
Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 207—212.
Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 58—63.
Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. 88 с.
Миаширо А. Вариации химического состава вулканических пород вдоль островных дуг и континентальных окраин.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 102—105.
Мигович И. М. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны. Автореф. канд. дис. Л., 1972. 21 с.
Мигович И. М., Похиалайнен В. П. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 196—201.
Милановский Е. Е. Кайнозойский орогенез Центральных Анд.— В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975, с. 76—161.
Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. История структурных и метаморфических преобразований глаукофансланцевого комплекса Сусунайского хребта (Южный Сахалин).— Геол. и геофиз., 1978, № 8, с. 33—44.
Минкин Л. М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 2. Якутск, 1960, с. 3—22.
Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Позднемезозойский серпентинитовый меланж в Пришилкинской зоне (Восточное Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 6, с. 1395—1398.
Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969. 182 с.
Мишкин М. А., Леликов Е. П., Овчарек Э. С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6, с. 1426—1429.

Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1165—1168.

Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А. К петрологии докембрийского метаморфического комплекса Тайгоносского массива. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 57—65.

Мокринский В. В. Тектоника Южно-Якутской угленосной площади.— В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь. М.— Л., 1961, с. 279—354.

Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 178 с.

Молчанова Т. В. Мезозойские гранитоиды северо-запада Тихоокеанского пояса (их тектоническое положение и происхождение). М.: Наука, 1981. 151 с.

Моралев В. М., Григораш Г. Ф. Геодинамическая обстановка и металлогения позднемелового вулканизма Пенжинского сектора Охотско-Чукотского пояса.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 387—388.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.

Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНИТИ, 1969. 399 с.

Нагибина М. С., Потапов Ю. И. Тектоника Тугуро-Нимеленского прогиба (Западное Приохотье).— В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М., 1965, с. 30—59.

Натальин Б. А. Тектоническая природа метаморфического комплекса Чукотского полуострова.— Геол. и геофиз., 1979а, № 6, с. 31—38.

Натальин Б. А. Эвгеосинклинальные зоны Чукотки и Аляски.— В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс. Комитет В. Секция В II. М.: Наука, 1979б, с. 34—35.

Натальин Б. А. Активные континентальные окраины в структуре Южно-Анюйской эвгеосинклинальной системы.— В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Якутск, 1980а, с. 85—87.

Натальин Б. А. Наложенные складчатые деформации Южно-Анюйской эвгеосинклинальной системы.— Докл. АН СССР, 1980б, т. 250, № 5, с. 1208—1211.

Натальин Б. А. Строение и тектоническая эволюция Южно-Анюйской эвгеосинклинальной системы. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1981. 24 с.

Натальин Б. А., Парфенов Л. М. Симметрия системы разломов Чукотки и Аляски.— В кн.: Симметрия структур геологических тел. Вып. 1. Л., 1976, с. 94—95.

Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С. и др. Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 18—31.

Натапов Л. М., Симонова Л. С., Ставский А. П., Сурмилова Е. П. Позднемезозойская история Северо-Востока СССР, как следствие взаимодействия Евразии с Тихим океаном.— В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс. Комитет В. Секция F IV. М.: Наука, 1979, с. 100.

Недомолкин В. Ф. Геология Эскимосского срединного массива. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1977. 16 с.

Некрасов Г. Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа.— Геотектоника, 1971, № 5, с. 37—44.

Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 157 с.

Некрасов Г. Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь).— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1433—1436.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 334 с.

Ненашев Н. И., Вихерт А. В., Возин В. Ф. Возраст складчатости и магматизма Дербеке-Нельгехинской рудно-магматической зоны (Северо-Восточная Якутия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11, с. 80—98.

Николаев А. А., Пепеляев Б. В. Северо-Восток СССР.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 468—476.

Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 176 с.

Овчарек Э. С., Мишкин М. А. Об абсолютном возрасте изверженных и метаморфических пород Приморья и некоторых сопредельных районов.— В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 126—130.

Ольшевский В. М. Дифференциация диабазовых силлов в Анюйской складчатой зоне.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан, 1980, с. 52—60.

Орадовская М. М. О двух типах разреза ордовика на Колымском массиве.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан, 1966, с. 56—66.

Орадовская М. М. Схема стратиграфии ордовикских отложений Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 80—87.

Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья (палеозой и нижний мезозой). Новосибирск: Наука, 1976. 133 с.
Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 111 с.
Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. О геологической природе Хоккайдо-Сахалинского гравитационного минимума.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 6, с. 1390—1393.
Павловский Е. В. Тектоника и геоморфология.— В кн.: Геология СССР. Якутская АССР. М.— Л., 1947, с. 121—138.
Паракецов К. В., Паракецова Г. И. Нижнемеловые отложения бассейна р. Еропол.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3, с. 665—667.
Парфенов Л. М. Схема тектоники советского Дальнего Востока и некоторые вопросы магматизма.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 3—25.
Парфенов Л. М. Докембрийские платформы и геосинклинальные пояса (опыт сравнительного исследования преимущественно по данным Евразии). Хабаровск: Кн. изд-во, 1976а. 202 с.
Парфенов Л. М. Тектоническое положение и природа Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976б, с. 11.
Парфенов Л. М. Некоторые новые аспекты изучения гранитных батолитов.— Геол. и геофиз., 1980, № 12, с. 147—150.
Парфенов Л. М., Войнова И. П., Карсаков Л. П. и др. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления.— В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс. Комитет В. Секция В II. М.: Наука, 1979, с. 88—89.
Парфенов Л. М., Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф. и др. Некоторые вопросы глубинной тектоники советского Дальнего Востока.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976, с. 90—100.
Парфенов Л. М., Карсаков Л. П., Натальин Б. А. и др. Древние сиалические блоки в складчатых структурах Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1979, № 2, с. 29—46.
Парфенов Л. М., Натальин Б. А. Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 5, с. 1132—1135.
Парфенов Л. М., Натальин Б. А. Закономерности строения и тектонической эволюции мезозойских и кайнозойских складчатых систем на северо-западе тихоокеанского обрамления.— Геол. и геофиз., 1981, № 7, с. 3—15.
Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Закономерности строения и тектонической эволюции древних активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления.— В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Якутск, 1980, с. 57—60.
Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 85—104.
Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Врублевский А. А. и др. Роль разломов в формировании тектонической структуры юга Дальнего Востока.— В кн.: Разломы Байкало-Амурской магистрали и связь с ними месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1982 (в печати).
Парфенов Л. М., Попеко В. А. Дислокации вулканогенно-осадочных комплексов хребта Тукурингра (Зейское ущелье).— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 29—39.
Парфенов Л. М., Попеко В. А. Докембрийская тектоника Урало-Монгольского пояса и проблема палеоокеанов.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М.: Наука, 1976, с. 170—179.
Парфенов Л. М., Рейнлиб Э. Л. Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1204—1208.
Парфенов Л. М., Трущелев А. М. Позднетриасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклинория, их тектоническое положение и природа (Верхояно-Чукотская область).— Геол. и геофиз., 1983 (в печати).
Паттон В. В. Офиолиты Западной Аляски и их тектоническое значение. — В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс. Комитет В. Секция В II. М.: Наука, 1979, с. 18—19.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—24.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 191, № 3, с. 657—659.
Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой Тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
Пепеляев Б. В. Рифейские и вендские образования Северо-Востока СССР.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 34—38.
Пергамент М. А., Похиалайнен В. П. Сравнительная характеристика неокомских отложений Корякско-Анадырской области и Сихотэ-Алиня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, с. 109—119.

Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
Песков Е. Г., Кольцова Л. Ф. Стратиграфия триасовых отложений Гижигинской складчатой зоны.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 53—54.
Петраченко Е. Д. Возможные аналоги формации зеленых туфов в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе.— В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 73—76.
Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна)/Добрецов Н. Л., Молдованцев Ю. Е., Казак А. П. и др. Новосибирск: Наука, 1977. 222 с.
Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М.: Наука, 1964. 300 с.
Пинус Г. В., Стерлигова В. Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов.— Геол. и геофиз., 1973, № 12, с. 109—111.
Писаревский С. А., Иосифиди А. Г. Новые палеомагнитные данные о палеогеографическом положении и деформациях северо-восточного обрамления Сибирской платформы в позднем палеозое и мезозое.— В кн.: Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л., 1981, с. 56—66.
Пискунов Б. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
Полуботко И. В., Паракецов К. В., Репин Ю. С. Юрские структурно-фациальные области на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23, кн. 1. Магадан, 1977, с. 42—51.
Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка).— Геол. и геофиз., 1966, № 4, с. 90—98.
Попеко В. А., Войнова И. П., Зуенко В. В. Соотношения между четвертичными вулканическими зонами Курильских островов и Камчатского полуострова в изолиниях трендов химического состава базальтов.— Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 5, с. 1197—1201.
Попеко В. А., Попеко Л. И. Дислокации палеозойских комплексов фундамента северо-восточной части Удского вулканогенного пояса.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 40—55.
Попов Л. Н. Магматические комплексы и металлоносность приндигирской части Яно-Колымской складчатой области.— В кн.: Магматизм и металлогения Северо-Восточной Азии. Магадан, 1980, с. 84—85.
Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.
Путеводитель экскурсии XIII сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. 40 с.
Пучков В. Н. Батиальные комплексы окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
Пущаровский Б. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 236 с.
Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
Радзивилл А. Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Анюйского хребта.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Сибири. Вып. 17. Магадан, 1964, с. 57—62.
Радзивилл А. Я., Палымский Б. Ф. Стратиграфия нижнемеловых континентальных образований Анюйско-Анадырского междуречья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан, 1972, с. 141—151.
Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозоид Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968. 224 с.
Речкин А. Н., Семенов Д. Ф., Шейко В. Т. Офиолитовые ассоциации Сахалина и их структурное положение.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 88—100.
Решения 2-го Дальневосточного Межведомственного стратиграфического совещания. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. 108 с.
Роганов Г. В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной системы. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1975. 22 с.
Роганов Г. В., Визгалов В. И. История развития Баладекской шовной зоны (северные отроги хребта Джагды).— В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972, с. 132—141.
Роганов Г. В., Григорьев В. Б. К стратиграфии палеозоя восточной части правобережья реки Уды (Западное Приохотье).— В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 99—110.
Рогозов Ю. Г., Васильева Н. М., Соловьева М. Ф. Каменноугольные отложения севера Центральной Чукотки.— Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия, Л., 1970, вып. 30, с. 26—33.
Родионов В. П., Осипова Э. П., Слауцитайс И. П. Палеомагнитные данные о горизонтальных тектонических движениях на западе Верхоянской складчатой об-

