ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

IV



MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
THE ALL-UNION ORDER OF LENIN SCIENTIFIC RESEARCH INSTITUTE
OF GEOLOGY (VSEGEI)

GEOLOGY OF THE NORTH-EAST OF ASIA

IN FOUR VOLUMES

L. I. Krasny, Editor-in-Chief

Volume IV

THE GEOLOGIC DEVELOPMENT, GENERAL REGULARITES OF METALLOGENY, COAL FORMATION AND OIL AND GAS DISTRIBUTION

«NEDRA» PUBLISHING HOUSE
LENINGRAD DIVISION
LENINGRAD · 1973

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В ЧЕТЫРЕХ ТОМАХ

Под редакцией *Л. И. Красного*

Том IV

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ, УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

17415

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1973



УДК 550(5)(06)

Геология Северо-Восточной Азии. Том IV. Геологическое развитие и общие закономерности металлогении, углеобразования и распределения нефти и газа. Под ред. Л. И. Красного. Л., «Недра», 1973. 324 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т). Авт.: В. А. Амантов, Л. С. Бакланова, Е. В. Быковская и др.

В работе освещены история геологического развития, общие закономерности металлогении, углеобразования и распределения нефти и газа на территории Востока СССР и сопредельных регионов. Основное внимание уделено истории геологического и тектонического развития северо-востока Азии, Аляски и Западного Притихоокеанья в протогее, мезогее и неогее отдельно по геоблокам, ортогеосинклинальным поясам и другим структурным элементам. Описание каждой эры заканчивается общей сводкой эволюции тектонических структур, особенностей литогенеза и магматизма.

На основании анализа скоростей седиментации в различных геологических регионах установлено разделение прогибов устойчивых и подвижных областей по величинам скоростей осадконакопления.

Значительное внимание уделено общим закономерностям металлогении, углеобразованию, распределению нефти и газа в палеозое, мезозое и кайнозое. Установлены предпосылки поисков новых типов минерализации и различных видов минерального сырья в пределах притихоокеанской окраины СССР.

В книге приведены схемы: палеотектонические, размещения литогенетических структур, распределения металлогенических зон и другие. В заключительном разделе работы суммированы сведения о главнейших событиях геологической истории северо-востока Азиатского материка. Выявлено, что генеральные перестройки тектонического плана имели место после раннего архея, раннего протерозоя, в конце кембрия. Менее крупные изменения структурного плана отмечены в позднем палеозое и юре. В среднем — позднем мезозое произошли тектоно-магматические преобразования, имевшие важное минерагеническое значение. В кайнозое возникла система островных дуг.

Подведены итоги исторического анализа седиментогенеза. Выявлена консервативность эволюции терригенных и терригенно-карбонатных прогибов и локализованность во времени многих кремнисто-вулканогенных прогибов. Установлено, что поздний мезозой и кайнозой ознаменовались в Восточной Азии широким развитием наземных формаций (лимнических, угленосных, молассовых и вулканогенных) и гранитного магматизма. Появились в кайнозое и новые типы формаций (туффито-диатомитовая, зеленых туфов, щелочных базальтов, плато-базальтов).

Особо подчеркнуто значение глыбовых структур (геоблоков) и межглыбовых зон для теории тектогенеза и эндогенной металлогении. Установлено последовательное усложнение минерализации во времени.

Книга предназначена для широкого круга геологов, геофизиков и специалистов по геологии полезных ископаемых.

Таблиц 25, иллюстраций 46, список литературы — 318 названий.

Авторы: В. А. Амантов, Л. С. Бакланова, Е. В. Быковская, С. И. Гавриков, М. И. Ициксон, Н. Ф. Карпов, Л. И. Красный, Н. В. Луцкина, Е. П. Миронюк, Л. М. Мирошников, Г. Д. Петровский, В. К. Ротман.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Б. А. АНДРЕЕВ, В. Н. ВЕРЕЩАГИН, Г. С. ГАНЕШИН, М. И. ИЦИКСОН, Л. И. КРАСНЫЙ (ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР), *С. А. МУЗЫЛЕВ, В. К. ПУТИНЦЕВ, И. И. СЕЙ, Н. И. ТИХОМИРОВ, Ю. Ф. ЧЕМЕКОВ, Е. Т. ШАТАЛОВ.*

Редактор IV тома *Л. И. КРАСНЫЙ*

Г 0292—321
043(01)—73

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем, последнем, томе подведены итоги изложенных в томах I—III геологических данных. В нем рассмотрены общие закономерности геологического развития Северо-Восточной Азии, Аляски и Западного Притихоокеанья.

Советская геология всегда учитывала ведущие исторические тенденции геологической науки. Многие ученые нашей страны: В. А. Обручев, А. Д. Архангельский, А. Н. Мазарович, Н. С. Шатский и другие — создали исторические обзоры территории СССР в целом или ее крупных регионов. Особый интерес для геологов, занимающихся изучением Дальнего Востока, имела работа А. Н. Криштофовича [1932], в которой он не ограничился территорией СССР, но и привлек данные по зарубежным территориям, хотя, сравнивая его «Геологический обзор стран Дальнего Востока» с современными представлениями о геологии этого региона, легко убедиться, как далеко ушло вперед исследование Востока СССР. Не меньшее значение имели выпуски (всего 18) по геологии, геоморфологии и полезным ископаемым Охотско-Колымского края (1935—1939 гг.).

За последние годы ряд важных публикаций по проблемам, затронутым в настоящем томе, был сделан Б. А. Андреевым, Н. П. Аникиевым, П. В. Бабкиным, В. Ф. Белым, И. И. Берсеневым, Н. А. Богдановым, В. Н. Верещагиным, И. К. Драбкиным, Б. Х. Егиазаровым, Д. А. Кириковым, Ю. А. Косыгиным, П. Н. Кропоткиным, В. И. Казанским, С. Ф. Луговым, М. С. Марковым, К. Б. Мокшанцевым, М. С. Нагибиной, В. В. Онихимовским, Б. А. Петрушевским, Ю. М. Пущаровским, И. А. Резановым, М. Г. Руб, Е. А. Радкевич, С. А. Салуном, К. Ф. Сергеевым, А. М. Смирновым, А. Л. Ставцевым, С. М. Тильманом, В. А. Титовым, И. Н. Томсоном, И. К. Туезовым, М. А. Фаворской, Е. Т. Шаталовым, Н. А. Шило, А. Д. Щегловым и другими. Большое значение имели вышедшие в свет под редакцией А. Л. Яншина «Тектоническая карта Евразии» и объяснительная записка к ней [1966] и другие работы.

Отметим некоторые положения, развиваемые в этих работах, остановившись более подробно на разъяснении трудностей терминологического характера.

Установлена необычайная подвижность и динамичность в развитии структур. Эпохи стабилизации вновь сменялись проявлением активности тектонических движений. Тектоническая переработка древнейших толщ (разломообразование — магматическая регенерация, или, лучше, реактивация) происходила вплоть до позднего мезозоя. Трудно не только найти существенные признаки «молодого» платформенного или субплатформенного развития, но даже и завершение складчатости не приводит к консолидации структур. Термин «Тихоокеанский подвижный пояс» полностью оправдывается. Эта концепция длительно продолжающейся

геологической жизни рассматриваемой территории имеет прямое отношение к ее прогнозной металлогенической оценке. Она позволяет утверждать, что впереди еще много открытий, ранее казавшихся неожиданными (например, золото-молибденовые зоны в Становой области, ртутные в Монголо-Охотской области, золотые и оловянные в Охотско-Корякской системе и пр.).

Отмечается самостоятельность, индивидуализация геологического развития весьма крупных структурных элементов (геоблоков), занимающих площадь 1—3 млн. км^2. Это, во-первых, Яно-Чукотский геоблок, охватывающий территорию Северо-Востока СССР. Для раннего (рифей — ранний карбон) этапа его развития применялся термин «подвижная платформа». Последняя претерпела длительное опускание, сопровождавшееся накоплением мощных осадочных толщ, дислоцированных в складчатые или складчато-глыбовые структуры. Для позднего верхоянского этапа употребляется термин «геосинклинальная область». Эта область отличается почти полным отсутствием осадочно-вулканогенных формаций, свойственных ранним этапам геосинклинального развития. Мощные обломочные однообразные толщи, крупных размеров складчатые элементы, нередко с простыми формами складок, характеризуют специфику этой области в верхоянское время. Термины «литическая» (т. е. преимущественно осадочного заполнения) или «эпикратонная» подвижная область также применялись для обозначения структур Верхояно-Колымо-Чукотского типа.

Критически проанализировав предлагаемые термины, авторы вместе с Ю. М. Пущаровским [1960, с. 64] отказались от названия «миогеосинклиналь», а также (в связи с многообразием его применения) от термина «парагеосинклиналь». Первоначально было принято предложение Д. А. Кирикова назвать структуры, близкие по типу к геосинклинальным и развивающиеся на более или менее плавно погруженных глыбах (обычно краевых частях массивов), гомегеосинклиналями (от греч. home — подобный). Прогибы этих геосинклиналей заполняются однородными карбонатными и (или) терригенными осадками. К ним относятся, по мнению большинства авторов, прогибы Верхояно-Колымской области в палеозое и мезозое, прогиб Брукса на Аляске в палеозое, значительная часть среднепалеозойских и мезозойских прогибов Монголо-Охотской области. Однако после ряда критических замечаний редактор и авторы настоящего тома от введения нового термина отказались, отмечая повсюду специфичность геосинклинального развития упомянутых структур.

Иной тип структур (и формаций) развивался в крупном Амурском геоблоке, расположенном между Сибирской и Северо-Китайской платформами. Как показано на схеме геолого-структурного районирования, приложенной к «Геологической карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса», прогибы, развитые в Амурском геоблоке, обычно содержат мощные пачки кремнисто-вулканогенных толщ. Они образовались в геосинклинальную стадию и характерны для раннекембрийских (хр. Джагды), девонских (Шантарские острова), каменноугольно-пермских (хребты Соктахан, Сихотэ-Алинь) и верхнетриасово-юрских (хр. Сихотэ-Алинь) прогибов. Наряду с ними выделяются самостоятельные узкие геосинклинальные прогибы короткого периода развития с кремнисто-вулканогенными формациями. Примером такого прогиба может служить Кони-Тайгоносский прогиб в позднем триасе — ранней юре. Они строго приурочены к краевым разломам и получили названия регматических геосинклиналей (от греч. regma — трещина, расщелина).

В связи с достижениями в изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии геофизическими методами естественным стремлением ряда геологических школ (ВСЕГЕИ, ИГН АН СССР, ИГГ СО

АН СССР) является переход от плоскостного изучения структур к объемному. Пока еще названия «территория», «площадь» широко применяются в настоящей монографии по отношению к геологическим объектам. Однако в недалеком будущем они, вероятно, постепенно отомрут или ими будут пользоваться весьма ограниченно.

Появляются и обосновываются новые термины, относящиеся к большим по объему структурным элементам геоида. Так, широким кругом геологов и геофизиков признается специфическая делимость земной коры и верхней мантии, приводящая к глыбовости ее строения. Существует макро- и мегатрещиноватость и линеаментная делимость регионального и планетарного значения. В результате этой делимости образуются объемные структуры: глыбы разного порядка, блоки и массивы. Глубинные движения в тектоносфере, вертикальные (главные) и сдвиговые (подчиненные), значительной амплитуды, обусловили делимость ее на геоблоки — крупные региональные структуры размером $(800 \div 1400) \times (1500 \div 2000)$ *км*, т. е. общей площадью около 1—5 млн. *км*^{2}, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма, определенными формационными рядами и типовым набором металлогенических областей и зон. Выясняется, что континенты и океаны состоят из геоблоков, между которыми находятся разного типа пограничные структуры.

В настоящем томе геоблоки Алдано-Становой, Сино-Корейский, Яно-Чукотский, Амурский, Ниппонский, Охотский и Беринговский охарактеризованы всесторонне. Однако возникла потребность в выделении более крупных структур геоида, охватывающих корово-мантийные мегаструктуры тектоносферы. Они названы сегмоидами (от сегмент — объемный элемент геоида). В пределах северо-западной и северной частей Тихоокеанского подвижного пояса отчетливо прослеживаются Континентальный, Переходный и Океанический сегмоиды, более подробно они описаны в работах Б. А. Андреева, Л. И. Красного, М. И. Ициксона, в монографии «Геологическое строение СССР» [1968]. В качестве объемных понятий широко используются термины «структурно-формационный комплекс», «складчатый комплекс», «седиментационный комплекс» и др.

Подавляющее большинство геотектонических терминов употребляются в монографии в общепринятом смысле. Быть может, чаще, чем обычно, здесь говорится о «подвижных областях и подвижных системах». Эти понятия более широкие, охватывающие все стадии развития геосинклинальных — складчатых областей и систем, в том числе и постконсолидационные. Они дают более полное представление о непрекращающейся жизни мобильных структур, включая и неотектонический этап их преобразования.

Следует вспомнить, что В. А. Николаев, Ю. А. Билибин, В. А. Кузнецов сознательно предпочитали термин «подвижный пояс» (иногда «подвижная зона») по отношению к складчатым областям и системам. Такой же оттенок термину «подвижный пояс» (mobile belt) придается многими геологическими и тектоническими школами за рубежом (Ф. Кинг, Т. Матсумото и др.).

Изложенные в настоящем томе итоги обширных исследований и сделанные из них выводы имеют общенаучное значение.

1. Подчеркнута определяющая роль древнейшей и древней истории Земли (протогей, мезогей, начало неогея) во всех стадиях более поздней геологической истории. Выяснено, что новейшие геологические события полностью могут быть поняты и истолкованы только с учетом ранних этапов геологической истории Востока СССР и, очевидно, других регионов: раздробления древнего фундамента на геоблоки с возможным их раздвижением в направлении от центральных районов древних платформенных массивов континента в сторону океана.

2. Выяснены новые аспекты в методике региональных геолого-геофизических исследований, в частности новые пути обобщения и использования данных аэромагнитных съемок и их важное значение в комплексе с другими методами (гравиметрия, ГСЗ) для установления положения и взаимоотношения основных структурных элементов (геоблоков) древнего (архейского) фундамента. Решение указанной задачи оказалось важным не только для палеотектоники, палеогеографии региона, но и для решения петрологических, литологических и металлогенических проблем.

3. Выявлены общие закономерности металлогении, нефтегазоносности и угленосности на Востоке СССР, а также сделаны необходимые выводы о поисках месторождений нефти и газа и некоторых новых типов минерализации в пределах притихоокеанской окраины СССР.

В подготовке к изданию тома большую помощь оказали С. И. Гавриков (ученый секретарь), З. М. Гостомельская, Г. И. Кузнецова, Б. К. Любимов, С. А. Миронюк, Э. Л. Магнушевский и М. А. Кангур.

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Всю историю геологического развития Востока СССР и сопредельных территорий можно разбить на три части: протогей, охватывающий ранний докембрий (архей, ранний и средний протерозой), раньше 1600—1500 млн. лет; мезогей — поздний докембрий (рифей = позднему протерозою), 1600—1500÷600—500 млн. лет; неогей — кембрий — четвертичный период, 600—500 млн. лет — современная эпоха. Это деление дополняет известное предложение Г. Штилле, сделанное им в 1944 г. [Штилле, 1964]. Он различал в истории Земли два «больших периода» («геохрона», по А. Н. Мазаровичу): протогей (онтарий = архею и карелий = нижнему альгонкию) и неогей (белтоиотний = верхнему альгонкию, палеозой, мезозой и кайнозой). Успехи в определении абсолютного возраста и обширные стратиграфические исследования, в частности в Учуро-Майском районе в юго-западной части Сибирской платформы (см. ниже), доказали, что между карелием и кембрием находится еще один «большой период» (геохрон), охватывающий около 1000—1200 млн. лет. Этот промежуточный «период» Н. А. Штрейс [1964] предложил назвать «мезогеем».

В самые «седые» времена геологической истории, в протогее, глубинные массы вследствие активного воздействия тепловых и химических процессов преобразуются в вещество земной коры. В доступных для наблюдения местах в пределах континентального сегмоида Северо-Восточной Азии (Алдано-Становой и Сино-Корейский геоблоки) находятся следы первых глыбовых структур. По окраинам этих самых ранних устойчивых массивов («литоплинтов», по Ю. К. Дзевановскому) образуются первичные подвижные системы. В протогее особенно тесно переплетаются осадконакопление и магматизм, причем, по-видимому, преобладали мощнейшие излияния базальтовых лав.

В мезогее на рассматриваемой территории появляются первые настоящие платформы (Сибирская и Китайская). С этого времени и до наших дней в Учуро-Майском и других районах сохраняются в слабо деформированном виде пласты осадочных пород. Возникают впервые кольцевые ультраосновные — щелочные интрузии. Органическая жизнь, которая, несомненно, была в морской среде и в более далекие времена, начинает приобретать ощутимое для геолога выражение в виде рифейских морских растительных биот — массовых скоплений водорослей — первых породообразующих организмов (С. В. Нужнов и др.).

Кембрий — период, связывающий мезогей и неогей. В Северо-Восточной Азии и на северо-западе Америки во многих районах конец рифея и начало кембрия объединены постепенными переходами. В среднем и позднем кембрии происходят важнейшие события, структурные перестройки, обусловившие дальнейший план развития континентального сегмоида.

Особое значение в пределах Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана приобрели мезозойская и кайнозойская эры. В первой

из них в океане и на материках происходили грандиозные преобразования — магматические, седиментационные и структурные, определившие специфику внешней зоны ТПП, а вторая резко изменила ход геологического развития во внутренней зоне этого пояса: в переходном сегмоиде появились протяженные цепи островных дуг.

ПРОТОГЕЙ

Обособление крупных тектонических подразделений в протогее с целью геолого-структурного районирования должно осуществляться с использованием всей суммы характеризующих их геологических данных. Сюда относятся стратиграфическая последовательность толщ и особенности первичного литогенеза, магматизм и метаморфизм, складчатые структуры, взаимное расположение региональных структурно-формационных комплексов, соотношения и специфичность геофизических полей и пр. Данные абсолютного возраста, несомненно продвинувшие наши представления о геохронологии протогея, должны рассматриваться как подсобные. Противоречивость и спорность этих данных была показана А. А. Богдановым [1967] при анализе тектонического расчленения докембрия фундамента Восточно-Европейской платформы.