ласти.— В кн.: Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. Л., 1977, с. 44—62.
Родионов В. П., Слауцитайс И. П. Тектонические движения в области сочленения Сибирской платформы и Западного Приверхоянья в свете палеомагнитных данных.— В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976, с. 47—57.
Родионова Р. И., Федорченко В. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 141—147.
Рудич Е. М., Шапиро М. Н. Тектоника плит и соотношение Евразии и Северной Америки.— В кн.: Дрейф континентов. М.: Наука, 1976, с. 3—27.
Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Особенности тектонического развития покровной структуры Эконайской зоны Корякии.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1172—1175.
Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Соколов С. Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1186—1189.
Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 95—113.
Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР.— Учен. зап. НИИГА. Региональная геология. Л., 1969, вып. 15, с. 5—27.
Русаков И. М., Кац А. Г., Бондаренко Н. С. и др. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР).— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1, с. 178—181.
Русаков И. М., Флорова З. Б., Бондаренко Н. С. и др. Стратиграфия мезозойских отложений Алазейского плоскогорья.— Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 129—133.
Савосина А. К., Натапов Л. М., Сидяченко А. И., Шарковский М. Б. Спилит-диабазовая формация хребта Арга-Тас (Северо-Восток СССР).— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 414—417.
Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития Сихотэ-Алинской складчатой системы.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 89—102.
Самылина В. А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. (К проблеме становления флоры кайнофита). Л.: Наука, 1974. 56 с.
Сахно В. Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.
Сахно В. Г., Вржосек А. А., Моисеенко В. Г. Особенности состава лав дна окраинных морей.— В кн.: Изверженные породы востока Азии. Владивосток, 1976, с. 19—30.
Сборщиков И. М., Натапов Л. М. Дислокации, связанные с гипсово-ангидритовой толщей в Западном Верхоянье.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 5, с. 1150—1153.
Свешников К. И. Аналоги Алданского вулкано-плутонического комплекса в пределах Кодаро-Удоканской зоны (Северо-Восточное Забайкалье).— Геол. и геофиз., 1973, № 7, с. 82—89.
Сей И. И., Калачева Е. Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 187 с.
Семенов Д. Ф. Неогеновые магматические формации Южного Сахалина. Хабаровск: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1975. 207 с.
Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 200 с.
Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
Серебряков В. А. Постмагматическая история гранитов. М.: Недра, 1972. 159 с.
Сеславинский К. Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка).— Геотектоника, 1970, № 5, с. 56—68.
Сеславинский К. Б. Некоторые данные о возрасте осадочных толщ северо-западной части Южно-Анюйского прогиба.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан, 1972, с. 161—163.
Сеславинский К. Б. Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка).— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1181—1185.
Сиверцева И. А., Смирнов А. Н. О находке палеозойских спор в метаморфизованных отложениях Камчатки.— Геол. и геофиз., 1974, № 6, с. 126—128.
Сидяченко А. И., Каныгин А. В. К стратиграфии ордовикских отложений Омулевских гор (Северо-Восток СССР).— Геол. и геофиз., 1965, № 3, с. 151—155.
Сизых В. И., Игнатьев В. А., Школьный Л. Д. и др. Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья Малого Анюя.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23, кн. 1. Магадан, 1977, с. 29—34.
Силантьев В. Н. Фудзино-Иманский сдвиг.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2, с. 48—59.
Симаков К. В. Допермские отложения Омолонской глыбы.— Геол. и геофиз., 1967, № 12, с. 57—66.
Симаков К. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений бассейна верхнего течения р. Омолон.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 234—270.
Симаков К. В., Шевченко В. М. Краткий очерк допермского развития Омолонской глыбы.— Геол. и геофиз., 1967, № 7, с. 86—93.

Снеговской С. С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
Соболев А. П. Петрология позднемезозойских гранитоидов Яно-Колымской складчатой системы и проблемы их рудоносности.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан, 1979, с. 61—81.
Соболевская Р. Ф. Биостратиграфия среднего и верхнего ордовика окраинных поднятий Колымского массива по граптолитам. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 22 с.
Соловьев В. И. Верхнемеловые игнимбриты Куйдусунской наложенной впадины.— В кн.: Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976, с. 42—53.
Соловьева М. Ф. Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам нижне- и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки.— В кн.: Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1975, с. 42—53.
Сперанская И. М. Меловой вулканизм Охотско-Чаунского пояса Северо-Востока СССР.— В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Наука, 1962, с. 280—283.
Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1958. 378 с.
Спрингис К. Я. Эффузивный магматизм и тектоника мезозойской складчатой области Северо-Востока СССР.— В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Наука, 1962, с. 263—273.
Стрельцов М. И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 131 с.
Сурнин А. А. Среднепалеозойский магматизм Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР).— В кн.: Магматические комплексы Северо-Востока СССР. Якутск, 1980, с. 62—89.
Сутыгин Г. Н., Тибилов И. В. Глубинные сдвиги Центральной Чукотки и некоторые вопросы металлогении.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969, с. 100—101.
Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1974. 112 с.
Сыркин П. П. Нятвенский комплекс Приколымья — аналог траповой формации Сибирской платформы.— В кн.: Магматизм Северо-Восточной Азии. Ч. 2. Магадан, 1975, с. 35—41.
Сюндюков Ш. А., Каримова С. С., Пахомов А. Н. и др. Стратиграфия мезозойских угленосных отложений Южно-Якутского бассейна.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского угольного бассейна и прогноз его угленосности. Л., 1979, с. 17—22.
Тектоника восточно-арктического шельфа СССР/Виноградов В. А., Гапоненко Г. И., Русаков И. М. и др. Л.: Недра, 1974. 144 с.
Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/Марков М. С., Пущаровский Ю. М., Тильман С. М. и др. М.: Наука, 1980. 285 с.
Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива/Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Бахарев А. Г. и др. М.: Наука, 1981. 360 с.
Тектоника Северной Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1980. 222 с.
Тектоника Якутии/Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.
Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей. М-б 1 : 2 500 000/Ред. Ю. М. Пущаровский, С. М. Тильман, Магадан: ГУГК, 1979.
Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе). М-б 1 : 2 000 000/Гл. ред. Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов. М.: Изд-во Мингео СССР, 1982.
Тектоническая карта Евразии. М-б 1 : 5 000 000/Ред. А. Л. Яншин. М.: ГУГК, 1966.
Тектоническая карта Северной Евразии. М-б 1 : 5 000 000/Ред. А. В. Пейве, А. Л. Яншин. М.: ГУГК, 1980.
Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б 1 : 5 000 000/Гл. ред. Н. С. Шатский. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. М-б 1 : 5 000 000/ /Отв. ред. К. Б. Мокшанцев. М.: ГУГК, 1976.
Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии/Парфенов Л. М., Бердников Н. В., Войнова И. П. и др. М.: Наука, 1979. 240 с.
Тектоническое строение Якутской АССР/Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. М.: Наука, 1964. 292 с.
Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 114 с.
Терехова Г. П., Эпштейн О. Г. Новые данные по стратиграфии и литологии кремнисто-вулканогенного палеозоя восточной части Корякского нагорья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 132—135.
Тетяев М. М. К геологии и тектонике Забайкалья.— Вестник геол. комитета, 1927, № 8-9, с. 1—5.
Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья. Магадан: Кн. изд-во, 1962. 192 с.

Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
Тильман С. М. Тектоническое районирование Северо-Востока СССР по возрасту становления континентальной коры.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 31—32.
Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 6—17.
Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР (объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1 : 2 500 000). Магадан: СВКНИ, 1969. 80 с.
Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 15—29.
Токарев П. И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом.— В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.: Наука, 1974, с. 166—176.
Туезов И. К., Красный М. Л., Снеговской С. С. Осадочные отложения южной части Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 5, с. 1206—1210.
Турбин М. Т., Анойкин В. И., Махонин А. В. К стратиграфии девонских и каменноугольных отложений бассейна р. Шевли.— В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 111—125.
Турбин М. Т., Кириллова Г. Л. Дислокационная природа метаморфизма в Джагдинском звене Монголо-Охотской складчатой области.— Сов. геология, 1975, № 9, с. 36—49.
Умитбаев Р. Б. Геологические формации Охотского срединного массива.— В кн.: Тектоника востока советской Азии. Владивосток, 1976, с. 73—95.
Умитбаев Р. Б. Структурное положение и некоторые особенности гипербазитов Северного Приохотья.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 78—85.
Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3, с. 3—26.
Устиев Е. К. Охотский вулканический пояс и связанные с ним проблемы.— В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Наука, 1962, с. 359—361.
Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 3—19.
Устрицкий В. И. Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики. Л.: Недра, 1971. 280 с.
Уткин В. П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1189—1192.
Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). М.: ВИНИТИ, 1979. 223 с.
Филатова Н. И. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины.— Геотектоника, 1974, № 2, с. 116—129.
Филатова Н. И. Чешуйчато-надвиговые структуры на границе Охотско-Чукотского пояса и Корякской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 937—940.
Филатова Н. И. Меловой — палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей.— Геотектоника, 1979, № 5, с. 98—115.
Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Лебедев Е. Л., Цукерник А. Б. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжины, Еропола, Анадыря).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 2, с. 67—82.
Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Лобунец С. С., Пергамент М. А. Морские мезозойские отложения Мургальского поднятия (бассейн р. Пенжины).— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 97—99.
Фирсов Л. В. Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского батолита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 2, с. 28—38.
Флеров Б. Л., Трунилина В. А., Яковлев Я. В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 276 с.
Фрадкин Г. С. Опыт сопоставления формационных комплексов среднего палеозоя Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск, 1976, с. 101—120.
Хандожко Н. В. Ивашкинский и журский комплексы метаморфических пород Омулевского поднятия.— Бюл. НТИ. Геология и полезные ископаемые Якутии, Якутск, 1982, с. 3—6.
Хворова И. В., Дмитрик А. А. Микроструктуры кремнистых пород. М.: Наука, 1972. 50 с.
Херасков Н. Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.
Хераскова Т. Н. Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 5—37.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Недра, 1972. 356 с.
Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. Вопросы теории. М.: Наука, 1977. 256 с.
Чехов А. Д., Бычков Ю. М. Новые данные о триасовых отложениях хребта Кэнкэрэн (Корякское нагорье). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан, 1980, с. 10—16.
Чехович В. Д. Тектоническая история Анд в мезозое и кайнозое.— Геотектоника, 1980, № 6, с. 82—97.
Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Волкова Л. Н. О некоторых особенностях развития мезозойских и кайнозойских структур Южных и Центральных Анд.— Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1975, № 12, с. 62—71.
Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 296 с.
Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской области.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 200—211.
Чуркин М., Картер К. Структуры континентального и океанического блоков Аляски в связи с движением плит на Аляске и Чукотке.— В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс. Комитет В. Секция В II. М.: Наука, 1979, с. 59—60.
Шаповалова И. Г. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. 140 с.
Шарковский М. В. Тектоника Колымо-Индигирского междуречья.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 44—60.
Шевченко В. К. О тектонической природе межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 104—111.
Шейнманн Ю. М. О надвигах в Центральном Забайкалье.— Вестник геол. комитета, 1927, № 8—9, с. 5—10.
Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение.—Сов. геология, 1958, № 1, с. 65—85.
Шики Ц., Мисава Ю. Геологическое строение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трога и Японского желоба.— Геотектоника, 1980, № 6, с. 98—109.
Шило Н. А., Белый В. Ф., Сидоров А. А. Вулканогенные пояса в Восточной Азии — проблемы тектоники, магматизма и металлогении.— Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 70—88.
Шило Н. А., Мерзляков В. М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозоид Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5, с. 1202—1206.
Шило Н. А., Умитбаев Р. Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона.— Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 158—165.
Шилов В. Н. Эволюция вулканизма Сахалина и Курильских островов.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 148—149.
Шимараев В. Н. Вулканические пояса восточной части Охотского моря.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 99—100.
Шишкин В. А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. М.: Наука, 1979. 111 с.
Шишкин В. А. Метаморфизованные гипербазиты и габбро Уяндинского горста (Полоусненское поднятие).— В кн.: Магматизм и металлогения Северо-Восточной Азии. Магадан, 1980, с. 127—128.
Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Беляева Г. В. и др. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя бассейна р. Уды (Хабаровский край).— Сов. геология, 1966, № 7, с. 132—138.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
Щека С. А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 444—447.
Эпштейн О. Г. Источники сноса в истории формирования верхоянского комплекса (южная часть Яно-Колымской складчатой области).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 2, кн. 1. Магадан, 1977, с. 110—113.
Юдин С. С., Измайлов Л. И. Челомджа-Ямский глубинный разлом.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 5, с. 1191—1194.
Ян-жин-шин В. А. Рабочая стратиграфическая схема девонских отложений хребта Сетте-Дабан.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 173—182.
Ян-жин-шин В. А. Геологическое строение и тектоническое развитие хребта Сетте-Дабан. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1981. 27 с.
Ян-жин-шин В. А., Иноземцева Н. Д. Магматические образования Кыллахского поднятия (Южное Верхоянье).— В кн.: Новости геологии Якутии. Вып. 3. Якутск, 1973, с. 63—66.
Яншин А. Л. Проблемы постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М.: Наука, 1976, с. 156—159.
Arkhipov Y. V., Bytshkov Y. M., Polubotko I. V. A new zonal scheme for Triassic depo-

sits from Northeast U. S. S. R.— Abstract papers. Intern. Permian — triassic conf.— Bull. Canad. Petrol. Geolog., 1971, v. 19, N 2, p. 113.
Baranzangi M., Isacks B. L. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate below South America.— Geology, 1976, v. 4, p. 686—692.
Bateman P. C., Dodge F. C. W. Variations of major chemical constituents across the Central Sierra Nevada batholith.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, N 2, p. 409—420.
Belousov V. V., Ruditch E. M., Shapiro M. N. Inercontinental structural ties and mobilistic reconstructions.— Geol. Rundsh., 1979, v. 68, N 2, p. 393—427.
Ben-Avrabam Z., Cooper A. K. Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1981, p. 1, v. 92, N 7, p. 485—495.
Bowin C., Lu R. S., Lee Ch.-Sh., Schouten H. Plate convergence and accretion in Taiwan — Luson Region.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1978, v. 62, N 9, p. 1645—1672.
Bowin C., Purdy G. M., Johnston Ch. e. a. Arc — continent collision in Banda sea region.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1980, v. 64, N 6, p. 868—915.
Burk C. A. Geology of the Alaska peninsula — Island arc and continental margin.— Geol. Soc. America Mem., 1965, v. 99. 250 p.
Burret C. F. Plate tectonics and fusion of Asia.— Earth, Planetary Sci. Letters, 1974, v. 21, p. 181—189.
Churkin M. Fold belts of Alaska and Siberia and drift between North America and Asia.— In: Proc. Geol. Seminar on North slope of Alaska. 1970, p. D1—D17.
Churkin M. Western boundary of the North American continental plate in Asia.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 83, N 4, p. 1027—1036.
Churkin M. Alaska — Chukotka accretion tectonics and Pacific plate capture.— In:. Oji international seminar on accretion tectonics. Hokkaido, 1981, p. 7.
Churkin M., Carter C., Trexler I. Collision — deformed paleozoic continental margin of Alaska — foundation for microplate accretion.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1980, p. 1, v. 91, p. 648—654.
Churkin M., Trexler I. Comment on «The Siberian connection: a case for precambrian separation of the North American and Siberian cratons.» — Geology, 1978, v. 6, p. 467—469.
Churkin M., Trexler I. Circum — Arctic plate accretion-isolating part of a Pacific plate to form the nucleus of the Arctic basin. — Earth, Planetary Sci. Letters, 1980, v. 48, p. 356—362.
Cobbing E. I. The geosynclinal pair at the continental margin of Peru.— Tectonophysics, 1976, v. 36, N 1—3, p. 157—166.
Cooper A. K., Marlow M. S., Ben-Avrabam Z. Multichanel seismic evidence bearing on the origin of Bowers Ridge, Bering Sea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1981, p. 1, v. 92, N 7, p. 474—484.
Coulbourn W. T., Moberly R. Structural evidence of the evolution of fore —arc basins of South America.— Can. Journ. Earth Sci., 1977, v. 14, p. 102—116.
Cowan D. S., Silling R. M. A dynamic, scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction compexes.— Journ. Geophys. Res., 1978, v. 83, N B11, p. 5389—5396.
Cummings D., Schiller G. I. Isopach map of the earth's crust.— Earth Sci. Rev., 1971, v. 7, p. 97—125.
Curray I. R., Moore D. G. Growth of the Bengal deep sea fan.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, p. 563—572.
Dalziel I. W. D., Dott R. H., Winn R. D., Bruhn R. L. Tectonic Relations of South Georgia Island to the Southermost Andes.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, N 7, p. 1034—1040.
Dalziel I. W. D., Wit M. I., Palmer K. F. Fossil marginal basin in the Southern Andes.— Nature, 1974, v. 250, p. 291—294.
De Paolo D. I. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic Calc—alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California.— Journ. Geophys. Res., 1981, v. 86, N B11, p. 10470—10488.
Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.— Science, 1967, v. 157, p. 801—803.
Dickinson W. R., Seely D. R. Structure and stratigraphy of forearc regions.—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1979, v. 63, N 1, p. 2—31.
Dietz R. S., Holden G. C. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time.— Journ. Geol., 1966, v. 174, N 5, p. 610—631.
Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H. Continental margins and geosynclines: the east coast of North America north of Cape Hatteras.— In.: Physics and Chemistry of the Earth. New York: Pergamon Press, 1959, v. 3, p. 110—198.
Evernden J. F., Kistler R. W. Chronology of emplacement of Mesozoic Batholithic compexes in California and western Nevada.— U. S. Geol. surv. Prof. Paper, 1970, v. 623. 42 p.
Fitch T. J. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation — adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific.— Journ. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 23, p. 4432—4460.