Опорными регионами развития древнейших архейских образований являются алданиды, слагающие цоколь Сибирской платформы, и аньшаниды, выходящие в фундаменте Северо-Китайской платформы. По сводке А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича [1966], минимальный начальный предел возраста алданского комплекса определяется 2800 млн. лет *, а конечный предел возраста аньшаньского комплекса — 2600 млн. лет. Если образование древнейших участков суши относится к 3400—3500 млн. лет, то общую продолжительность архея на Востоке Азии следует оценить в 800—900 млн. лет. Согласно данным упомянутых выше авторов, ранние протерозоиды станового комплекса и серии Утай образовались в отрезок времени от 2600 до 1900 млн. лет. Отсюда на ранний протерозой (по другой терминологии поздний архей) в пределах рассматриваемых геоблоков падает 600—700 млн. лет.

Геологические события, происшедшие в протогее, ввиду далеко не полной и не равномерной изученности Северо-Восточной Азии и Аляски восстанавливаются с большим трудом. Скромные размеры выходов архейских и нижнепротерозойских образований в Охотском и Омолонском массивах и на п-ове Сьюард или почти полное отсутствие докембрия на обширных территориях Переходного сегмоида (спорные толщи в Срединном хребте Камчатки, в зонах Хида и Абакума о. Хонсю) затрудняют попытки палеотектонического анализа. Поэтому рис. I-1, показывающий размещение архейских глыб и раннепротерозойских подвижных областей, следует рассматривать как эскиз, дающий вероятную реконструкцию тектоники протогея.

На Востоке СССР работами ЛАГЕД, ВАГТ, ВСЕГЕИ, Якутского и Дальневосточного геологических управлений ранний докембрий наиболее изучен в Алдано-Становом геоблоке. Противоречивые данные о возрасте составляющих его структурных элементов заставляют дать сначала принятую в монографии схему взаимоотношения алданского и станового комплексов и важнейших геологических событий, сопровождавших формирование археид. Ниже дана общая сводка геологического развития в архее, раннем и среднем протерозое.

---

* А. М. Тугаринов с соавторами [О протерозойском возрасте ..., 1967] сообщили о новых определениях абсолютного возраста, которые еще более подчеркнули сложность структуры алданид и становид и невозможность в настоящее время уверенно опираться на приводимые ими и другими авторами цифры для палеотектонического районирования.

АРХЕЙ

Предполагается, что развитие алданского архея (см. схему) начинается с образования литоплинтов — выступов из сиаля, сыгравших в момент складчатости роль жестких масс, но позднее полностью переработанных тектоническими движениями. Однако небольшая мощность сравнительно недавно возникшей коры обусловила легкую доступность к поверхности основной магмы. Подводная вулканическая деятельность весьма специфична для начального периода развития протогеосинклиналей.

Схема последовательности геологических событий в архее Алданской подвижной области

Образование первично-геосинклинальных комплексов Становой подвижной области		
Постархейская эпоха раздробления и обрушения		
Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм		
Постгеосинклинальные комплексы эпохи *неустойчивой консолидации*		Красные и розовые аляскитовые *граниты*
Позднегеосинклинальные комплексы		Анатектитовые гранитоиды. Пироксениты, перидотиты, горнблендиты
Протогеосинклинальные комплексы	Джелтулинский (6000 *м*) *Тимптонский (7000 м)*	Нориты, габбро-нориты, габбро *Вулканиты основного и среднего* состава
Литоплинтовый комплекс	Иенгрский (6700 *м*)	Карбонатно-вулканогенно-кремнистые комплексы

М. И. Иициксон подчеркивает наличие на Алданском щите двух изначальных областей разного режима, отделенных друг от друга Центрально-Алданским разломом. К западу от этого разлома располагается область «эвгеосинклинального», а к востоку «миогеосинклинального» режима. Первая отчетливо вырисовывается в магнитном поле сильно дифференцированными полями, а вторая — ослабленными магнитными полями.

Для археид Алданского щита характерны брахиформные структуры — овалы и купола, осложненные линейными складками. Особое, пластическое состояние вещества, заключенного в протогеосинклинальных прогибах, и конседиментационные тектонические движения обусловили послойное и реже секущее размещение небольших по размерам пластовых тел основных и ультраосновных пород, удлиненных согласно складчатости тел гранитоидов и различного типа мигматитов.

Образование аляскитовых гранитов оторвано от складчатых процессов. Их внедрение происходило в эпоху завершения длительного процесса развития архейской подвижной области, когда архейские структуры уже стабилизировались. Фрагментарность выходов архея не всюду дает возможность выявить простирание складчатых структур на больших площадях. В пределах Алданского щита, особенно на его северных склонах, благодаря аэромагнитометрическим данным четко выявляется общее север-северо-западное простирание складок. Такое же

или близкое к меридиональному направление осей складок выявлено на Охотском и Омолонском массивах. В пределах собственно Алданского щита благодаря детальным геологическим съемкам последних лет выявлена весьма сложная складчатая структура алданид.

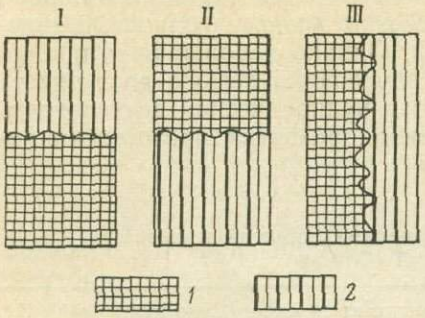


Рис. I-1. Гипотеза соотношения архея Алданского щита (*I*) и Становой области (*2*) по Е. П. Миронюку (*I*), В. А. Кудрявцеву и Е. А. Кулишу (*II*), Н. Г. Судовикову и А. Н. Нелову (*III*).

В отличие от упомянутой группы северных архейских глыб, в южных, расположенных в пределах Северо-Китайской платформы, наблюдаются простирания складчатых структур как северо-западное, так и северо-восточное. Возможно, что это сочетание двух структурных направлений повлияло в дальнейшем на существенную разницу в истории развития Яно-Чукотского и Амурского геоблоков. Состав архея во всех глыбах довольно близок. Всюду наряду с первичными терригенными толщами (гнейсы, сланцы) наблюдаются и вулканогенные, включающие нередко и интрузивные тела (основные

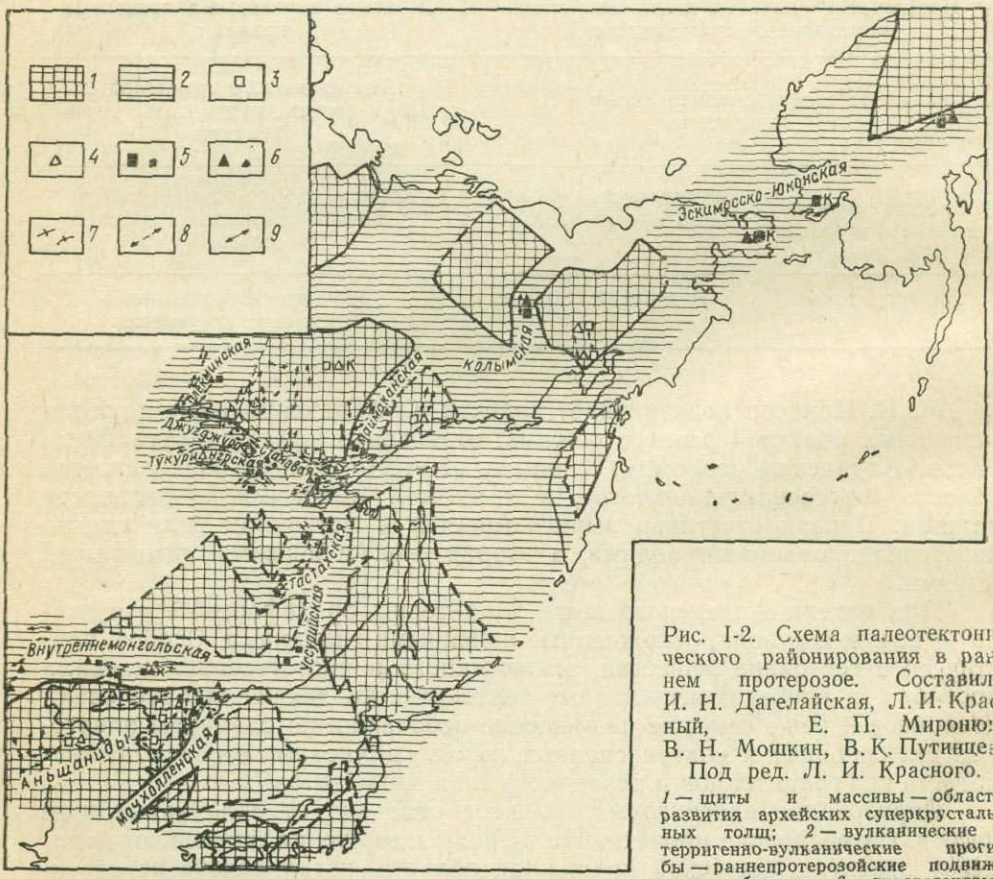


Рис. I-2. Схема палеотектонического районирования в раннем протерозое. Составили И. Н. Дагелайская, Л. И. Красный, Е. П. Миронюк, В. Н. Мошкин, В. К. Путинцев. Под ред. Л. И. Красного.

1 — щиты и массивы — области развития архейских супракрустальных толщ; *2* — вулканические и терригенно-вулканические прогибы — раннепротерозойские подвижные области; *3* — гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы, гранулиты; *4* — основные кристаллосланцы и гнейсы, амфиболиты; *5* — метаморфизованные терригенные отложения (биотитовые, высокоглиноземистые и другие кристаллические сланцы и гнейсы); *6* — метаморфизованные вулканогенные образования основного и среднего состава, джеспилиты; *7* — зоны развития мигматизированных и гранитизированных пород; *8* — главнейшие направления архейских складчатых структур; *9* — главнейшие направления раннепротерозойских складчатых структур; *К* — карбонатные отложения.

сланцы ортоамфиболиты). Характерными полезными ископаемыми архея являются железо и слюда-флогопит.

Археиды, составляющие по новым данным нижний структурный этаж Становой подвижной области, прослеживаются в виде угловатых в плане массивов между верховьями рек Гонам и Олекма, в районе Нюкжинско-Гилюйского водораздела, в бассейнах рек Чогар и Джана и в других местах. На западе Становой области археем сложен курультинский (курультино-гонамский) комплекс (15 000 *м*) меланократовых кристаллических сланцев, образовавшихся за счет ортопород основного состава и гнейсов с линзами кварцитов, а на востоке — комплекс пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и различных гнейсов (джанинская серия, 5000 *м*).

Характерной чертой архейских комплексов является обилие высокоглиноземистых пород (высокоглиноземистых гнейсов, биотит-гранат-силлиманитовых сланцев, дистен-корундовых пород), сочетающихся с силицилитами (кварцитами), гиперстеновыми гнейсами чарнокитовой формации, кальцифирами и мраморами.

Так же как и в археидах Алданского щита, в архее Становой области известны ультраосновные и основные породы (метадуниты, метапироксениты, метагаббро и др.). Завершается архейский цикл комплексом гранитоидов ультраметаморфогенного происхождения.

Соотношение Алданского и Станового архея неясно, имеются по этому поводу самые противоречивые предположения (рис. I-1).

На рис. I-2 показно расчленение возникшего в результате постархейской консолидации более или менее единого громадного блока археид на глыбы. Однако вполне вероятно, что уже в архее наметились свои, более жесткие литоплинтовые структуры и сеть разломов (Центрально-Алданский, Становой, Внутреннемонгольский и др.), характеризующая первичную делимость земной коры. Этот эскиз поддерживает концепцию Ю. М. Шейнмана [1960, с. 110], что «...платформы вместо концентрического строения имеют структуру гигантской сложной брекчии. В ней можно различать глыбы чрезвычайно древних платформ, спаянные сохранившимися участками столь же древних складчатых поясов, некогда обрамлявших эти платформы».

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

На протяжении около 800 млн. лет в Восточной Азии происходили бурные и своеобразные геологические события, завершившиеся становым диастрофизмом («становой орогенией»). Эти события развертывались на огромной площади в протяженных и широких подвижных областях, расположенных между стабилизированными глыбами археид (рис. I-2). Главными регионами, где сохранились образовавшиеся в становое время толщи и магматические комплексы, являются Становой (вместе с Олекминской и Маймаканской системами) и Внутреннемонгольский. Довольно крупные фрагменты «становид» известны в районе правобережья р. Уссури, в цоколе Буреинского массива и на Корейском полуострове. Наличие сходных по составу толщ отмечено между Колымским и Омолонским массивами и в бассейне Юкон — Танана Аляски [Dutro, Payne, 1957].

Алдано-Становой геоблок. Новый, отличный от архейского структурный план ранних протерозоид отчетливо виден при сопоставлении простирания алданид и становид. Широтные или близкие к ним структуры раннего протерозоя «срезают» северо-западные и север-северо-западные структуры архея Алданского щита, что подчеркивается направлением изодинам на магнитных картах. Менее ясно соотношение Внутреннемонгольской подвижной области с аньшанидами Северо-Китайской глыбы [Ходак, Сунь Шу, 1961]. Однако и здесь намечается разница в простираниях архея и нижнего протерозоя.

Особенности стратиграфии и петрологии Становой области (см. тома II и III) позволяют считать, что на протогеосинклинальной стадии в пределах области существовали протяженные вулканогенные прогибы. Не исключено, что позднее развивались прогибы флишевого типа. В фрагментах первых широко проявлены ортоамфиболиты, а во фрагментах вторых наблюдаются ритмичная слоистость и выдержанность пачек по простиранию. Отмечается [Судовиков, Неелов, 1961] одновременное существование протоэвгеосинклинальных (Урканская зона) и протомиогеосинклинальных прогибов (Становая зона).

Более дифференцированны по составу нижнепротерозойские комплексы (2600—1900 млн. лет) на обширных площадях советского Дальнего Востока (Становой хребет) и Сино-Корейского щита. Как указывалось ранее, формированию литогенетических ассоциаций раннего протерозоя предшествовала тектоническая перестройка на рубеже архея и протерозоя, сопровождавшаяся раздроблением и обрушением архейских глыб. В целом, по данным В. А. Амантова и других исследователей, ассоциации метаморфических пород раннего протерозоя указывают на сложную формационную зональность региона. В крупных линейных зонах развиты амфиболиты, амфиболсодержащие гнейсы и зеленокаменные сланцы, возникшие по вулканогенным (?) породам среднего — основного состава. Одновременно в раннем протерозое сосуществовали обширные области накопления высокоглиноземистых и карбонатных серий, во многом напоминавшие высокоглиноземистые толщи архея (Буреинский, Омолонский, Ханкайский массивы, западная окраина Квамо), и зоны формирования смешанных седиментационных ассоциаций: вулканогенно(?)-терригенно-карбонатных (чередование гнейсов, амфиболитов и мраморов центральной части Станового хребта — Джугджура и Мал. Хингана). Общими и бесспорно специфическими для всех эпох раннего докембрия являются железистые кварциты джеспилитового типа. Проявляясь в архее, эти образования достигают наибольшего распространения в раннем протерозое, тяготея к границам зон с существенно терригенными и вулканогенными формациями.

Эпоха раннего геосинклинального погружения ознаменовалась внедрением основных и реже ультраосновных интрузивов Майско-Джанинского комплекса (конкордантные массивы, реже пластовые и секущие более мелкие интрузивные тела).

Докембрийская тектоника древних геоблоков в последние годы привлекает внимание многих геологов. Постепенно выявляются ее специфические черты. Ниже на примере Алдано-Станового геоблока дано краткое описание слагающих его структур.

Наиболее ранние складчатые сооружения архея выступают в пределах литоплинтов (Ю. К. Дзевановский и др., 1967) (рис. I-3), представляющих собой наиболее древние округло-угловатые в плане структуры ранних алданид I порядка с площадью современного выхода 100 000 (Иенгрский литоплинт) и 10 000 *км*^{2} (Уянский литоплинт). Внутреннее строение литоплинтов весьма прихотливо и необычно по сравнению с более молодыми складчатыми сооружениями. Они состоят из системы неправильно-округлых «амебовидных» брахиформных структур, с неравномерными и неустойчивыми углами падения слагающих их сильно метаморфизованных пород, подверженных частой изменчивости простирания на сравнительно коротких расстояниях. В поперечнике наиболее крупные структуры II порядка составляют 40—100 *км*, в их пределах иногда наблюдаются складки высокого порядка линейного типа, прямые и опрокинутые, в отдельных случаях «пропеллерного» характера. Ближе к краям литоплинтов эти складки имеют отчетливую тенденцию к ориентировке вдоль них, что создает по периферии литоплинтов неясно концентрическую систему складок. Эта краевая система складок иногда осложнена короткими и широкими складками,

оси которых быстро погружаются в сторону от литоплинта, что, возможно, связано с переориентировкой складок в более позднее время. Крайне сложна микроскладчатость, которая, однако, не оказывает существенного влияния на план строения структур более низкого порядка.

Характерно широкое проявление процессов утраметаморфизма и гранитообразования в пределах литоплинтов, однако здесь не установлены гранито-гнейсовые «окаймленные» купола. Это не позволяет идентифицировать куполовидные структуры ранних алданид со сходными по морфологии структурами протерозоид хр. Станового, хотя не исклю-

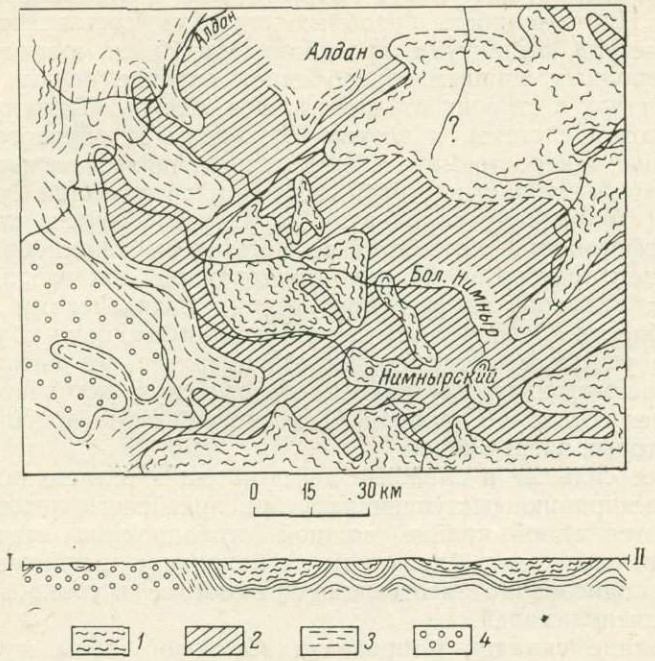


Рис. I-3. Раннеархейские складчатые структуры Иенгрского литоплинта. Составил Е. П. Миронюк.