Fujita K. Pre-Cenozoic tectonic evolution of North-east Siberia.— Journ. Geology, 1978, v. 86, N 2, p. 159—172.
Fujita K., Newberry J. T. Plate margins and accretionary terranes in Northeastern Siberia.— In.: Oji intern. seminar on accretion tectonics. September 10—16, 1981, p. 8.
Garcia M. O. Criteria for the identification of Ancient volcanic arcs.— Earth-Sci. Rev., 1978, v. 14, p. 147—165.
Geology and mineral resources of Japan. Third ed.— Geol. surv. Japan, 1977. 430 p.
Geology of continental slopes.— Society Economic Paleontol. Mineralogists, Special Public., 1979. 374 p.
Gohnson R. W., Jaques A. L. Continent — arc collision and reversal of arc polarity: new interpretations from a critical area.— Tectonophysics, 1980, v. 63, p. 111—124.
Grow J. A. Crustal and upper mantle structure of the Central Aleution arc.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, p. 2169—2192.
Hamilton W. The volcanic Central Andes: a modern model for the cretaceous batholiths and tectonics for North America.— Bull. Ore. st. dept. Geol. miner. Ind., 1969, v. 65, p. 175—184.
Hamilton W. Subduction in the Indonesian region.— In.: Island arcs, deep sea trenches and back arc basins. Amer. Geophys. Union. Maurice Ewing. 1977, ser. 1, p. 15—32.
Hamilton W., Myers W. B. The nature of batholiths.— U. S. Geol. surv. Prof. papers, 1967, v. 554—c, p. 3—27.
Hamilton W., Myers W. B. Nature of the Boulder batholith of Montana.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, p. 365—378.
Hasegawa A., Sacks I. S. Subduction of the Nazca plate beneath Peru.— Journ. Geophys. Res., 1981, v. 86, N B6, p. 4971—4980.
Hatherton T., Dickinson W. R. Andesitic volcanism and seismicity in New Zealand.— Journ. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 4615—4619.
Hatherton T., Dickinson W. R. The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs.— Journ. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 5301—5310.
Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin.— Tectonophysics, 1977, v. 38, N 1—2, p. 145—166.
Hilde T. W. C., Wegeman J. M. Structure and origin of Japan Sea.— In.: The Western Pacific island arc, marginal seas, geochemistry. Univ. Western Australia Press, 1973, p. 78—92.
Huang T. C., Goodell H. G. Sediments and sedimentary processes of eastern Mississippi cone, Gulf of Mexico.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1970, v. 54, p. 2070—2100.
Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. LVI, LVII, p. 2. National Sci. foundation, National ocean sediment coring program, 1980. 1417 p.
Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. vol. LIX, University of California, 1981. 820 p.
Irwing E. Drift of the major continental blocks since the Devonian. — Nature, 1977, v. 270, N 24, p. 304—309.
James D. E. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 22, p. 3325—3346.
James D. E. The evolution of the Andes — Scient. American, 1973, v. 229, N 2, p. 61—69.
James D. E. Subduction of the Nazca plate beneath Central Peru.— Geology, 1978, v. 7, p. 174—178.
James D. E., Brooks C., Cuyubamba A. Andean cenozoic volcanism: magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, N 4, p. 592—600.
Jipa D., Kidd R. B. Sedimentation of coarser grained interbeds in the Arabian Sea and sedimentation processes of the Indus cone.— In: Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 1974, v. 23, p. 471—495.
Karig D. E., Sharman J. F. Subduction and accretion in trenchs.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, N 3, p. 377—389.
Kent P. E. The Mesozoic development of aseismic continental margins.— Journ. Geol. Soc. London, 1977, v. 134, N 1, p. 1—18.
King P. B. The tectonics of North America. A discussion to accompany the tectonic map of North America, scale 1 : 5 000 000.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1969, v. 682, p. 18—26.
Kistler R. W., Ghent E. D., O'Neil J. R. Petrogenesis of garnet two mica granites in the Ruby Mountains, Nevada.— Journ. Geophys. Res., 1981, v. 86, N B11, p. 10591—10606.
Kistler R. W., Peterman Z. E. A study of regional variations of initial strontium isotopic composition of Mesozoic granitic rocks in California.— U. S. Geol. Survey Prof. Paper 1071, 1978, p. 5—17.
Klitgord R. D., Behrendt J. C. Basin structure of the U. S. Atlantic margin.— In.: Geological and geophysical investigations of continental margins. AAPG Mem. 29, 1979, p. 85—112.
Kobayachi T. The insular arc of Japan, its hinter basin and linking with the Peri — Tunghai arc.— Proc. 8-th Pacific congr., 2-A, Philippines, 1956, p. 38—41.