1 — федоровская свита; *2—4* — подсвиты верхнеалданская свита; *2*— верхняя (нелюкшинская), *3* — средняя (чугинская), *4* — нижняя (суонтитская).

чено, что какая-то часть гранитоидов в пределах литоплинтов образовалась в эпоху формирования позднеархейской Тимптоно-Джелтулинской *перилитоплинтовой складчатой системы* [Дзевановский, Миронюк, 1968].

Эта складчатая система поздних алданид располагается между описанными литоплинтами, занимая междуречье Тимптона и Учура. Она представляет в плане крупную дуговую систему складок, выпуклую к югу, у которой расстояние по хорде более 300 *км*. В пределах этой складчатой системы простирание постепенно изменяется от север-северо-западного через широтное до север-северо-восточного, причем точки наибольшего прогибания к югу лежат на прямой, которая направлена от верховьев Тыркана на север-северо-запад к долине Алдана. Это обстоятельство можно рассматривать как свидетельство постоянства ориентировки тангенциальных сил, приведших к деформации поздних алданид, совершавшейся при относительно жестком состоянии окружающих их раннеархейских литоплинтов.

Уянский литоплинт почти полностью облекается поздними алданидами, оси складчатых структур которых погружаются в сторону от него. Иенгрский литоплинт, судя по строению его восточной оконечности, также облекается правильно ориентированными складками Тимптоно-Джелтулинской складчатой системы, расположенными контрастно по

отношению к внутренней структуре литоплинта, но конформно по отношению к его краю. Крайне важно, что в западной части этой системы, непосредственно у литоплинта, поздние алданиды образуют моноклиналь, которая, возможно, возникла на погребенном и переработанном фундаменте этого литоплинта, что подтверждается смещением геофизических ступеней к востоку от видимого контакта.

Внутренняя структура поздних алданид характеризуется складками с хорошо выраженной линейностью, незначительной ундуляцией их шарниров, а также опрокинутым и изоклинальным характером отдельных складок, которые могут быть отнесены к синклинориям и антиклинориям. Протяженность подобных структур составляет несколько сотен километров, амплитуда прогибания до 10 *км*, ширина до 20 *км*. Судя по неполным данным, преобладает падение осевых плоскостей крупных складок в сторону от литоплинтов, внутрь Тимптоно-Джелтулинской дуговой системы, и поэтому механизм ее образования может быть объяснен центростремительными сдавливаниями между литоплинтами. В центральной части дуговой системы располагается Суннагинская кольцевая («вихревая») складчатая структура с очень сложным характером деформации слагающих ее метаморфических образований.

В раннем протерозое Алдано-Становой геоблок разрастается до современных размеров за счет причленения к архейскому литоплинту Становой области. Основной структурный план становид обусловлен их виргацией в участках выступающих углов архейского литоплинта, что позволяет рассматривать эту раннепротерозойскую складчатую систему в составе трех ветвей — Становой, Олекминской и Маймаканской, стиль строения которых очень сходен.

Наиболее сильные и сложные деформации в становидах наблюдаются по простиранию выступающих углов архейского литоплинта, что сопровождается одной крайне важной особенностью строения этих участков — именно здесь получили монопольное развитие интрузии анортозитов, однозначно тяготеющие к наиболее глубоко эродированным ядрам антиклиналей.

Простирание складок в пределах Становой зоны субширотное, с многочисленными частными отклонениями, в Олекминской и Маймаканской ветвях — субмеридиональное. Каждая из зон может рассматриваться как блоки подчиненного значения, специфика развития которых заключалась, по-видимому, в особенностях его глубинного строения. Так, по геологическим и геофизическим данным для Олекминской и Маймаканской зон можно предполагать наличие погребенного архейского фундамента, что для Становой зоны, очевидно, менее характерно. В пределах собственно становых структур наблюдается довольно простое сочетание не весьма протяженных (до 200 *км*) синклинориев и антиклинориев, оси которых часто бифуркируют и нередко обладают однонаправленной ундуляцией, что особенно характерно для Олекминской и Маймаканской ветвей. В пределах анти- и синклинориев отмечаются более мелкие складки, среди которых встречаются брахиформные, углы падения колеблются от 50—70 до 30—20°, вплоть до горизонтального залегания, благодаря чему подобные складки имеют нередко спокойные и расплывчатые очертания.

Обращает на себя внимание особое положение в Становой зоне наиболее молодых образований брянтинской серии. Они слагают изолированную мульдообразную структуру в центральной части зоны. Она напоминает структуры борсалинской серии в Олекминской зоне, формирование которых происходило в заключительную фазу развития Становой области вдоль пришовных зон разломов.

Особое и спорное положение в структуре Становой складчатой области имеют выходы пород гранулитовой фации метаморфизма, обнару-

женные в ядрах антиклинориев. Одни геологи рассматривают их как отторженцы более древнего, архейского основания, другие считают составной частью единой раннепротерозойской складчатости, отстаивая, таким образом, тезис о метаморфической зональности в породах Станового метаморфического комплекса.

Разломы Становой, Альгаминский, Маймаканский, заложившиеся в раннем протерозое на границе воздымающегося Алданского щита и прогибающейся Становой области, а также Северо-Тукурингрский, Джелтулакский и ряд разломов в Джугджурской части области, ограничивая глыбы архея внутри Становой области, характеризуют блоковую тектонику ранних протерозоид. Разломы, ограничивающие ранние протерозоиды Внутреннемонгольской подвижной области, хорошо видны на тектонической карте Евразии [1966]. Южный разлом, отделяющий Северо-Китайскую платформу от Внутреннемонгольской области, по своему значению может быть сравнен со Становым.

Итак, образование очень сложных и протяженных зон разломов и вероятная связь с ними мощного и продолжительного протогеосинклинального магматизма (вулкано-интрузивные ассоциации) характеризуют первую половину развития раннепротерозойских подвижных областей. Иной геотектонический процесс охватил вторую половину раннего протерозоя. В это время в полосе Станового, Джанинского, Олекминского и других разломов в пограничных зонах с архейскими глыбами в верхах мантии происходили активные метасоматические преобразования глубинного вещества, итогом которых явилось формирование весьма крупных анортозитовых комплексов (см. т. III). Ни ранее, ни позднее на Востоке СССР подобных интеркрустальных образований не возникало.

1945

Не менее специфичны развивавшиеся в конце раннего протерозоя внутрикоровые перемещения больших объемов сиалического вещества, сопровождавшиеся процессами щелочного метасоматоза и магматического замещения. Эти перемещения привели к образованию гранитоидов древнестанового комплекса, которые нередко составляют разного размера (в том числе и крупные) согласные «мигматоплутоны», приуроченные к сети постконсолидационных разломов. Анортозитовый и древнестановой магматизм относятся к особой, еще не познанной, стадии развития Становой подвижной области, настолько своеобразны эти грандиозные явления глубинного метасоматоза и регионального метаморфизма. Однако широкий фронт древнестановой гранитизации, охватившей частично и сопредельную более древнюю область алданид (см. т. III), подтверждает мнение Г. Г. Рида, что плутонический метаморфизм, связанный с подъемом этого фронта, захватывает кристаллическое основание и стабилизированный геосинклинальный комплекс [Хорева, 1966].

Длительность геосинклинального процесса (сотни миллионов лет) и продолжительность эпохи перестройки тектонического режима позволяли, возможно, существовать в глубинах (в граничных клиньях или в вытянутых призмах — «реоклиналях», по Е. М. Люстиху) медленным метасоматическим процессам. Только в конце процесса, когда уже сформировавшиеся на глубине анортозитовые тела приближаются к поверхности, они захватываются краем фронта древнестановой гранитизации. Эта длительность «становой орогении» возможно подтверждается плохо объяснимым с других позиций большим разносом цифр абсолютного возраста [например, по А. Л. Ставцеву, 2240±220 млн. лет; (1990÷2100)±210 млн. лет; 1900 млн. лет для древнестановых гранитоидов].

Общая сводка истории геологического развития Становой подвижной области в протогее дана в табл. I-1.

Таблица I-1

Схема последовательности геологических событий в протогее в Становой подвижной области

Возраст	Комплексы	Юго-запад	Запад и северо-запад	Центр	Восток	Абсолютный возраст
Средний протерозой	Неустойчивой консолидации и реактивации	Марагайский гранитов и граносиенитов				
		Чульманский гранитоидный	Чуйско-Кодарский гранитоидный	Дунит-габбровый		1890—1760
		Джелтулинский (3000 *м*; включает основные и кислые вулканиты)	Субганский (4000 *м*; включает основные вулканиты)			1900 ± 100
Ранний протерозой	Посттеосинклинальные (становой диастрофизм)	Позднестановой гранитоидный токско-альгоминский умереннокислых гранитоидов				
		Древнестановой гранитоидный				
		Имангакитский анортозитовый			Древнеджугджурский анортозитовый	2240—1900
	Первично-геосинклинальные (собственно становые)	Борсалинский (4000 *м*)	Брянтинский (5000 *м*)		Купуринский (12 000 *м*)	2600
		Олекминский (10 000 *м*)	Иликанский (8000—10 000 *м*)			
		(включают метадиабазы и ортоамфиболиты)				
Архей	Протогеосинклинальные	Постархейская эпоха раздробления и обрушения. Позднегеосинклинальные комплексы ультраметаморфогенных гранитоидов				
		Могоча-Амазар (12 000 *м*)	Курультино-Гонамский (9000—12 000 *м*)		Чогаро-Джанинский 5000 *м*	2600—3000? (4590—4520 по пироксенам)
		(включают вулкано-интрузивные ассоциации основных и ультраосновных пород)				

Яно-Чукотский геоблок. В раннем и, возможно, в начале среднего протерозоя на Северо-Востоке Азии существовали. Верхояно-Становая и Чукотско-Аляскинская (или Чукотская) геосинклинальные области, занимавшие обширную территорию Северо-Востока СССР, Аляски, восточную часть современной Сибирской платформы и, по-видимому, территорию, перекрытую ныне Восточно-Сибирским морем. Юго-западная часть Верхояно-Становой геосинклинальной области, возможно, соединялась через Вилюйско-Уринскую ветвь с протерозойской Байкальской геосинклиналью.

В раннем протерозое центральную часть Северо-Востока СССР занимала Колымо-Омолонская глыба, в пределах которой были развиты архейские гнейсы. Ее обрамляла геосинклинальная область, про-

тягивающаяся из бассейна р. Яны на юго-восток к зал. Шелехова. Вблизи Чукотского полуострова смыкались северная и восточная ветви этой геосинклинальной области.

Ранние протерозоиды (?) Южного Верхоянья (Г. Н. Чертовских), сложенные кристаллическими сланцами, кварцитовидными песчаниками и филлитами и имеющие субмеридиональное простирание, вероятно, продолжаются к юго-западу, в сторону Становой области.

Учитывая наличие протерозойских (?) кристаллических сланцев и амфиболитов на о. Бол. Ляховском, собранных в складки субширотного направления, и одновозрастных кристаллических сланцев, кварцитов и мраморизованных известняков на о. Врангеля [Тильман, 1962; Городинский, 1963], имеющих то же субширотное направление простирания, и протерозойских (?) кристаллических сланцев на Чукотском полуострове, можно предполагать, что ранне-средне(?)протерозойская геосинклинальная область протягивалась своей северной ветвью к востоку, соединяясь с Чукотской геосинклиналью. В это время в геосинклинальной области происходило накопление терригенно-вулканогенных образований значительной мощности (до 8000 *м*). Возраст протерозойских пород, обнажающихся в Селенняхском, Юдомском и Приколымском районах и на о. Бол. Ляховском, точно не известен. Однако, перекрывание их рифейскими образованиями, нередко аргументированными органическими остатками, указывает на доверхнепротерозойский, возможно раннепротерозойский возраст. Мощность протерозойских (?) образований в Селенняхском районе, вероятно, значительно превышала 5000 *м* (видимая мощность 4100 *м*).

СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Конец протогея, его последние 300 млн. лет, можно считать переходным этапом, когда зарождаются структурные формы и происходят магматические явления, связывающие протогей с мезогеем. В это время закладывается новая система разломов, вдоль которых опускаются значительные участки земной коры. Приразломные асимметричные прогибы, авлакогены и обширные консолидированные поднятия составляют тектоническую канву мезогея в Алдано-Становом геоблоке. Большие значения приобретают входящие углы в жестких структурах. В них не только происходит осадконакопление, но и развивается магматизм.

Алдано-Становой и Сино-Корейский геоблоки. В Алдано-Становом геоблоке после длительной денудации и пенепленизации вдоль древних зон разломов возобновились движения жесткого кристаллического фундамента. В образовавшихся узких и протяженных депрессиях типа авлакогенов начали накапливаться довольно разнообразные по составу терригенные и вулканогенно-терригенные отложения. Как и в раннем протерозое, возникшие в эту эпоху тектонические структуры располагались по периферии архейского литоплинта. На западе Олекминский авлакоген и, вероятно, Чульманский сочленялись с Удоканским эоплатформенным прогибом (протоплатформенным, по А. И. Лейтесу, или миогеосинклинальным, по Л. И. Салопу). Сходный авлакоген (Улканский) протягивался вдоль Маймаканского разлома в восточной части щита и был сопряжен с иными приразломными прогибами этой территории, следующими как в субширотном направлении вдоль северных ветвей Станового разлома, так и на северо-восток и северо-запад. Южное продолжение этих структур устанавливается ориентировочно. Предположительно можно относить к этой эпохе накопление пород магаанской свиты в бассейне р. Уды.

После седиментации приразломные прогибы испытали инверсию, особенно значительную в западной части щита. Здесь в результате глыбовых движений фундамента возникли сложные по морфологии грабе-

ны, в пределах которых осадочные отложения были деформированы. Возник Удоканский синклинорий, внешний структурный план которого определен конфигурацией окружающих его выходов древнего фундамента, поднятых над опущенными под синклинорием блоками на высоту до 10 *км* (рис. I-4). Внутренняя структура синклинория мульдообразная, грубо концентрическая, определяется системой довольно пологих складок, часто брахиформных, с множеством мелких разрывных нарушений. Крутизна складок возрастает к центральной части синклинория, в южной его части наблюдается опрокидывание складок к северу, свидетельствующее о небольшом горизонтальном перемещении масс в том же направлении. Протяженность главных складок в пределах синклинория менее 40 *км*.

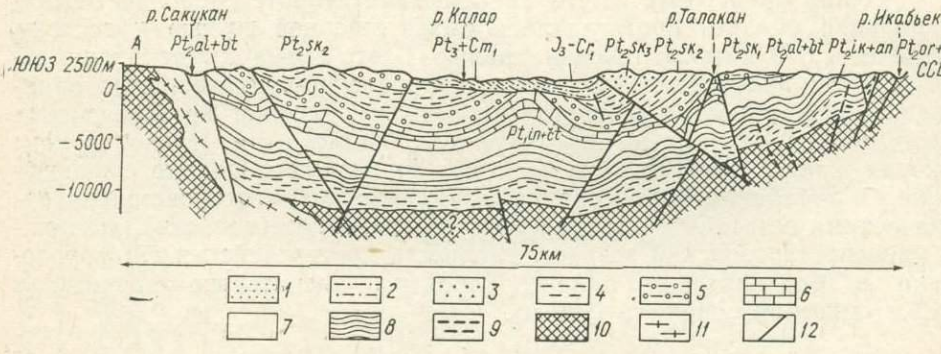


Рис. I-4. Геолого-структурный профиль через Удоканский грабен-синклинорий. Составил Е. П. Миронюк.

1 — мезозойские отложения; *2* — верхнепротерозойско-палеозойские отложения; *3—9* — среднепротерозойские отложения удоканской серии: *3—5* — сакуканская свита (*3* — верхняя, *4* — средняя, *5* — нижняя подсвиты), *6* — бутунская и александровская свиты, *7* — читкандинская и инырская свиты, *8* — аянская и икабийская свиты, *9* — боруряхская и ортуряхская свиты; *10* — нижнепротерозойский кристаллический фундамент; *11* — гнейсо-граниты (средний протерозой); *12* — разломы.

Восточнее, в пределах Олекминского авлакогена, возникали более мелкие структурные формы, представленные немногочисленными широкими изометричными грабен-синклиналями либо узкими щелевидными грабенами, ориентированными в субмеридиональном и субширотном направлениях. Амплитуда опускания таких грабенов самая разнообразная (от сотен метров до 3 *км*), углы падения деформированных осадков неравномерные (от крутых до пологих), залегание пород нередко горизонтальное, дополнительные складки внутри таких структур практически отсутствуют (рис. I-5 и I-6).

В восточной части щита залегание пород в пределах еще менее амплитудных грабенов значительно спокойнее. Только в системе грабенов Нуям-Гонамского направления устанавливается крутое моноклинальное залегание осадочных пород, обусловленное, как и в грабенах западной части щита, дифференциальными подвижками блоков кристаллического основания.

В эту эпоху образовалось много крупных разрывных нарушений, вдоль некоторых из них проявился приразломный диафторез.

В мезогее Алдано-Становой геоблок вступил в фазу слабодифференцированных пологих движений типично платформенного типа. В это время возникли такие крупные поднятия, как Тимптонское, Становое и, вероятно, Охотское, а также компенсирующие их погружения (Чарская моноклиза и Учуро-Майский прогиб). Главная структура восточной части геоблока — Учуро-Майский прогиб — имела тенденцию к замыканию на юге и ближе подходит к понятию «синеклиза».

Внутри этих главных структур опускания более мелкие структуры выражены слабо и представлены в основном положительными формами (плакантиклиналями, валами, структурными носами), причем преимущественно в Учуро-Майской синеклизе. Размер этих структур 25—100 *км* в поперечнике, амплитуда поднятия не более первых сотен метров, многие из них являлись конседиментационными. Более мелкие и контрастные формы складок в пределах чехла связаны с высокой механической активностью интрузий ультраосновных — щелочных пород центрального типа, вокруг которых наблюдается диапироподобное воздымание осадочных отложений.