Kosygin Y. A., Parfenov L. M. Tectonics of the Soviet Far East.— In.: The ocean basins and margins. V. 5. The Arctic ocean. N. Y. — L., 1981, p. 377—412.
Larson R. L., Chase C. G. Late mesozoic evolution of the Western Pacific.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 23, p. 3645—3662.
Lathram E. H. Nimbus IV view of the major structural features of Alaska.— Science, 1972, v. 175, p. 1423—1427.
Lebedev M. M., Tararin I. A., Ladovskaya E. A. Metamorfic zones of Kamchatka as an example of the metamorfic assemblages of inner part of the Pacific belt.— Tectonophysics, 1967, v. 4, N 4—6, p. 327—332.
Lee D. E., Kistler R. W., Friedman I., Van Loenen R. E. Two mica granites of Norhteastern Nevada.— Journ. Geophys. Res., 1981, v. 86, N B11, p. 10607—10616.
Le Fort P. Himalayas: the collided range. Present Knowledge of the continental arc.— Amer. Journ. Sci., 1975, v. 275-A, p. 1—44.
Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— Journ. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 12, p. 3661—3697.
Le Pichon X., Sibuet J.-C. Passive margins: a model of formation.— Journ. Geophys. Res., 1981, v. 86, N B5, p. 3708—3720.
Levi B., Aguirre L. Ensialic spreading — subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of Central Chile.— Journ. Geol. Soc. London, 1981, v. 138, p. 75—81.
Lynn H. B., Hale L. D., Thompson G. A. Seismic reflection from the basal contact of batholiths.— Journ. Geophys. Res., 1981, v. 86, N B11, p. 10633—10638.
Maresch W. V. Plate-tectonics origin of the Caribbean mountain system of Northern South America: discussion and proposal.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, N 5, p. 669—682.
McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins.— Earth, Planet. Sci Lett., 1978, v. 40, p. 25—32.
Megard F., Philip H. Plio-quaternary tectonomagmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes.— Earth, Planet Sci. Letters, 1976, v. 33, p. 231—238.
Meissnar R. O., Fluch E. R., Stibane F. R., Berg F. Dynamics of the active plate boundary in Southwest Colombia.— Tectonophysics, 1972, v. 35, p. 115—136.
Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading.— Journ. Geol., 1969, v. 77, N 6, p. 629—646.
Miyachiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics.— Amer. Journ. Sci., 1972, v. 272, N 7, p. 442—449.
Miyashiro A. Volcanic Rock series in island arcs and active continental margins.— Amer. Journ. Sci., 1974, v. 274. p. 321—355.
Miyashiro A. Classification characteristics and origin of ophiolites.— Journ. Geol., 1975, v. 83, p. 249—291.
Moore J. G. The quartz diorite boundary line in the Western United States.— Journ. Geol., 1959, v. 67, N 2, p. 198—210.
Morgan W. I. Rises, trenches, great faults and crustal blocks.— Journ. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6, p. 1959—1982.
Myers I. S. Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1974, v. 58, p. 474—487.
Myers I. S. Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, p. 1209—1220.
Natal'in B. A., Parfenov L. M. The differences of accretion and collision folded system in the North-West of the Pacific Framing.— In.: Oji intern. seminar on accretion tectonics. Tomakomai, Hokkaido, 1981, p. 46—47.
Nielson D. R., Stoiber R. E. Relationship of potassium content and depth to the seismic zone.— Journ. Geophys. Res., 1973, v. 78, p. 6887—6892.
Nincovich D., Hayes J. Mediteranean island arcs and origin of high-potash volcanoes.— Earth. Planet. Sci. Lett., 1972, v. 16, N 3, p. 331—345.
Nisbet E. G., Price J. Siliceous turbidities: bedded cherts as redeposited ocean ridge derived sediments.— In.: Pelagic sediments land and sea. Oxford, 1974, p. 241—253.
Oji international seminar on accretion tectonics. Astracts.— Tomakomai, Hokkaido, 1981. 48 p.
Ostenso N. A., Wold R. J. Aeromagnetic evidence for origin of Arctic ocean basin.— In.: Arctic geology. N. Y.— L., 1973, p. 506—516.
Otsuki K., Ehiro M. Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan sea.— Journ. Phys. Earth, 1978, v. 26, suppl., p. 5537—5556.
Parfenov L. M., Voinova I. P., Natal'in B. A., Semenov D. F. Geodynamics of North-Eastern Asia in mesozoic and cenozoic time and the nature of volcanic belts.— Journ. Phys. Earth, 1978, v. 26, suppl., p. S503—S525.
Patton W. W., Hoare J. M. The Kaltag fault, West Central Alaska.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1968, 600-D, p. D147—D153.
Patton W. W., Teilleur I. L. Evidence in the Bering Strait region for differential movement between North America and Eurasia.— Bull. Geol. Soc. America, 1977, v. 88, N 9, p. 1298—1304.
Pinus G. V., Agafonov L. V., Velinsky V. V. Eclogite — like rocks of the Anadyr — Koryak folded system.— Pacific Geology, 1970, N 2, p. 81—91.
Pitcher W. S. The anatomy of a batholith.— Journ. Geol. Soc. London, 1978, v. 135, p. 2, p. 157—182.