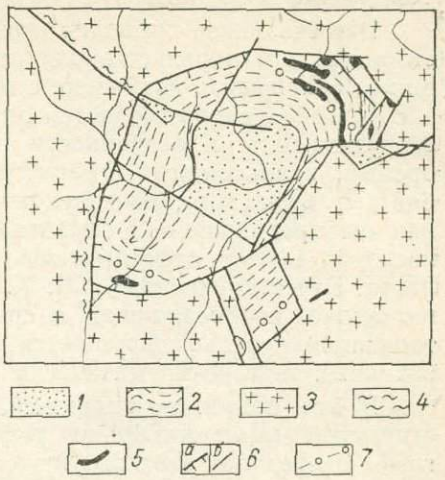


Рис. I-5. Тектоническая схема Ханинской грабен-синклинали. Составил Е. П. Миронюк.

1 — мезозойские отложения; *2* — среднепротерозойские отложения субганской серии; *3* — нижнепротерозойский кристаллический фундамент; *4* — зоны диафторитов; *5* — среднепротерозойские интрузии габбро-диабазов куранахского комплекса; *6* — разрывы (*а* — с установленным, *б* — с неустановленным падением); *7* — изограды граната.

В поднятиях Становой подвижной области в среднем протерозое были широко развиты умеренно кислые породы и гранитоиды токско-альгоминского и позднестанового комплексов. Последний характеризуется в целом большей однородностью и более частыми секущими контактами с гнейсами, чем это отмечалось для древнестановых гранитов.

Осадочные толщи, заполнявшие среднепротерозойские прогибы, в значительной степени были, вероятно, уничтожены последующей денудацией. Так, в западной части Становой подвижной области от Чульманского и Джелтулакского прогибов, по Н. Г. Судовикову, А. Н. Неелову и другим, остались лишь узкие клинья длиной 15—30 и шириной 2—10 *км*. В этих приразломных проги-

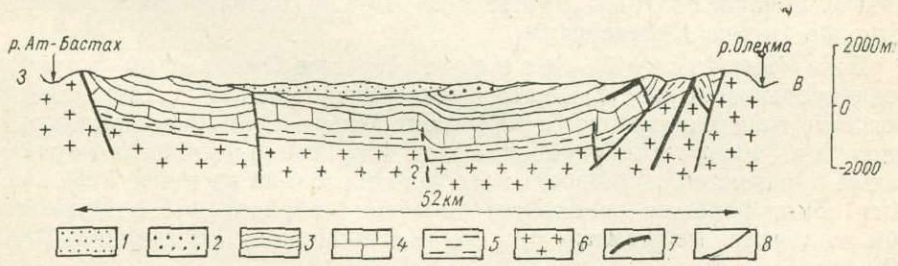


Рис. I-6. Геолого-структурный профиль Ханинской грабен-синклинали. Составил Е. П. Миронюк.

1 — мезозойские отложения; *2—5* — среднепротерозойские отложения субганской серии: *2* — станнахская свита, *3* — ханинская свита, *4* — намеалинская свита, *5* — гародаканская свита; *6* — нижнепротерозойский кристаллический фундамент; *7* — среднепротерозойские интрузии габбро-диабазов куранахского комплекса; *8* — разлом.

бах накапливались вулканогенные и терригенно-вулканогенные толщи, сложенные в линейные складки. Вулканиты основного состава были позднее превращены в зеленые ортосланцы. Интрузивный магматизм среднепротерозойского (?) возраста в западной части Станового хребта довольно разнообразен. Сюда относят расслоенные дунит-габбровые ин-

---

* Авторы т. III относят его к концу раннего протерозоя.

трузии и мелкие секущие тела горнблендитов и габбро-пегматитов, а также чульманские гранитоиды (абс. возраст 1890 млн. лет). Восточнее, на левобережье р. Уды, к среднему протерозою В. Н. Мошкин и Г. И. Степанов отнесли марагайский комплекс гранитов и граносиенитов и сиенитов (сиениты в западной части Станового хребта — 1700 млн. лет).

Все сказанное приводит к выводу, что средний протерозой, с одной стороны, характеризует эпоху неустойчивой стабилизации («кратонизации»), сравнимую, например, с готской на Балтийском щите (табл. I-2), а с другой — сопровождается опусканиями вдоль разломов и активным эффузивным и в особенности интрузивным магматизмом (дунит-габбровый, гранитоидный, гранитоидный щелочной). Образование прогибов (Чульманского, Джелтулакского, Субганского, Удоканского и др.), как бы предваряющих образование платформенного чехла, может относиться к «эоплатформенной» стадии развития рассматриваемой области. Эту стадию описал И. К. Туезов [1966]. С другой стороны, хорошо видно, что возникшая в среднем протерозое стабилизация («кратонизация») резко нарушается разломообразованием и возрождением активных тектоно-магматических процессов [Смирнов, 1966].

В это время, по-видимому, возникают впервые рифтоподобные структуры (Джелтулакский рифт) в своде воздымающихся архейских глыб. В пределах этих структур образовывались цепи вулканов, доставляющие на поверхность лавы основного, умеренно кислого и кислого состава.

Вулканизм, завершающий средний протерозой, очень широко распространен на описываемой территории. Особенно четко он проявляется вдоль стыка алданид и становид в структуре внутреннего угла Сибирской платформы. Здесь широко развиты мощные (до 3000—3500 *м*) вулканогенные толщи (эльгетейская свита), сложенные щелочными кварцевыми порфиритами и андезито-базальтами. Близкие по составу толщи подстилают позднепротерозойские отложения в Северо-Китайской платформе, на территории КНР (прогиб Ило — кварцевые порфиры, порфириты и андезиты; районы Луси и Чжунтяо — андезиты) и КНДР (дочикхенские кварцевые порфиры — 800—900 *м*). Этот регионально проявленный вулканизм конца среднего протерозоя (по другим данным начало позднего протерозоя) можно назвать по району, где он лучше изучен, эльгетейским.

Яно-Чукотский геоблок. Колымо-Омолонский массив в среднепротерозойское (?) время рассекался крупным Приколымским прогибом типа авлакогена, ориентированным в субмеридиональном направлении, в котором накапливались терригенно-карбонатно-вулканогенные образования, мощность которых составляла не менее 3 *км* (мощность обнажающихся среднепротерозойских образований в Приколымском поднятии, по данным А. Е. Каташинской, составляет 2000—4500 *м*).

В среднем протерозое на архейском основании происходило развитие Верхояно-Юдомского прогиба. Этот район был, по-видимому, еще в раннепротерозойское время расчленен на крупные блоки, испытавшие опускания в среднем протерозое. Учитывая разнообразие пород, слагающих протерозоиды * (различные гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, вулканиты основного и среднего состава, мраморы), можно предполагать наличие сложного тектонического рельефа. Разломы, по-видимому, были локализованы в зонах обрамления жестких массивов и выступов, т. е. там, где сейчас известны средне(?)протеро-

* Различать ранне- и среднепротерозойские образования в Чукотско-Аляскинском регионе весьма трудно. Даже дорифейский возраст их не везде доказан.— *Прим. ред.*

Таблица I-2

Схема геохронологической и тектонической корреляций докембрийских комплексов

Геохроны	Стратиграфические подразделения	Возраст, млн. лет	Юго-восточная часть Сибирской платформы		Алданская подвижная область (Алданский щит)	Становая подвижная область	Сино-Корейский щит	Канадский щит и Гренландия	Балтийский щит
Мезогей	Рифей (поздний протерозой)	500 (570)	Серия чехла платформы	Уйская	Ингилийский ультраосновной — щелочной магматизм (660—610)			Каролиниды (?)	Байкалиды
		850		*Майская (1190)*			Цзиньэрюйские слои (1160—880)	Годарский магматизм (1500—1200); Гренвильский (в Канадском щите)	Дальсландий
		1200		Учурская (1500—1400)			Серия Хуто (Боян Обо) (1550)	Нагасуктокидская складчатость и сонерутский плутонизм (1650—1500?)	Субсеквентный магматизм (готская эпоха кратонизации)
		1600							
Протогей	Средний протерозой	1800 (±100)	Улканские щелочные граниты. Эльгетейский вулканизм: щелочные, кислые, средние и основные вулканиты			Марагайский магматизм Позднестановой магматизм			
	Ранний протерозой	2100 (±100)				Древнестановой магматизм (2240—1900) Джугджурский магматизм (анортозиты (2250±150)	Пегматиты *Улашаня* (1900—1800)	Кетелидский (*гудзонский*) (2000—1700)	Свеко-фенно-карелиды
					Посталданские малые интрузии и дайки	Становой	Утай	Докетелидский (кенорианский) (2700—2300)	Древние ядра в пределах свеко-фенно-карелид
	Архей	2600			Алданиды (2800)	Комплексы основания (курулитинский, чогарский и др.)	Аньшаниды (Сангань—Тайшань) (≤2700)		Беломориды (≥2600)

зойские вулканиты, а также штоки и дайки основного и ультраосновного состава. Отмечается интенсивная дислоцированность протерозойских пород, выразившаяся в развитии изоклинальных, опрокинутых, лежачих и блокированных складок. Складчатые движения сопровождались магматизмом, который, по-видимому, локализовался в зонах обрамления жестких массивов и выступов.

Восточную часть Яно-Чукотского геоблока и западную часть Аляски занимал Чукотско-Аляскинский прогиб. При движении от о. Бол. Ляховского к о. Врангеля и Чукотскому полуострову в северной ветви прогиба отмечается преобладание кристаллических сланцев. Менее распространены амфиболиты, парагнейсы и редко, обычно в верхних частях разрезов, линзы мраморов. Все это свидетельствует о существенно терригенном седиментогенезе, не отличающемся большим формационным разнообразием. В северной части Аляски среднепротерозойские (?) породы близки по составу к одновозрастным образованиям восточной части Чукотки и Корякской зоны, что указывает на связь этих районов.

В северной части Аляски среднепротерозойские (?) образования представлены, по данным П. Смита [Smith, 1939], А. Ирдли [1954], Д. Миллера, Т. Пейна и Г. Грика [1961], кристаллическими породами (кристаллические сланцы брич-крик): различными кристаллическими сланцами (кварцево-слюдистые, слюдистые, полевошпато-серицитовые и др.), кварцитами и прослоями кристаллических известняков. На кристаллических сланцах брич-крик залегают несогласно кварцитовидные песчаники, сланцы, известняки и эффузивы основного состава группы Тиндер, возраст которых, по-видимому, рифейский [Mertie, 1932].

Учитывая выходы среднепротерозойских (?) пород в Корякском районе, где они представлены кристаллическими сланцами, деформированными в складки северо-восточного простирания, и одновозрастные образования Камчатки, сложенные также кристаллическими сланцами, можно полагать, что один из крупных прогибов протягивался к юго-западу, огибая Колымо-Омолонский массив. В этом прогибе происходило существенно терригенное осадконакопление.

Развитие Чукотско-Аляскинского региона в среднем протерозое протекало, по-видимому, без крупных дифференцированных движений, причем прогибы западной — Чукотской ветви выполнялись существенно терригенными и, частично, вулканогенными образованиями, а восточной — Аляскинской — терригенными и терригенно-карбонатными. Складкообразование в Аляскинской ветви, по всей вероятности, не отличалось большой интенсивностью, так как степень деформированности протерозойских пород и вышележащих палеозойских и мезозойских не столь сильно разнится.

Тектонические движения сопровождались сравнительно слабым магматизмом, в основном кислого состава (Чукотский полуостров).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Подводя итоги геологической истории Востока СССР и сопредельных территорий в протогее, можно установить следующие закономерности в ее направленном и неповторимом развитии.

1. В архее имел место максимум протогеосинклинального основного вулканизма, который охватил обширные области, располагавшиеся вокруг эмбриональных ядер стабилизации (литоплинтов). Примером таких вулканических архейских прогибов неправильно-овальной формы могут служить Джелтулинско-Тимптонский Алданской подвижной области.

Раннепротерозойские первично-геосинклинальные прогибы нередко имели уже форму тектонических рвов, располагавшихся на краю стабилизированных глыб археид (Внутреннемонгольский и Утайшаньский

прогибы). В раннем протерозое появляются ритмично наслоенные толщи большой мощности вулканогенно-терригенного, карбонатно-вулканогенно-терригенного типов (Иликано-Брянтинский и Купурийский прогибы центральной и восточной части Становой подвижной области). В существенно вулканогенных прогибах (Утайшань, Мусан) развивались мощные толщи железистых кварцитов; в карбонатно-терригенных прогибах — магнезит, графит и другие виды минерального сырья.

2. Попытки реконструкции исходного состава магматических и ультраметаморфогенных продуктов этой древнейшей стадии развития показывают наличие двух крупнейших весьма продолжительных этапов развития магматизма: а) более раннего, связанного, вероятно, с «докоровым» периодом развития, представленного излияниями и пирокластами, а также отчасти интрузивными образованиями базальтоидного состава, с резко подчиненными гипербазитами; ныне этот этап фиксирован основными кристалло-сланцами, амфиболитами и реже эклогитоподобными образованиями; б) более позднего (датируется калий-аргоновым методом 2600 млн. лет и менее), связанного с уже сформировавшейся достаточно мощной корой. Весьма сложный состав образований этого этапа имеет четко выраженный гранитоидный профиль. Ведущим процессом при этом является ультраметаморфическое гранитообразование с формированием широкого ряда автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных продуктов кислого и умеренно кислого состава. Сюда относятся и образования типа чарнокитов, не встречающиеся в более поздние стадии развития Земли, или устанавливаемые значительно реже — гранатовые, гранат-кордиеритовые, диопсидовые и близкие им граниты. Аллохтонные граниты, в том числе и «калиевые» граниты, свойственные более высоким уровням формирования, в общем более сходны с однотипными гранитоидами позднейших магматических эпох.

3. На многие десятки или первые сотни миллионов лет растягивались многие эпохи диастрофизма, преобразовавшие лик нашей планеты. Такая эпоха раздробления и великого обрушения была на границе архея и раннего протерозоя. К ней приурочены огромные объемы масс, переработанных процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Другая, также весьма важная эпоха диастрофизма, но выраженная уже в иных процессах, была на границе раннего и среднего протерозоя. Эта эпоха станового диастрофизма была выражена в последовательном перемещении из подкоровых глубин к поверхности фронта анортозитового метасоматоза и затем внутрикоровых магматических перемещений с образованием следующих друг за другом гранитоидных мигма- и магмапреобразований (древнестановые, токско-альгоминские и позднестановые гранитоиды).

4. Специфической особенностью протерозойской магматической эпохи, не имеющей прецедентов ни в более древние, ни в более поздние периоды развития востока Азии, является развитие анортозитов. Пояс анортозитовых массивов трассирует протяженную систему разломов, окаймляющих с юга Сибирскую глыбу. Наиболее крупными являются две области их распространения — Джугджурская и Олекмо-Каларская. Это одна из крупнейших в мире анартозитовых провинций, сопоставимая по своим масштабам с Северо-Американской.

Единичные определения абсолютного возраста джугджурских анортозитов датируют их цифрой 2250 млн. лет, что увязывается с геологическими данными, указывающими, что анортозиты предшествуют древнестановым гранитам. Оставляя пока без рассмотрения вопрос о генезисе анортозитов, следует подчеркнуть лишь одну особенность пространственного положения крупных массивов этих пород. Как Перисибирский (Становой), так и Северо-Американский пояса анортозитов слагают протяженные цепи, окаймляющие с юга наиболее крупные

лавразийские щиты — соответственно Алданский и Канадский. В обоих случаях цепи анортозитовых массивов, видимо, фиксируют тектонически резко контрастные системы планетарных глубинных разломов (или даже в общем единую систему), сочленяющих археиды и протерозоиды лавразиатского континента. Можно высказать предположение, что массивы анортозитов в современном их состоянии находятся в аллохтонном состоянии и представляют собой крупные тектонические блоки «базальтового» слоя, выжатые к поверхности, в зоне крупнейших трансрегиональных швов весьма глубинного заложения.

5. Последующий большой период неустойчивой стабилизации с образованием приразломных прогибов и авлакогенов наступил в среднем протерозое. Он сопровождался подкоровыми и внутрикоровыми магматическими процессами. Используя ослабленные пограничные клинья, магматические тела составляли протяженные интрузивные цепочки. Этот среднепротерозойский период эоплатформенных тектонических движений и тектоно-магматической реактивации явился провозвестником нового — мезогейского (рифейского) геохрона.

6. Представилось целесообразным сравнить периодизацию главнейших докембрийских событий на Востоке СССР и сопредельных территориях (табл. I-2) с соответствующими эпохами докембрия более хорошо изученных регионов (Балтийский и Канадский щиты). Корреляция докембрия Земли, разработанная ведущими учеными (см. «Решение Стокгольмского совещания». «Геотектоника», 1967, № 3), показывает, что на одном уровне с алданидами и аньшанидами находятся беломориды Балтийского щита. Становой комплекс и комплекс Утай должны сопоставляться с Докетелиадским и Кетелиадским Канадского щита и Гренландии и с досвеко-фенно-карельским и свеко-фенно-карельским Балтийского щита. Вероятно, среди Станового комплекса выделяются более древние ядра (например, иликанский комплекс), и тогда это сопоставление станет еще более надежным. Эльгетейский и улканский магматизм, широко проявленный на окраинах Сибирской платформы и на Северо-Китайской платформе, может быть сравнен с субсеквентным магматизмом готской эпохи кратонизации.

МЕЗОГЕЙ

На Востоке СССР, в Северном Китае и в Корее имеются неопровержимые доказательства широкого развития толщ и магматических тел, сформировавшихся в период позднее раннего протерозоя и до кембрия, т. е. в пределах геохрона, охватывающего примерно 1000—1100 млн. лет (1600—570 млн. лет). Первая сводка истории геологического развития Дальнего Востока за этот период принадлежит М. И. Иициксону и С. А. Музылеву [1963]. Особое значение приобретает юго-восточная часть Сибирской платформы (Учуро-Майский район), где отложения верхнего докембрия, выделяющегося под разными названиями (верхний протерозой, рифей, синий) представлены мощными комплексами терригенно-карбонатных пород, почти не затронутых дислокациями и метаморфизмом. Полученные здесь биостратиграфические данные, а также данные абсолютного летоисчисления (особенно по глаукониту) могут оказать существенное влияние на установление геохронологического объема мезогея и соответствующего ему стратиграфического подразделения не только в СССР, но и во всем мире [Результаты..., 1967].