Pitcher W. S., Bussell M. A. Structural control of batholith emplacement in Peru: a review.— Journ. Geol. Soc. London, 1977, v. 133, p. 249—256.
Ponte F. C., Asmus H. E. Geological framework of the Brazilian continental margin.— Geol. Rundschau, 1978, v. 67, N 1, p. 201—235.
Rabinowitz P. D., Labrecque J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins.— Journ. Geophys. Res., 1981, v. 84, N B11, p. 5973—6002.
Ringwood A. E. The petrological evolution of island arc systems.— Journ. Geol. Soc. London, 1974, v. 130, p. 183—204.
Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. La dualite des ophiolites Tethysiennes.— Petrologie, 1975, t. 1, N 2, p. 172—174.
Sainsbury C. L., Coleman R. G., Kachadorian R. Blueschist and related greenschist facies rocks of the Seward Peninsula, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1970, N 700-B, p. B33—B42.
Saleeby J. Ocean floor accretion and volcano-plutonic arc evolution of the Mesozoic Sierra Nevada.— In.: Geotectonic development of California. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N 1, 1981, p. 27—41.
Schlee J., Behrendt J. C., Grow J. A. e. a. Regional geologic framework of Northeastern United States.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, v. 60, N 6, p. 926—951.
Scholl D. W., Buffington E. C., Marlow M. C. Plate tectonics and structural evolution of the Aleutian — Bering Sea Region.— In.: Geology of the Bering Sea and adjacent Regions. Mem. Geol. Soc. Amer., 1974, p. 324—336.
Sears J. W., Price R. A. The Siberian connection: a case for precambrian of the North American and Siberian cratons.— Geology, 1978, v. 6, p. 267—270.
Sheridan R. E. Sedimentary basins of the Atlantic margin of North America.— Tectonophysics, 1976, v. 36, p. 113—132.
Silver L. T., Early T. O., Anderson T. H. Petrological, geochemical and geochronological asymmetries of the Peninsular Ranges batholith.— Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs, 1975, v. 7, p. 375—376.
Snavely P. D., Wagner H. C., Lander D. L. Interpretation of the cenozoic geologic history, Central Oregon continental margin: cross-section summary.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1980, v. 91, p. 1, N 3, p. 143—146.
Stauder W. Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity.— Journ. Geophys. Res., 1975, v. 80, p. 1053—1064.
Stern Ch., Elton D. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications for ocean floor metamorphism.— Tectonophysics, 1979, v. 55, N 1/2, p. 179—213.
Stow D. A. V. Laurentian fan: morphology, sediments, processes and growth pattern.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1981, v. 65/3, p. 375—393.
Tectonic map of China and Mongolia. Scale 1 : 5 000 000, U. S. A. Geol. Surv., 1973.
Tectonic map of Japan. Scale 1 : 2 000 000. Distribution of elementary tectonic constitutions. Geol. Surv. Japan, 1965.
Thorpe R. S., Francis P. W. Variations in andean andesite compositions and their petrogenetic significance.— Tectonophysics, 1979, v. 57, N 1, p. 53—70.
Uyeda S., Miyashiro A. Plate tectonics and the Japanese Islands: a synthesis.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, N 7, p. 7, p. 1159—1170.
Wade J. A. Stratigraphy of Georges Bank Basin: interpreted from seismic correlation to the western Scotian Shelf.— Canadian Journ. Earth Sci., 1977, v. 14, N 10, p. 2274—2283.
Walker R. G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps.— Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, v. 62, N 6, p. 932—966.
Wilson J. J. Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1963, v. 47, N 1, p. 1—34.
Yaskawa K. Palaeolatitude and relative position of South-West Japan and Korea in the Cretaceous.— Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., 1975, v. 43, p. 835—846.
Zeil W. The Andes. A geological review.— Gebrüder Borntraeger. Berlin — Stuttgart, 1979. 260 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава 1. **Структурно-вещественные комплексы и тектонические элементы континентальных окраин и островных дуг; принципы выделения их ископаемых аналогов** 7

Островные дуги и активные континентальные окраины . . . . . —
Пассивные континентальные окраины 18
Латеральные ряды 20
Палеотектонические реконструкции 21

Глава 2. **Главные тектонические единицы северо-востока Азии, обзор существующих представлений** 21

Глава 3. **Континентальные окраины и островные дуги северо-восточного обрамления Сибирской платформы** 26

Общая характеристика современной структуры . . . . . —
Рифейская континентальная окраина 30
Вендско-среднепалеозойская континентальная окраина 33
Позднепалеозойско-раннемезозойские континентальные окраины 38
Кинематика мезозойской складчатости 49

Глава 4. **Раннемезозойские континентальные окраины в районе Южно-Анюйской складчатой системы** 63

Общая характеристика Южно-Анюйской складчатой системы . . . —
Тектоническое положение системы в латеральном ряду сопряженных с ней тектонических элементов 68
Южно-Анюйская складчатая система — коллизионный шов на границе мезозойских Евразиатской и Северо-Американской плит 71

Глава 5. **Мезозойские континентальные окраины в Охотско-Корякском регионе** 74

Общая характеристика современной структуры . . . . . —
Позднепалеозойско-раннемезозойская Удско-Мургальская островная дуга 76
Меловой Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс — активная континентальная окраина андийского типа 86
Тектоническое положение и природа мезозойских и палеозойских образований Корякской складчатой системы 93

Глава 6. **Раннемезозойские континентальные окраины в районе восточной части Монголо-Охотской складчатой системы** 100

Общая характеристика современной структуры . . . . . —
Существующие представления о природе Монголо-Охотской системы 108
Мезозойская латеральная тектоническая зональность 110
Тектоническая природа мезозойской латеральной зональности 114
Тектоническая природа палеозойских комплексов 117

Глава 7. **Континентальные окраины в Сихотэ-Алинско-Сахалинском регионе** 119
Общая характеристика современной структуры . . . . . —
Палеозойские континентальные окраины 121
Раннемезозойская континентальная окраина 124

Позднемезозойская островная дуга 127
Сенон-палеогеновая активная континентальная окраина . . . 129
Роль окраинно-континентальных сдвигов в формировании тектонической структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы 133

Глава 8. **Срединные массивы и более мелкие древние сиалические блоки в составе мезозоид, их тектоническое положение и природа** 137

Срединные массивы . . . . . —
«Мелкие» сиалические блоки 143
Тектоническое положение и природа древних сиалических блоков 146

Глава 9. **Общие закономерности строения мезозойских складчатых систем и их типы** 149

Глава 10. **Тектоническая эволюция северо-востока Азии и кинематика движений литосферных плит** 156

Мезозой . . . . . —
Кайнозой 161
Поздний докембрий и палеозой 163
Общие закономерности 164

Заключение 166

От редактора 169

Литература 171

Леонид Михайлович Парфенов

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ
И ОСТРОВНЫЕ ДУГИ МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ**

Ответственный редактор
Константин Владимирович Боголепов

Утверждено к печати
Институтом геологии ЯФ СО АН СССР

Редактор издательства *Е. И. Тимофеева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Зайцев*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *К. И. Сергеева, О. Д. Першина*

ИБ № 23403

Сдано в набор 15.06.83. Подписано к печати 23.02.84. МН-01513. Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,8. Усл. кр.-отт. 17,2. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1000 экз. Заказ 670. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

4217