Верхнепротерозойский чехол Северо-Китайской платформы (включая и ее корейскую часть) деформирован и метаморфизован сильнее. Здесь пока не описаны опорные разрезы, подобные Учуро-Майскому. Складчатые области позднепротерозойского времени, сформировавшиеся в позднем докембрии — раннем кембрии известны под названием бай-

калид (в объеме, принятом в кн. «Тектоника Евразии» [1966]) или поздних байкалид [Геологическое строение..., 1966].

В платформенных областях, где сохранился верхнепротерозойский чехол, объем соответствующих отложений более или менее определен. Затруднения испытывают исследователи складчатых областей при установлении границ отложений верхнего протерозоя. В лучшем случае указывается, что древнее нижнего кембрия (согласно в непрерывном разрезе или ниже поверхности стратиграфического несогласия) наблюдаются толщи позднепротерозойского (рифейского, синийского) возраста.

Палеотектоническое районирование в позднем протерозое для многих довольно крупных районов Востока СССР и сопредельных территорий является весьма схематическим. Задача несколько облегчается тем, что большинство тектонических структур в раннем кембрии развивается унаследованно.

Ниже рассматривается последовательно история геологического развития в позднем докембрии и раннем палеозое (кембрий — ордовик). *Общие выводы о закономерностях развития Востока* СССР *и сопредельных* территорий будут сделаны для этих двух тесно связанных эпох.

Алдано-Становой и Сино-Корейский геоблоки. В среднем протерозое наступил этап неустойчивой стабилизации крупнейших подвижных областей Северо-Восточной Азии — ранних протерозоид. К концу этого этапа стабилизация, по-видимому, стала более полной, хотя далеко не одинаковой для крупных глыбовых структур, сформировавшихся к началу мезогея. Наиболее отчетливо выраженной структурной глыбой, достигшей, если можно так выразиться, к началу позднего протерозоя (рифея) своей «тектонической терминанты» *, является юго-восточная часть Сибирской платформы, где на площади около 200 000 *км*^{2} поздний докембрий (и кембрий) залегает весьма спокойно, с небольшим (минуты) наклоном на север. Структуру этого типа Н. С. Малич [1963] недавно предложил назвать «моноклизой». Чехол этой части платформы в целом сохранил свое первичное залегание до наших дней.

Установлено [Красный, 1966а], что в бассейнах рек Учура и Маи имело место чрезвычайно медленное платформенное осадконакопление в позднем протерозое. Учитывая общую мощность верхнего протерозоя (3700 *м*) и опираясь на цифры абсолютного возраста (лаборатория ВСЕГЕИ, Н. И. Полевая), *за 1000 лет на платформе накапливалось* в среднем 3,7 *мм* осадков. Перерывы в период накопления уянской, учурской, майской и уйской серий сопровождались лишь местными несущественными размывами. Судя по данным абсолютной геохронологии, рифейское эпиконтинентальное море, перекрывавшее трансгрессивно архей и нижний протерозой в течение почти миллиарда лет, сохранило, в общем, малоподвижную береговую линию. Естественно, что эта длительная тенденция к погружению имела свою ритмичность.

Магматические проявления верхнепротерозойского времени, известны в пограничных частях Сибирской платформы. В самом начале позднего протерозоя сформировалась мощная (около 2000 *м*) горизонтально залегающая толща кварцевых и щелочных порфиритов и более основных пород (порфириты, диабазы). Абсолютный возраст этих эффузивов по одним данным достигает 1960 млн. лет, а по другим — составляет 1550 млн. лет. К концу позднего протерозоя относятся внедрения ультраосновных — щелочных пород ингилийского комплекса (680—610 млн. лет), имеющих концентрически-зональное, кольцевое строение.

---

* От лат. terminus — предел, конец.

Северо-Китайская платформа более подвижна, чем рассмотренная юго-восточная часть Сибирской платформы. Здесь в 3—4 раза выше мощность соответствующих отложений и заметно больше сложность и разнообразие платформенных структур. Выделяются Ляодунский, Шаньдунский и Шансийский щиты — «платформенные антиклинории» (Основы тектоники Китая, 1962) — и районы платформенных погружений (впадин), выполненных верхнепротерозойскими и более молодыми отложениями. Так, например, мощность верхнепротерозойских отложений во впадинах чехла Ляодунского щита на юге 4800 *м*, а на севере 800 *м*.

Еще более подвижен в позднем протерозое восточный (корейский) край Северо-Китайской платфомы, где существовал сложный прогиб перикратонного типа, состоящий из нескольких погружений. В них в течение позднего протерозоя накопились осадки мощностью от 1800—2000 до 3700—5000 *м*. В наиболее четко различимой Пхеннамской части прогиба намечается широтная конседиментационная структура типа вала [Геология Кореи, 1964].

В Северо-Китайской платформе в отличие от спокойных, однообразно наклоненных, выдержанных на многие сотни километров осадков чехла Сибирской платформы, чехол более деформирован, осадки его нижней серии (Хуто) нередко заметно метаморфизованы. В составе этой серии часто встречаются грубообломочные осадки, что также свидетельствует о локализации погружений между внутриплатформенными и краевыми поднятиями. В позднем протерозое выявляются протяженные структуры опускания на краю Сибирской платформы (Юдомо-Майский — Сетте-Дабанский прогиб) и между Колымским и Омолонским массивами (Приколымский прогиб). Эти прогибы рассматриваются некоторыми исследователями (Ю. А. Косыгин и др.) как авлакоген. Вероятно, большинство структур чехла Северо-Китайской платформы тоже относится к этому типу прогибов.

По формационному составу осадочных толщ эти окраинноплатформенные или внутриплатформенные погружения близки. Однако мощность отложений в них в 2—3 раза больше, чем на платформе. Можно предположить, что в позднем протерозое (и раннем кембрии) существенного отличия между развитием Северо-Китайской платформы и гипотетических платформенных структур Северо-Востока СССР не было. Конечно, по немногим фрагментам верхнепротерозойских выступов трудно судить о возможном тектоническом районировании Северо-Востока СССР в позднем докембрии. Адычанское поднятие (см. ниже) и ряд «районов пологих дислокаций», так же как и крупные части Колымской и Омолонской глыбы, составляют, вероятно, крупную платформенную структуру Северо-Китайского типа. Продолжение этих глыбовых структур дальше на восток следует искать в Северной Аляске, где докембрийские и кембрийские отложения платформенного типа выходят в нагорье Юкон — Танана, на полуострове Сьюорд и в устойчивых массивах, примыкающих к северо-западной части Северо-Американской платформы.

Амурский геоблок. В позднем протерозое различается ранний геосинклинальный этап развития крупной и сложной подвижной области поздних байкалид, располагавшейся между Сибирской и Северо-Китайской платформами в пределах Амурского геоблока. Этот ранний этап, насколько можно судить по разрезам Приаргунья, хр. Мал. Хинган, Уссуро-Ханкайского и Джидинского районов, отличался сравнительно спокойным накоплением терригенных и терригенно-карбонатных толщ значительной (7000—8000 *м*) мощности. Он является как бы подготовительным к динамичному геосинклинальному процессу (местами с интенсивным вулканизмом) раннего кембрия. Геосинклинальные прогибы в позднем протерозое протягивались с запада на восток из

Монголии к р. Бурее и далее на юго-восток, в бассейн р. Уссури. Одно из вероятных ответвлений позднепротерозойского прогиба находилось в пределах хр. Бол. Хинган. Другое охватывало восточную часть Северо-Китайской платформы, проникая на Японские острова. Не исключено, что часть метаморфических серий района Хида возможно относится к позднему докембрию и кембрию. М. Минато [Geologic Development..., 1965], вероятно, не прав, считая, что силурийские отложения ложатся непосредственно на ранний докембрий. Во время экскурсии на рудник Камиока (север Центрального Хонсю) в 1966 г. Л. И. Красный наблюдал толщи переслаивающихся кварцитов, кристаллических известняков и гнейсов, сходных с верхнепротерозойскими образованиями Ханкайского массива.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В мезогее существовала в целом спокойная тектоническая обстановка. Большие участки суши медленно, но постоянно опускались. Такой катастабильный (от греч. kata — сверху вниз) режим, быть может, никогда в истории Земли не охватывал столь значительные регионы. Осадками заполнялись обширные плоские ванны на погружающихся щитах и более глубокие и узкие прогибы по окраинам жестких сооружений и между ними. Эпизодически вдоль отдельных разломов, проникающих в верхнюю мантию, образовывались локальные полосы развития основного подводного вулканизма. Вследствие изменения условий осадконакопления и, быть может, климатической зональности, увеличения глубины бассейнов, большей открытости морей и соответственно уменьшения привноса терригенного материала в середине мезогея на обширной территории возникали условия, благоприятные для образования карбонатных толщ (доломиты, известняки, нередко магнезиты). Широкое развитие водорослевых доломитов, известняков, горючих сланцев (Учуро-Майский район), шунгитов и графита (Мал. Хинган, Уссури-Ханкайский район, округ Хида в Японии) подтверждает вывод Н. М. Страхова, что в позднем протерозое (рифее) органическое вещество становится «...обязательным компонентом осадочных пород...» [1963, с. 517]. Не менее существенно обнаружение первых сохранившихся калий- и фосфорсодержащих минералов в бассейне р. Джиды.

Важным событием на фоне преобладающего опускания явилось образование местных поднятий, на которых возникали коры выветривания, вмещающие бокситоносный горизонт (Учуро-Майский район).

На позднепротерозойском этапе земная кора обладала достаточно мощной сиалической оболочкой. Возможно, что на фоне длительного катастабильного режима на месте стыков крупных глыбовых структур и, в частности, в зонах, входящих углом между ними, происходило медленное поднятие вещества верхней мантии. Благоприятной эпохой, когда сквозьмагматические потоки, несущие щелочи, углекислоту, редкие элементы, фосфор и пр., прорывались в верхние слои литосферы, был конец мезогея (конец протерозоя). В предъюдомское время в окраинных частях юго-восточного выступа Сибирской платформы возникли кольцевые интрузии ультраосновных — щелочных пород и кимберлитов. Таким образом, в начале и в конце мезогея в ослабленной зоне стыков крупных блоков проявилось резкое обострение движений, что вообще характерно для крупной тектонической цикличности [Белоусов, 1967]. Первое обострение произошло приблизительно 1500 млн. лет назад; оно ознаменовалось образованием эльгетейского вулканического и улканского интрузивного комплексов. Второе около 600 млн. лет назад; к нему приурочены ультраосновные — щелочные интрузии (с карбонатитами) инаглинского комплекса и кимберлитовые тела.

НЕОГЕЙ

Последний геохрон охватывает 600—500 млн. лет. Наиболее часто фигурируют в новых геохронологических шкалах цифры 570—540 млн. лет. История развития осадконакопления, магматизма и тектонических структур в неогее раскрывается на более обширном и точном фактическом материале, чем это можно было сделать для палео- и мезогея.

Оттеняя по возможности особенности эволюции Востока СССР и сопредельных территорий в отдельные периоды, представляется удобным вести описание по следующим более крупным подразделениям: 1) ранний палеозой (кембрий, ордовик); 2) средний палеозой (силур, девон, ранний карбон); 3) верхний палеозой (средний — поздний карбон, пермь); 4) мезозой (триас, юра, мел); 5) кайнозой (палеоген, неоген, четвертичный период).

История геологического развития в новейшее время (плиоцен-четвертичный период) была освещена в т. I, поэтому в конце настоящего тома дана краткая сводка геологической жизни этого периода.

Пятичленное деление в основном отвечает и закономерностям развертывающихся в неогее событий. В раннем палеозое было завершено формирование структур поздних байкалид. Это был этап, значение которого для Востока СССР и Аляски переоценить трудно. В среднем палеозое на больших пространствах шли напряженные и мощные геосинклинальные опускания, что почти полностью исключает наличие на рассматриваемой территории каледонских структур. В позднем палеозое осуществлялась тектоническая перестройка довольно крупных регионов Амурского и Ниппонского геоблоков.

Мезозойская и кайнозойская эры, как хорошо известно, занимают особое место в геологическом развитии ТПП. Они предопределили весьма сложные и своеобразные структуры мезозоид и кайнозоид (включая и современную жизнь) Тихого океана и его обрамления. Так, в мезозое продолжалось или возобновлялось после некоторого перерыва геосинклинальное или близкое к нему по типу прогибание в Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской, Ниппонской, Верхояно-Колымской, Чукотской, Центрально- и Южно-Аляскинских областях и системах, завершившееся в средней — поздней юре и в мелу формированием складчатых сооружений, охвативших громадные пространства Северо-Восточной Азии и Аляски. Важнейшее значение имел мезозойский магматизм.

В кайнозое образовались замечательные структуры — островные дуги, являющиеся великолепным примером гигантских линейных преобразований верхней мантии, четко выраженных на поверхности тектоносферы.

Выше было сказано, что принятое деление неогея лишь в основном характеризует геологическую и тектоническую эволюцию Востока СССР и сопредельных территорий. В действительности стратиграфические (и геохронологические) границы не всегда соответствуют естественноисторическим. Так, например, в одних случаях ордовиком заканчивался геотектонический цикл, а в других только начинался. Ранний карбон, как правило, завершает среднепалеозойское геосинклинальное прогибание, но иногда им начинался геосинклинальный режим; то же относится к раннему триасу и позднему мелу.

РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

По современной геохронологической шкале кембрий является наиболее продолжительным периодом неогея (80 млн. лет). Некоторые особенности осадконакопления (карбонатность, наличие железа, фосфора) сближают его с поздним протерозоем.

На платформах (Сибирской, Северо-Китайской, Канадской) известен полный разрез кембрия. Он включает все три отдела и входит в состав платформенного чехла, наращивая его после значительной эпохи предъюдомского размыва, во время которой магматические тела ультраосновнего щелочного состава достигали поверхности литосферы. Близкие к платформенным залегания кембрия предполагаются на Северо-Востоке СССР и в хр. Брукса. Восточнее последнего описаны карбонатные платформенные фации кембрия в хр. Ричардсона на западной окраине Канадского щита. В пограничных, окраинно-платформенных структурах (Юдомо-Майский, Сетте-Дабанский и Корейский прогибы) также происходили нисходящие движения, несколько более интенсивные, чем на платформах.

В раннем кембрии стадия геосинклинального прогибания весьма четко проявилась в подвижных областях (рис. I-7). В это время к югу от Сибирской платформы впервые образовались вытянутые борозды с обильным подводным вулканизмом — типичные ортогеосинклинали. На значительном удалении от платформ, между массивами, формировались плавные широкие прогибы со слабовыраженным вулканизмом. Для описываемой территории в целом эпоха раннего кембрия была отчетливо талассократической. Этого нельзя сказать о среднем и позднем кембрии, эпохах постепенного сокращения морских бассейнов в основном в подвижных областях. В среднем — позднем кембрии (и в ордовике) происходят активные позднебайкальские движения, сопровождавшиеся инверсией тектонического режима и мощным, главным образом гранитоидным, магматизмом. В это время существенно увеличилась мощность земной коры за счет гранитного слоя. Как будет видно ниже, консолидация позднебайкальских складчатых структур привела к образованию новых крупных массивов. Отдельные массивы вместе с ранее сформированными платформенными глыбами образовали Восточно-Азиатский ряд платформ и массивов (рис. I-8). Позднебайкальская архитектоника имела решающее влияние на тектоническое развитие Востока СССР и сопредельных территорий в течение всего неогея.

Ордовик и по продолжительности (60 млн. лет), и по значению не имел столь широкого влияния на развитие некоторых регионов (например, Амурский геоблок), как предыдущий период.

В Северо-Китайской платформе в ордовике завершается развитие структур чехла, ибо позднее (в карбоне) уже формируются новообразованные («активизированные») прогибы. Чехол юго-восточной части Сибирской платформы вовсе лишен ордовикских отложений. В пограничных (перикратонных) прогибах ордовик имеет значительную (до 3500 *м* в Сетте-Дабанском, до 2000 *м* в Корейском) мощность.

На Северо-Востоке СССР ордовикские отложения составляют существенную древнейшую часть своеобразных геосинклинальных прогибов. Их мощность достигает 5000 *м*. В подвижных областях Амурского геоблока ордовик известен в самых западных (Восточная Монголия, хр. Бол. Хинган) геосинклинальных системах, возможно, слагая самый восточный фланг выклинивающихся структурных линз южномонгольских каледонид. Такое же выклинивание имело место и на крайнем северо-востоке СССР, где намечаются в ордовике связи вулканического пояса Фрезер с Корякским нагорьем. Не исключено, что вулканогенные толщи ордовика, обнаруженные В. М. Мерзляковым в бассейне р. Рассоха на северо-востоке СССР, также связаны с этим поясом.

Рассматривая особенности развития описываемой территории в ордовике, следует отметить, что в раннем и позднем ордовике существенное участие в разрезах имеют терригенные отложения, тогда как в среднем преобладают карбонатные. Это была последняя эпоха регионального развития карбонатообразования на Востоке СССР.

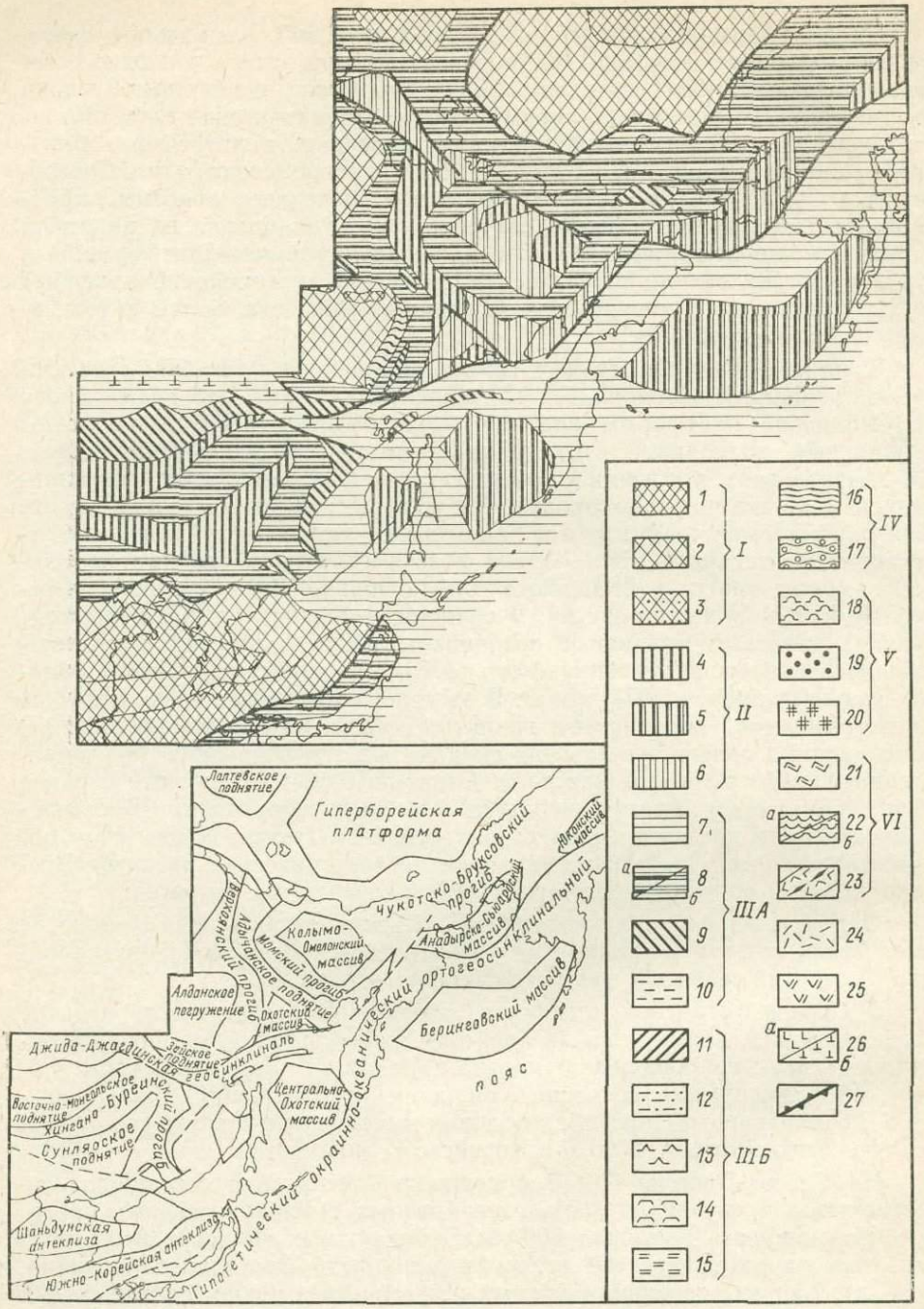


Рис. I-7. Палеотектоническая схема раннего кембрия *.

I — платформенные области: 1— антеклизы, щиты, поднятия; *2* — синеклизы, погружения; *3* — авлакогены; *II* — массивы (срединные, краевые): *4* — континентальные; *5* — гипотетические в пределах современных краевых морей; *6* — опущенные части массивов; *IIIА* — стадия преобладающего опускания подвижных областей; *7* — прогибы ортогеосинклинального типа; *8* — прогибы геосинклинального типа: [*а* — близкие к синеклизам (в кембрии), *б* — Верхояно-Колымского типа (D_2 и P_2)]; *9* — внутригеосинклинальные поднятия; *10* — позднегеосинклинальные прогибы; *IIIБ* — стадия преобладающего поднятия подвижных областей; *11*— антиклинории; *12*— синклинории; *13*— складчато-глыбовые поднятия; *14* — пенепленизированные поднятия; *15* — депрессии; *IV* — пограничные

* Палеотектонические схемы (рис. I-7, I-11, I-14, I-16, I-17 и I-29) составлены Я. И. Полькиным и Г. И. Гапоненко (территория арктических морей), С. И. Гавриковым и С. М. Тильманом (Северо-Восток СССР), Б. Х. Егиазаровым (Корякское нагорье и Аляска), Л. И. Красным, Р. И. Соколовым, А. П. Глушковым, А. И. Бурдэ (Дальний Восток и сопредельные с юга территории) под редакцией Л. И. Красного.

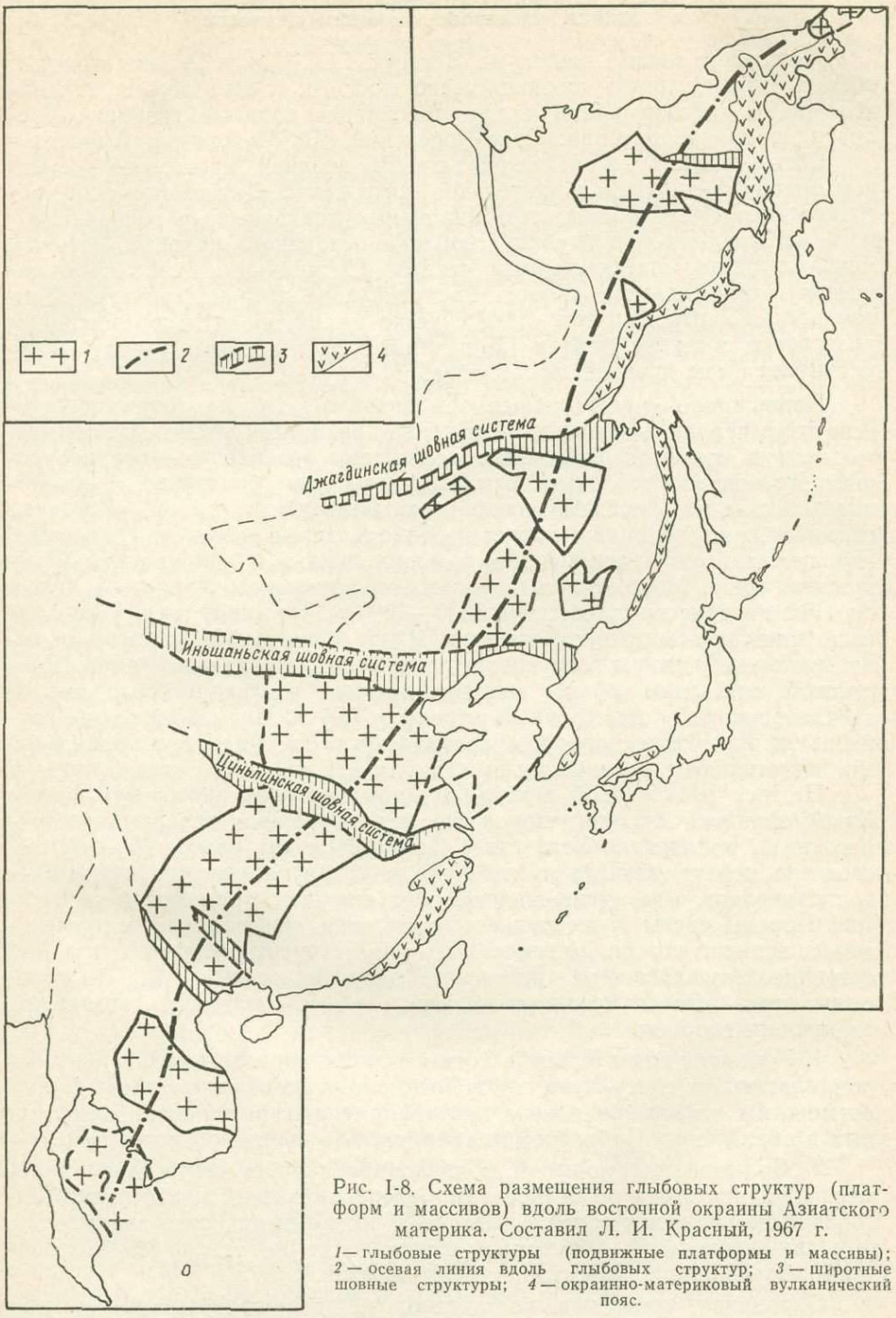


Рис. I-8. Схема размещения глыбовых структур (платформ и массивов) вдоль восточной окраины Азиатского материка. Составил Л. И. Красный, 1967 г.

1 — глыбовые структуры (подвижные платформы и массивы); *2* — осевая линия вдоль глыбовых структур; *3* — широтные шовные структуры; *4* — окраинно-материковый вулканический пояс.

системы: *16* — перикратонные прогибы; *17* — краевые прогибы; *V* — области активизации: *18* — сводово-глыбовые поднятия; *19*—межразломные и приразломные впадины; *20*— вулканогенные пояса; *VI*— периокеанические структуры; *21* — островные дуги; *22* — впадины краевых морей (*а* — с режимом интенсивного погружения, *б* — с режимом умеренного погружения); *23* — окраинно-океанический ортогеосинклинальный пояс. *Вулканизм: 24* — кислый; *25* — средний и основной; *26* — основной (*а* — наземный, *б*—подводный); *27*— главные разломы.

ОБЩАЯ СВОДКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ — РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Мезогей и начало неогея на Востоке СССР и в расположенных вблизи регионах были довольно тесно связаны. В этот весьма продолжительный отрезок времени сформировались главные геоблоки рассматриваемой территории: Сино-Корейский, Яно-Чукотский, Амурский.

Сино-Корейский геоблок. В позднем протерозое — среднем ордовике испытывал длительное погружение. Катастабильный тектонический режим привел к формированию неравномерно распределенного на площади и в глубину геоблока осадочного покрова, который можно назвать платформенным чехлом. Подвижность геоблока отмечается с очень давних времен. Распределение древних структур [Тектоническая карта Евразии, 1966] с резко выраженным несоответствием разрезов в соседних блоках (Шансийском, Шандунском, Ляодунском) указывает на их древнее обособление.

Подвижность межблоковых зон сказалась и на формировании «структур чехла». Последнее выражение приходится ставить в кавычки, так как в пределах осадочного верхнепротерозойского — среднеордовикского покрова различаются полосы вытянутых сундучных и куполовидных складок с углами наклона крыльев от 10 до 30°. Усиление складчатых дислокаций тяготеет нередко к зонам разломов (например, Лучжунская зона, рассекающая в меридиональном направлении Шандунский щит). Мощность отложений слабо деформированного в целом покрова колеблется от сотен до 3000—4000 *м*. Так, например, в Тайханской зоне куполовидных поднятий [Чжан Вэнь-ю, 1962], расположенной на юго-восточном погружении древнего ядра так называемой Шансийской антеклизы, общая мощность толщи верхнепротерозойских — среднеордовикских отложений составляет 3500 *м*. Низы этой толщи сложены терригенными породами, средняя часть представлена кремнистыми известняками и глинистыми сланцами, а верхняя — известняками.

На юге Шансийской антеклизы низы верхнего протерозоя (свита Хуто) образуют опрокинутые к югу изоклинальные складки переходного типа. В поднятии Утай свита Хуто (мощность свыше 7000 *м*), несогласно перекрывающая свиту Утай, состоит из метаморфизованных конгломератов, кварцитов, уплотненных сланцев, мраморов и доломитов. Породы свиты Хуто сложены в складки, наклонённые на северо-запад, запад и восток. Нерешенность ряда стратиграфических проблем оставляет незавершенной дискуссию о значении свиты Хуто. При отнесении этой свиты к позднему протерозою (1500 млн. лет) возникают следующие вопросы.

1. Учитывая значительный, хотя и неравномерный метаморфизм пород, слагающих свиту Хуто, и довольно сложную складчатость, считаем возможным отнести ее к типу эоплатформенных отложений, характерных в обрамлении Сибирской платформы для среднего протерозоя.

2. Сильный метаморфизм в дислоцированность свиты Хуто являются имманентными особенностями Северо-Китайской платформы. Тектонические движения в ней в мезогее и неогее были более энергичные, и подвижность этой платформы определяется не только ее мезозойской историей, но и значительно более древней.

Окраинная, корейская, часть геоблока погружалась более плавно и, хотя за период поздний протерозой — средний ордовик в ее пределах накопилась очень мощная толща (до 8500 *м*), здесь кроме валообразных поднятий не отмечается заметных дислокаций. Корейские прогибы (Пхеннамский и Окчхонский) являются фрагментами вытянутого в северо-восточном направлении окраинного (перикратонного) опускания. Возможно, что приподнятая часть кристаллического цоколя находилась в пределах современных Желтого и Японского морей.

Яно-Чукотский геоблок. На большей части геоблока, так же как в описанном выше Сино-Корейском геоблоке, в позднем протерозое и кембрии существовал режим подвижной платформы [Хаин, 1964а]. В позднепротерозойских прогибах мощности осадочных терригенно-карбонатных отложений колеблются в интервале 3000—4000 *м*, достигая иногда 6000 *м*. В то же время скорости осадконакопления в прогибах по своим величинам близки к платформенным. Позднепротерозойские (рифейские) породы нередко залегают с угловым несогласием на подстилающих архейских и нижне-среднепротерозойских породах, часто с базальными конгломератами в основании.

Нисходящие движения, проявившиеся в позднепротерозойское время, создали ряд прогибов, обрамлявших крупный Колымо-Омолонский массив. Последний представлял крупный блок, состоявший из более древних ядер (Колымского, Омолонского и Тайгоносского), перекрытых протерозойским осадочным чехлом. Прогибанием была охвачена значительная часть массива и лишь только отдельные участки его выступали из-под уровня моря. На массиве накапливались существенно терригенные и терригенно-карбонатные отложения. В Полоусненском и Тасканском прогибах, обрамляющих массив, мощность верхнепротерозойских образований составляет 2000—3000 *м*.

С позднепротерозойским временем связывается также заложение Приколымского прогиба, ориентированного в субмеридиональном направлении и разделившего массив на две части. Основание прогиба слагают конгломераты, кварциты и метаморфические сланцы ороекской свиты (Б. В. Пепеляев), залегающие несогласно на нижнепротерозойских (?) образованиях и свидетельствующие об орографической выраженности рельефа к моменту заложения прогиба. Выше залегают чебукулахская, тумусская, спиродновская свиты (верхний протерозой) и нижнепалеозойские (?) отложения, представленные существенно терригенными образованиями суммарной мощностью до 3500—4300 *м*. Прогиб с запада и востока ограничивался разломами и по своему положению являлся структурой межразломного типа.

В состав Колымо-Омолонского массива входил также Тайгоносский выступ, отделявшийся от Омолонского, пологим прогибом. Между Колымо-Омолонским массивом и древней Сибирской платформой располагалось Адычанское поднятие, существовавшее в позднем протерозое. В районе Новосибирских островов и восточнее в это время находился Котельническо-Чукотский прогиб, в котором накапливались существенно терригенные отложения (кварцевые пески, алевролиты, глины) с эффузивами основного состава, изливавшимися в подводных условиях. Судя по мощности верхнепротерозойских отложений (2000—3000 *м*), амплитуда прогибания этого района была значительной. Этот шельфовый прогиб, по-видимому, протягивался далеко на восток в сторону Аляски, ограничивая с юга Гиперборейскую платформу. Позднепротерозойские терригенные и терригенно-карбонатные отложения известны на о. Врангеля, на Чукотском полуострове (3000 *м*) и, возможно, на Аляске.

Значительную часть территории Аляски занимал Анадырско-Сьюардский массив, охватывавший восточную часть Чукотского полуострова и центральную часть Аляски. В его северной и южной краевых зонах, в обстановке окраинных прогибов, происходило накопление терригенно-карбонатных отложений.

В позднекембрийское время территории Северо-Востока СССР и Аляски испытывают погружения, которым предшествовали позднерифейско-раннекембрийское поднятие и консолидация ранее существовавших здесь рифейских прогибов. Эти крупные погружения, знаменующие собой заложение ранне-среднепалеозойской Верхояно-Бруксовской геосинклинали, которая охватила значительную часть территории

Северо-Востока СССР, включая Чукотский полуостров, Корякское нагорье и Восточную Аляску, привели к накоплению в прогибах мощных терригенно-карбонатных и карбонатных толщ.

В позднем кембрии и раннем ордовике в пределах геосинклинали существовала система прогибов, разделенных устойчивыми срединными массивами. В восточной части геосинклинали располагался Верхояно-Майский прогиб, обрамляющийся с запада Алданским массивом (антеклизой), а с востока Адычанским геоантиклинальным поднятием. Прогиб развился на краевой восточной части Сибирской платформы, испытавшей в рифее, особенно в южной ее части, крупное прогибание.

Несогласное залегание верхнекембрийских отложений на рифейских в южной части прогиба в бассейне р. Урак (по данным Е. Ф. Мартынова, П. Н. Мухомора), а также кембрийских в бассейне р. Маи (Е. Г. Песков) свидетельствует о тектонических движениях, происшедших на рубеже позднего протерозоя — кембрия. В прогибе накапливались существенно карбонатные отложения мощностью от 500 до 3500 *м*.

На месте современного Яно-Оймяконского нагорья в позднем кембрии и раннем ордовике существовало Адычанское геоантиклинальное поднятие, возникшее, по-видимому, в рифее. Это поднятие, ориентированное в субмеридиональном (до северо-восточного) направлении, соединялось с Охотским массивом и представляло крупное, слегка приподнятое слабодеформированное сооружение, сложенное протерозойскими (?) толщами.

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНЫХ ОКРАИН СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сибирская платформа в позднем протерозое представляла собой пологое равнинное сооружение, наклоненное в краевой восточной части в сторону Колымско-Аляскинской области. В это время платформа состояла из Оленекского и Алданского блоков, разделенных Вилюйским авлакогеном [Виноградов, 1962; Глубинное строение..., 1968].

В начале позднего протерозоя на юго-восточной окраине Сибирской платформы начал формироваться весьма протяженный Юдомо-Майский прогиб, отчленивший охотскую часть археид от Алданской глыбы. Этим определяется и время становления Охотского массива. Основание прогиба выполняют красноцветные аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники с конгломератами в основании, залегающими с размывом на кристаллических породах архея. Выше они сменяются существенно карбонатными отложениями с пачками и свитами терригенных пород (майская серия), образовавшихся в обстановке медленного прогибания. Суммарная мощность верхнепротерозойских (рифейских) пород в Юдомо-Майском прогибе достигает 4000—6000 *м*.

В первой половине позднего протерозоя (маймаканское и майское время) в прогибе преобладали нисходящие движения. В это время кластический материал в прогиб поставлялся с запада, со стороны приподнятой части Алданского щита. В конце позднего протерозоя (уйское время) в прогибе образуются внутренние поднятия, сопровождавшиеся внедрением интрузий ультраосновного — щелочного состава. К предкембрийскому времени Юдомо-Майский прогиб почти полностью осушается, и в результате колебательных и, возможно, слабых складчатых процессов превращается в приподнятое сооружение, граничащее по системе разломов с Алданским и Охотским массивами.

Мощность верхнепротерозойских (рифейских) образований при движении от центральной части прогиба к востоку уменьшается и на Охотском массиве составляет 1500—1850 *м*, а на отдельных участках снижается до 200 *м* (междуречье Гусинки — Ульбеи). Уменьшаются мощности и по направлению к Алданской глыбе.

В позднем протерозое на Охотском массиве сформировался верхнепротерозойский (рифейский) чехол из кварцитов, кварцитовидных песчаников, кристаллических сланцев и известняков.

Амурский геоблок. На огромной площади между Сино-Корейским и Алдано-Становым геоблоками в позднем протерозое — раннем кембрии отмечаются геосинклинальные прогибы сложного рисунка. В это время здесь накапливались мощные толщи (6500—20 000 *м*) терригенных, карбонатных (хр. Мал. Хинган, Уссури-Ханкайский район) и вулканогенно-терригенных (бассейны верхнего течения р. Витим, хр. Тукурингра) отложений.

На севере геоблока, почти параллельно южному краю стабилизированных к началу позднего протерозоя становид, на расстояние около 2500 *км* протянулась узкая Джида-Джагдинская ортогеосинклинальная система. В ее наиболее изученных флангах (бассейны р. Джиды и левобережье р. Уды), в нижнекембрийской части разреза, значительное место занимают вулканогенные толщи основного состава и кремнистые образования (яшмы, различные кремнистые сланцы). В раннем кембрии отмечены не только вулканические образования спилит-диабазовой формации, но и мелкие тела серпентинитов и амфиболитовых габбро (Спасский и Вознесенский районы). Ордовикские отложения левобережья р. Уды (хр. Джагды) представлены терригенной толщей (1000—1100 *м*) с конгломератами и известняками, несогласно (?) лежащими на нижнем кембрии. Они, вероятно, относятся к постгеосинклинальной стадии развития поздних байкалид.

Иной тип развития характерен для позднего протерозоя — раннего палеозоя в геосинклинальных прогибах, развивавшихся на опущенных краях различного типа поднятий южной части геоблока. Здесь между геоантиклиналями и выступами располагается несколько крупных геосинклинальных прогибов. Огибая Эрляньское и Сунляоское поднятия, более чем на 3000 *км* протягивалась в это время Монголо-Буреинская геосинклиналь. В Северо-Восточной Монголии, Приаргунье, в бассейне р. Буреи (р. Мельгин), на хр. Мал. Хинган и в Уссури-Ханкайском районе известны опорные разрезы позднего протерозоя и раннего кембрия (см. т. II).

В среднем — позднем кембрии появляются грубообломочные толщи молассового типа (надчергиленская свита в Мельгинском районе, меркушевская свита в Спасском районе), фиксирующие усиление дифференциации подвижной области и начало формирования складчатых сооружений поздних байкалид. Достоверных ордовикских отложений в пределах этой геосинклинали не известно. Однако существуют представления о непрерывном разрезе кембрия — силура в Приаргунье и в Ханкайском районе. Более обоснованны предположения о резком усилении магматической деятельности в конце раннего палеозоя и значительной седиментационной паузе, падающей на конец кембрия и бóльшую часть ордовика. В эпоху постгеосинклинальных тектонических фаз произошло внедрние джидинского (диориты — кварцевые диориты, гранодиориты), унгинского (плагиограниты), малханского (граниты), бибиджанского (гранодиорит-граниты) и вознесенского (граниты) комплексов.

Конец раннего палеозоя в Амурском геоблоке ознаменовался консолидацией обширной области, тяготеющей к бассейну р. Амур (бассейны рек Аргуни, Шилки, Зеи, Селемджи, Буреи, Сунгари и Уссури). Этот континентальный массив, спаянный гранитными интрузиями и названный «Палеоамурией» [Красный, 1958; Геология СССР, т. 19, 1966], составлял костяк, в пределах которого в последующее время неогея вновь образовывались и замыкались прогибы и впадины с морским и континентальным осадконакоплением и нередко возникали вспышки

интрузивного и эффузивного магматизма. Массивы Аргунский, Хэгано-Буреинский и Ханкайский являются наиболее крупными фрагментами поздних байкалид, которые сохранились до настоящего времени. Вероятно, и массив Хида на юго-западе Японии принадлежит к обломкам позднебайкальских сооружений. М. Минато с соавторами указывают, что размыв гнейсового комплекса Хида произошел 430 млн. лет назад.

Структурные формы позднего докембрия — раннего палеозоя. В зоне северного сопряжения Алдано-Станового геоблока с Монголо-Охотской геосинклинальной областью (в Монголии и далее к востоку в Забайкалье) морфология складок верхнего докембрия — нижнего палеозоя сходна на территории всех главнейших краевых антиклинориев: Северо-Хэнтэйского, Южно-Хэнтэйского, Чикой-Куналейского и Агинско-Борщовочного. В них превосходно выражен тип полной складчатости общего северо-восточного простирания. Выявляются складки крупные (3—8 *км*) в поперечнике, всегда осложненные мелкими складками высоких порядков. В ряде районов (Южно-Хэнтэйский, Чикой-Куналейский и др.) намечается региональное запрокидывание мелких складок в сторону малоподвижных блоков.

Оси складок ориентированы конформно главнейшим краевым разломам и ведущим структурным элементам обрамления. Это направление на большей части площади Монголо-Охотской геосинклинальной области оказывается согласным с региональным простиранием складок среднего палеозоя. Структуры общего северо-восточного простирания претерпевают резкое изменение, переходя на северо-запад (иногда достигают 50—60 *км* в ширину) в зоны влияния поперечных северо-западных конседиментационных разломов, а также в зоны поперечных выступов — «порогов» [Современное представление..., 1967]: Западно-Хангайского, Бархинского (в Монголии) и на участке своеобразных сигмоидных структур Агинско-Борщовочного антиклинория (в Забайкалье).

Для участков резкого изменения простираний или зон, прилегающих к разломам, замечено (хр. Борщовочный в бассейне р. Аги, левобережье р. Ульдзы) сочетание обычных крупных складок в позднем докембрии с мелкими складками со сложной пологой гофрировкой и плойчатостью. Степень плойчатости и гофрировки вместе с усилением и проявлением других форм дислокационного метаморфизма интенсивно возрастает ближе к зоне Монголо-Охотского глубинного разлома, в бассейне р. Шилки и на северо-западе Агинского поднятия, что объясняется проявлением здесь дифференцированных малоамплитудных сдвигов в конце раннего палеозоя.

В пределах Аргунского массива и на Керуленском поднятии Восточной Монголии позднепротерозойские и раннекембрийские образования являются самостоятельными структурными единицами. Так, некоторые исследователи (А. Н. Ефимов, Т. М. Тетяева) склонны видеть резкую структурную дисконформность простираний складок локально развитого нижнего кембрия и верхнего протерозоя, слагающего, по их мнению, преобладающую северо-западную часть Аргунского массива. Нижний кембрий, по их данным, характеризуется северо-восточным простиранием, тогда как оси складок позднего протерозоя в северо-западной части Аргунского массива отличаются преобладанием северо-западной, а отчасти субмеридиональной ориентировки. Однако для лучше изученной в последние годы (М. И. Стецюк и др.) южной части Аргунского массива (Урулюнгуевское поднятие, приразломная зона Аргунского синклинория) структурное несоответствие между поздним протерозоем и ранним кембрием достоверно не фиксируется.

Тип складок обоих комплексов чрезвычайно постоянен для Буреинского и Аргунского массивов (с. Цурухайтуй, р. Урюмкан). Это разобщенные фрагменты крыльев крупных и весьма крупных синклина-

лей и антиклиналей, преимущественно пологих, замкнутых, редко весьма спорных линейных очертаний с морфологическими чертами, типичными для жестких «намассивных» структур или пологих сводово-глыбовых зон сжатия и растяжения, обычных для обрамления геосинклинальных трогов. Преобладают углы наклона крыльев 20—45°. Широкое развитие запрокинутых крыльев на флангах структур, неоднократно отмечавшееся для многих структур Аргунского массива в прошлые годы (Г. И. Князев и др.), в свете новейших исследований маловероятно. В редких случаях в ряду синклинальных складок большого размера обычны внутренние куполовидные эшелонированные брахиантиклинальные складки.

Связь крупных антиклиналей (как позднепротерозойских, так и раннемезозойских) с крупными поднятиями и сводами куполов особенно заметна вдоль северной окраины Урулюнгуевского поднятия. Необходимо отметить сходство морфологии складок нижнекембрийских образований Аргунского массива Забайкалья (между реками Газимуром и Аргунью) с аналогичными (одновозрастными) комплексами Керуленского поднятия. Для верхних карбонатно-терригенных толщ позднего докембрия в наиболее жестких участках Керуленского поднятия (Хара-Айраг) характерны крупные, чаще замкнутые складчатые дислокации.

По данным Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суетенко, в более мобильных краевых (пограничных) геоантиклинальных выступах (Улан-Ульский и Нукутдабанский по границам Южно-Монгольской системы с Внутреннемонгольской системой) верхнепротерозойские карбонатные и гравийно-карбонатные толщи обладают крупными, сравнительно спокойными дислокационными формами.

Восточнее, в Буреинском массиве и его выступах (Гонжинском и Мамынском), позднепротерозойские — раннекембрийские структуры, хорошо изученные горными работами в районах Гаринского и Малохинганского железорудных месторождений, характеризуются сложной узкой линейной складчатостью. В Ханкайском массиве одновозрастные толщи также смяты в сильно сжатые складки с углами падения крыльев от 20 до 80°, иногда опрокинутые. Послеранекембрийские (средний — верхний кембрий?) грубообломочные отложения образуют более пологие складки с углами падения 20—50°.

Основные особенности позднедокембрийского и раннепалеозойского литогенеза. Поздний протерозой и начало кембрия — время развития новых структурных форм (рис. I-9), перестройки геохимических и климатических условий и резкого изменения животного мира, характеризуется своеобразной литогенетической обстановкой. В позднем протерозое происходила подготовка всех главных качественных изменений, в том числе и литогенетических, а в раннем кембрии — их окончательное завершение.

Поздний протерозой со свойственным этому времени высоким температурным режимом водной и газовой среды, высокой щелочностью, интенсивной садкой Ca, Mg, Fe и бурным развитием водорослевой микрофлоры явился эпохой крупнейшего в истории Востока Азиатского континента карбонатообразования. Высокомагнезиальные хемогенные и водорослевые известняки, свойственные большинству разрезов верхнепротерозойских толщ, нередко слагают до половины их объема и более. Столь же широко распространены терригенные накопления, обязанные высокой динамике тектонического рельефа, возникшего в связи с перестройкой и становлением главных структурных форм рифея — кембрия.

В раннем кембрии при сохранении доминирующих типов осадочных формаций начала этапа некоторые их элементы были усилены благодаря появлению новых скелетных групп фауны, сыгравших важную

роль в карбонатном биогермо- (археоциаты) и кремнеобразовании (радиолярии, губки и др.).

Корреляционный анализ (см. т. II) позволил выявить циклическую повторяемость разрезов, соответствующих трем седиментационным комплексам, выделенным в позднем протерозое, и одному в кембрии. Изменения литогенеза происходили в пределах позднего протерозоя, в конце позднего протерозоя, на рубеже допалеозоя и кембрия («предалданские» движения). Для большей части территории Омолонского и Охотского, Витимского и Алданского поднятий, Буреинского и Сино-

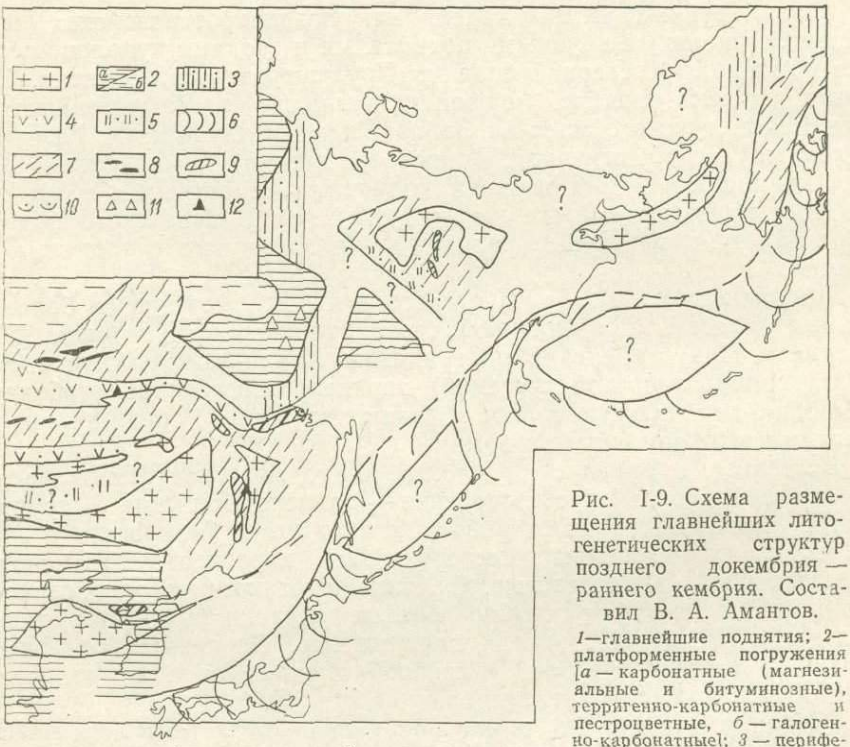


Рис. I-9. Схема размещения главнейших литогенетических структур позднего докембрия — раннего кембрия. Составил В. А. Амантов.

1—главнейшие поднятия; *2*—платформенные погружения [*а* — карбонатные (магнезиальные и битуминозные), терригенно-карбонатные и пестроцветные, *б* — галогенно-карбонатные]; *3* — перифенрические прогибы терригенно-карбонатные; *4* — геосинклинальные прогибы кремнисто-вулканогенно-терригенные с переходами во флишоидные (в конце этапа); *5* — геосинклинальные прогибы кремнисто-терригенные; *6* — гипотетическая зона кремнисто-вулканогенных прогибов Перикеанического пояса; *7* — карбонатно-терригенные прогибы подвижных зон; *8* — регматические вулканические прогибы; *9* — зоны проявления железорудной и железо-марганцевой (иногда с фосфором) минерализации; *10* — фосфоритоносность; *11* — битуминозность; *12* — магнезиальность (магнезиты).

Корейского массивов в каждом комплексе повторяются терригенные и карбонатные толщи (нередко в сочетании с вулканитами) с преобладанием терригенных толщ в нижних частях серий, а карбонатных (и вулканогенных) в верхних.

Эти закономерности циклического строения комплексов отложений рассматриваемого этапа свойственны тем частям континента, где появились крупные автономные блоковые структуры, малоподвижные на протяжении последующей истории (платформы Сибирская, Китайская; массивы Буреинский и Колымо-Омолонский), и геоантиклинальные сводово-глыбовые поднятия («кристаллических» осей — Становое, Селенгино-Яблоновое, Аргунско-Монгольское), разграничивающие геосинклинальные системы палеозоя — мезозоя. С формирующимися сводово-глыбовыми поднятиями и массивами связывается зарождение, а в конце этапа широкое развитие обширных подвижных зон; терригенно-карбонатных прогибов, отличавшихся непрерывностью и формационной

стабильностью осадконакопления. Они свойственны как Яно-Чукотскому, так и Амурскому геоблокам.

Наряду с типами седиментогенных структур платформ и подвижных областей целесообразно различать промежуточный подтип периферических прогибов, формировавшихся по границе платформ с геосинклиналями. Периферические прогибы удается выделить пока лишь вдоль окраин Яно-Чукотского геоблока (Сетте-Дабан, Аляска); по периферии Северо-Китайской платформы они различаются на Корейском полуострове. Особенностью периферических прогибов является значительное преобладание карбонатных осадков над терригенными, а среди последних заметно развитие пестроцветных формаций.

Резкое изменение типов седиментации и ослабление седиментационной цикличности, вплоть до полного ее изчезновения, свойственно геосинклинальным межблоковым структурам: позднепротерозойско-кембрийским прогибам ортогеосинклинальной Монголо-Охотской области и гипотетическим прогибам Камчатки, Сахалина, Японии, а также регматическим вулканическим прогибам Хингана, Селенгинской Даурии и Восточной Монголии. Различия между собственно ортогеосинклиналями, выполненными монотонными кремнисто-вулканогенно-терригенными формациями, накапливавшимися без существенных перерывов на протяжении всего позднего докембрия и кембрия (Джагдинский, Центрально-Забайкальский прогибы Монголо-Охотской области), и регматическими геосинклиналями выявляется с начала этапа. По развитию регматических прогибов (максимум их приходится на начало кембрия) рассматриваемый этап заметно выделяется среди последующих.

Типичными примерами раннекембрийских регматических вулканогенных прогибов являются Удино-Витимский, Джидинский и Керуленский. Вулканогенные регматические прогибы возникали в различные временные интервалы (одновременно с зонами глубинных разломов) и столь же быстро отмирали. Они выполнены морскими андезитовыми, липаритовыми и спилит-диабазовыми (с рифоидами) формациями, иногда в сочетании с флишевыми толщами.

Рифейский (позднепротерозойский) этап является, по существу, первым среди древнейших литогенетических этапов, для которого широкое развитие «ортогеосинклинальных» кремнисто-терригенно-вулканогенных прогибов на территории Северо-Восточной Азии является бесспорным (для более древних этапов наличие подобных прогибов может оспариваться). Позже, в палеозое и мезозое, прогибы с тождественными формациями становятся чрезвычайно типичными (Забайкалье, Верхнее Приамурье, внутренняя часть ТПП).

Вместе с новыми литогенетическими типами осадков поздний протерозой несет элементы (обилие кварцитов), наследующие литогенетические черты раннего докембрия — раннего и среднего протерозоя. Кварциты особенно многочисленны в нижних структурных комплексах этапа. Они являются важной составной частью некоторых позднепротерозойских толщ как на территории Северо-Восточной Азии, так и в южной части региона (Мал. Хингане, Охотском районе, к югу от р. Амур на Корейском полуострове). Столь же примечательна преемственность этапа в отношении экзогенной железорудной минерагении, возникавшей, по-видимому, в несколько отличных фациальных условиях.

Вулканические процессы среднего, основного и кислого состава достигали значительной интенсивности. Протяженные цепи и зоны развития вулканических аппаратов намечаются на юге советского Дальнего Востока, в Забайкалье, в Монголии. В пределах формировавшихся сиалических масс Китайской и Сибирской платформ известны лишь локальные и ограниченные центры вулканизма.

Поздний протерозой и ранний кембрий являются важнейшими продуктивными эпохами Северо-Восточной и Восточной Азии в отношении

экзогенных проявлений железа, марганца, графита, магнезитов, фосфоритов.

Железорудные проявления в равной мере свойственны как позднему протерозою, так и раннему кембрию. В позднепротерозойских седиментационных сериях горизонты гематитсодержащих кварцитов и сливных гематитовых и магнетитовых руд тяготеют к верхнему комплексу. Они известны в Восточной Монголии, на Буреинском и Ханкайском массивах, на Северо-Востоке СССР (спиридоновская свита Приколымского поднятия), на Ляодунском полуострове (серия наньшань) и на Корейском полуострове (окчхонская свита).

В раннем кембрии наряду с доминирующими гематитовыми кварцитами в областях платформенных массивов появляются оолитовые гематитовые руды. Преобладающие промышленно ценные концентрации железа в кембрии связаны либо с областями развития терригенно-карбонатных осадков, находясь в умеренном удалении от вулканических центров (железомарганцевые руды рудоносной свиты Мал. Хингана, горбуновская свита Приколымского поднятия), либо размещаются вдоль окраин кремнисто-терригенно-вулканогенных седиментационных зон по границам с терригенно-карбонатными прогибами (оннетокская продуктивная свита Джагдинского хребта, часть железорудных проявлений бассейна р. Витима). Для ряда платформенных разрезов кембрия Китайской платформы чрезвычайно отчетлива связь железорудных проявлений с песчаниковыми толщами лагунного и шельфового прибрежья (рудоносная толща района Пхеньяна, проявления южной части Корейско-Китайского бассейна).

Экономическая ценность железных руд нижнего кембрия в рассматриваемом сегменте Азии высока. Оптимальные условия их накопления — связь с низами регрессивных серий и переход от восстановительной среды к окислительной.

Фосфоритоносность установлена в раннепротерозойских и позднедокембрийских сериях. Главная же масса проявлений и важных промышленных месторождений фосфоритов локализуется в отложениях кембрия.

Большинство выявленных в настоящее время наиболее экономически ценных кембрийских проявлений фосфоритов обнаруживает поразительную стратиграфическую стабильность, приурочиваясь к нижней границе кембрия или низам алданского яруса. Сюда относятся выдержанные по мощности месторождения западной части МНР и восточных районов Китайской платформы, а также месторождения и проявления фосфоритов в бассейне р. Уды (хр. Джагды), на Мал. Хингане и в бассейне р. Уссури на территории СССР.

В базальных и прибазальных частях кембрийских серий оптимальные условия для садки и накопления фосфора возникали в условиях восстановительной среды неглубоких зон бассейнов.

В разрезах севернее Пхеньяна, кремнисто-фосфатные алевролиты занимают промежуточную зону между зонами прибрежных песчаных отложений (гематитоносные песчаники) и шельфа (горючие сланцы).

Поскольку поискам фосфоритов в кембрийских отложениях юга советского Дальнего Востока начали уделять серьезное внимание лишь в последние годы, можно рассчитывать на новые интересные находки этого сырья в ближайшем будущем.

Магнезиты тяготеют к карбонатным и зеленосланцево-карбонатным сериям, преимущественно второго и третьего комплексов верхнего протерозоя. На территории Востока СССР все находки магнезитов пока единичны (джерольская серия бассейна р. Шилки в Забайкалье, мурандовская свита Мал. Хингана), а промышленная ценность их в большинстве случаев еще недостаточно определилась.

Месторождения графита (осадочно-метаморфогенные) локализуются преимущественно в терригенно-карбонатных комплексах позднего протерозоя, что, видимо, в большей степени объясняется не спецификой литогенетических ассоциаций этого времени (кембрийские бассейны Востока Азии не менее заражены углеродом), но более высоким метаморфизмом позднепротерозойских толщ, способствовавшим формированию графитовых месторождений (окчхонгская серия Корейского полуострова, графитовые месторождения Хингана).

С кембрием, а быть может, и с верхами протерозоя на территории Востока СССР (юго-восточная окраина Сибирской платформы — Учуро-Майский район) установлены первые наиболее древние проявления битумов и нафтиды. Последние проявились в небольших по площади и неглубоких (малодинамичных) платформенных бассейнах с обильными органическими взвесями и интенсивным прогревом в условиях теплого климата.

Обращает на себя внимание наличие в раннем кембрии черных углистых и углисто-кремнистых сланцев, обогащенных (выше кларка) молибденом и некоторыми другими металлами.

Позднекембрийский-ордовикский этап характеризуется новыми импульсами мощных тектонических перестроек и общим усилением геократического режима, особенно интенсивного в складчатых системах советского и зарубежного Дальнего Востока. Несравненно слабее эти тенденции проявились на Северо-Востоке Азии и на Аляске, в уже совсем слабой завуалированной форме — в прогибах Китайской платформы и платформенных массивах Алданско-Охотской области. Тем не менее объединение позднего кембрия и ордовика в самостоятельный седиментогенный этап правомерно прежде всего благодаря циклической законченности на большей части территории. Эта замкнутость проявлена в разрезах отложений, группирующихся в самостоятельные формационные ряды. Геократические фазы начала и конца этапа разделены талассократической фазой, соответствующей раннему — среднему и началу позднего ордовика. Этому времени соответствовало интенсивное развитие раковинных беспозвоночных, кораллов, морских лилий и граптолитов, появившихся на смену господствующим группам бентоса рифея и раннего кембрия (археоциатам, многим видам водорослей, вымерших в позднем кембрии). Новые группы организмов оказали большое влияние на формационный состав отложений. Указанная последовательность событий нашла отражение в смене формационных типов во времени.

Позднекембрийская геократическая фаза в складчатых позднебайкальских сооружениях юга советского Дальнего Востока проявилась мощными поднятиями и сменой регионального морского осадконакопления локальным молассообразованием в остаточных впадинах. Пестроцветные и сероцветные молассы позднего кембрия с весьма сходным литологическим составом тяготеют к наиболее стабильным блокам Юго-Западного региона (Витимское плоскогорье, Восточная Монголия и Приаргунье, Ханкайский массив). Те же изменения, но в качественно иных формах проявлены в разрезах южной окраины Сибирской платформы Алданского щита, на Охотском массиве, где собственно морские (битуминозные) отложения сменились в позднем кембрии прибрежными морскими и лагунными пестроцветными осадками с преобладанием доломитов и гипсоносных мергелей (верхоленская свита), а на востоке (Охотский массив) преимущественно пестроцветными терригенными осадками.

Обмеление морских бассейнов в позднем кембрии отмечается и для Китайской платформы, где карбонатное илообразование (бамбуколистные и оолитовые известняки) нередко сочетаются с обломочными и даже грубообломочными породами (внутриформационные конгломераты

Западного Шаньдуна). Верхнекембрийские отложения на Китайской платформе формировались в условиях резко выраженной окислительной среды (обилие окислов железа).

Формации талассократической фазы ордовика для преобладающей части территории Северо-Восточной Азии и Аляски являются производными эпиконтинентальных (наплитных) морей с постоянным гидрохимическим режимом теплого климатического пояса. Последнее обусловило крайнее однообразие почти повсюду фациальных типов осадков, представленных чисто карбонатными и терригенно-карбонатными формациями неглубокого шельфа.

Карбонатные формации (известняков и доломитов) типоморфны для раннего и среднего ордовика Сино-Корейской платформы, Южного Верхоянья, Сетте-Дабана, Северной и Центральной Аляски; терригенно-карбонатные формации со значительным преобладанием карбонатного материала над тонкоотмученным терригенным свойственны прибрежным зонам и зонам наибольшего компенсированного прогибания эпиконтинентальных морей. Терригенные формации в ордовике распространены ограниченно, появляясь в периферических прогибах Центрально-Азиатского подвижного пояса (Бол. Хинган, Восточная Монголия, в южных периферических прогибах Сибирской платформы — Удоканская зона Витимского нагорья, Учур) и периферических частях эпиконтинентальных морей Северо-Восточного региона (нижний ордовик Центральной Аляски).

Вулканогенные формации в ордовике на рассматриваемой части планеты не получили значительного развития. Центральноазиатские ордовикские вулканические зоны (архипелаги), по-видимому, лишь частично проникали на территорию, расположенную южнее р. Амур. Затухание их предполагается на территории Бол. Хингана и бассейна Нунцзян, поскольку свойственные обоим названным регионам морские и субаквальные порфиритовые формации уже не известны ни на территории Советского Приамурья, ни в Забайкалье.

Во многом не решена проблема размещения вулканических зон ордовика на крайнем Северо-Востоке Азии и Аляске, где в настоящее время выявлены лишь два узких быстро затухавших прогиба типично регматического типа, один из которых размещался вдоль края Колымско-Омолонского массива, а другой — в Центральной Аляске (Юкон — Танана).

Вулканические архипелаги и контролировавшие их разломы оказывали существенное влияние не только на фациальную обстановку сопредельных частей бассейна (пестрота фаций, кремнистость отложений, фации мутьевых потоков), но во многом предопределяли гидрохимический перенос кремнекислоты на значительные пространства эпиконтинентальных морей Северо-Восточной Азии и Аляски.

Основные особенности позднедокембрийского и раннепалеозойского магматизма. Подвижные области поздних байкалид в течение рифея и раннего палеозоя прошли завершенный цикл развития. С раннего кембрия намечаются более четкая дифференциация между областями ортогеосинклинального и миогеосинклинального режима и еще более резкая разница между областями геосинклинально-складчатого развития, с одной стороны, и платформенными областями — с другой.

Для областей с ортогеосинклинальным режимом начальные и ранние стадии развития охарактеризованы подводным базальтовым вулканизмом (Витимское плоскогорье, Восточное Прибайкалье). Зеленые ортосланцы по эффузивным образованиям спилит-кератофирового ряда широко представлены в хребтах Джагды и Тукурингра, в Приханкайском районе и на сопредельных им территориях. С вулканогенными образованиями тесно ассоциированы малые субвулканические и гипабиссальные интрузии габбро, габбро-диабазов, порфиритов и реже в той или

иной степени серпентинизированных гипербазитов. В областях господствующего миогеосинклинального режима известны различные гранитоиды двух возрастных групп: Ляодунь, Шаньси (1300—1400 млн. лет) и Бол. Хинган, Хубэй и др. (700—800 млн. лет).

С главной складчатостью поздних байкалид на заре палеозоя связано внедрение разнообразных гранитоидов, преимущественно калиевой ветви, нередко лейкократовых, местами турмалиновых (Витимское плоскогорье, Восточное Забайкалье, Буреинский и Ханкайский массивы). Особо характерны гранитоиды биджанского комплекса на Мал. Хингане, вознесенского в Приханкайском районе и др. Эти граниты (абс. возраст 355—570 млн. лет) прорывают кембрийские отложения и содержатся в гальке конгломератов среднего девона, а также силура (реки Нора, Гарь, окрестности прииска Октябрьского — абс. возраст гранитоидов 422—495 млн. лет). Аналогами этих образований, видимо, являются так называемые бамянтуньские граниты в северном обрамлении Китайской платформы.

Существенно по-иному проявился позднепротерозойский (байкальский) магматизм в платформенных областях. В пределах юго-восточной окраины Сибирской платформы и прилежащей части Юдомо-Майского прогиба установлены две четко выраженные эпохи позднедокембрийского платформенного магматизма. С первой из них (абс. возраст 941—1100 млн. лет) связаны гипабиссальные, а в главной своей части субвулканические массивы, силлы и наземные излияния субщелочных и щелочных гранитов и порфиров улканского комплекса (рибекитовые граниты, граносиениты и граносиенит-порфиры, альбитизированные граниты, кварцевые порфиры). Сходные магматические образования повышенной щелочности установлены и на севере Витимского плоскогорья, и на Омолонском массиве.

В последние годы получены результаты отдельных определений абсолютного возраста пород улканского комплекса, дающие основание относить его к мезозою. Можно предположить, что в период мезозойской активизации платформы на породы позднедокембрийского улканского комплекса наложилась дополнительная, более поздняя, стадия щелочного метасоматоза и минерализации, придавшая этому комплексу его современный вид. Это предположение объясняет значительный разброс цифр абсолютного возраста этих образований, дающих все же два максимума — поздний протерозой и мезозой.

Образования улканского комплекса отчетливо тяготеют к зоне краевых разломов системы Станового линеамента длительного развития, отграничивающего с юга и юго-востока Сибирскую платформу. По ассоциации магматических пород, их геологическим и петрохимическим особенностям породы этого комплекса обнаруживают сходство с субщелочными гранитоидами Африканской платформы, в частности, с «молодыми» гранитами Северной Нигерии (плато Джос и др.).

Вторая эпоха позднекембрийского магматизма на платформе, датируемая 650—680 млн. лет, характеризуется кольцевыми (конфокальными) интрузиями ультраосновных щелочных пород, с которыми ассоциированы поля карбонатитов. Эти массивы (Арбарастах, Ингили, Кондер, Горное Озеро) намечают открытую на северо-запад огромную дугу, следующую в основном параллельно ограничениям окраин платформы.

И в этом случае, так же как и для улканского комплекса, наряду с породами упомянутого «позднекембрийского» абсолютного возраста (они уверенно подтверждаются геологическими взаимоотношениями этих пород с отложениями алданского яруса кембрия), в отдельных образцах (массив Кондер) или даже целых массивах (массив Инагли) установлено наличие и «мезозойских» пород. Это, очевидно, также свидетельствует об очень продолжительной и сложной истории

становления этих своеобразных массивов, позднейшие страницы которой отражают явления наложенного щелочного метасоматоза, обязанного активизации Алданского щита в мезозое.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Поздний протерозой (рифей) — ранний палеозой объединяются в единый цикл развития, охватывающий весьма длительный промежуток времени (1500—480 млн. лет). В пределах Сино-Корейского и Яно-Чукотского (включая значительную часть Аляски) геоблоков и окраин Алдано-Станового геоблока (Сетте-Дабан) происходили устойчивые нисходящие движения. В Амурском геоблоке значительные области (бассейны рек Буреи, Аргуни) также характеризовались более или менее плавными опусканиями. Одновременно существовали и протяженные межблоковые структуры, где тектонический режим приближался к ортогеосинклинальному (хр. Джагды, Центральное Забайкалье).

Подвижные области и системы рассматриваемого этапа в среднем — позднем кембрии и ордовике перешли в стадию активного воздымания, сопровождавшуюся массовым гранитообразованием. В это время завершилось формирование складчатых сооружений поздних байкалид.

В палеогеографическом отношении большая часть этапа (рифей — ранний кембрий) характеризовалась талассократической обстановкой, а меньшая (средний кембрий — ордовик) — геократической. В геоблоках с катастабильным режимом изменение знака движений относится к концу среднего ордовика.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Среднепалеозойская история Востока СССР начинается с силура, самого короткого периода (около 30 млн. лет) палеозойской эры. На значительной территории Амурского и Ниппонского геоблоков он как бы предваряет последующее мощное геосинклинальное прогибание [Красный, 1960б]. На Колымо-Омолонском массиве, имевшем в позднем протерозое, кембрии и отчасти в ордовике платформенный тип развития, силурийских отложений нет. Они отсутствуют также на Северо-Китайской платформе и в юго-восточной части Сибирской платформы. В последнем регионе установилось стабильное поднятие, покрывавшееся в дальнейшем (девон — юра) мелководными морями, континентальными осадками и эффузивами. В прогибах, обрамлявших Колымо-Омолонское поднятие, отлагались однообразные терригенно-карбонатные толщи. Подобного же типа силурийские толщи известны в Северной Аляске, в хр. Брукса и в пограничных с Канадой районах.

На юге Дальнего Востока с начала силура или местами, быть может, с конца ордовика в геосинклинальных прогибах Монголо-Охотской подвижной области, образовавшихся на месте погружений «Палеоамурии», отлагались существенно терригенные осадки, иногда с примесью туфогенного материала андезитового состава. В силуре, так же как и в ордовике, мощные вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи известны в Южной Монголии и Бол. Хингане — районах, связанных с западными палеозойскими геосинклинальными прогибами Центрально-Азиатского подвижного пояса. Это доказывается и анализом силурийской фауны. По данным Е. А. Модзалевской, силурийское море в пределах Дальнего Востока наступало с юга и юго-запада из районов Тувы и Монголии. В Западном Приохотье, так же как и на Японских островах, силурийские отложения принадлежат уже Тихоокеанской зоогеографической провинции.

М. Минато [Geologic Development..., 1965] считает, что силурийские отложения Японии не только наиболее древние, фаунистически

охарактеризованные, но и эпиконтинентальные, сформировавшиеся после длительного периода эрозии. Однако это справедливо только по отношению к северо-восточной части о. Хонсю, где преобладают битуминозные известняки с пачками сланцев, т. е. отложения, которые образовались на довольно устойчивом фундаменте. Вероятно, иной тектонический режим имел место во внешней (приокеанской) зоне Юго-Западной Японии. Песчаники с прослоями туфов, рифогенные известняки с включениями туфогенных и вулканогенных пород свидетельствуют о геосинклинальной обстановке в прогибе, тяготеющем к древнему Тихому океану (праокеану). Здесь на поверхность выходят только самые верхи силура (около 300 *м*). О полной мощности этой системы нет данных.

Таким образом, в силуре намечается существование вулканического геосинклинального пояса, охватывающего северную часть праокеана. Продолжение этого пояса, возможно, сейчас скрыто под Курильскими островами и Камчаткой, и только в Корякском нагорье (Таловско-Майнский район и бассейн р. Хатырки) и дальше в Южной Аляске имеются достоверные следы этого пояса, соединившегося на юго-востоке, по данным М. Кэя, с вулканическим поясом Фрэзер. В северной части последнего, к юго-востоку от Аляски (архипелаг Александра), силур представлен карбонатно-терригенно-вулканогенной толщей. В составе валунов и галек конгломератов из этой толщи встречаются граниты, диориты и монцониты, что свидетельствует о размыве древних досилурийских поднятий, находившихся на территории современного Тихого океана.

Рассматривая в целом девонский период как талассократический, отметим, что в девоне еще заметнее выступает разница между Северо-Востоком СССР и Северной Аляской, с одной стороны, и Дальним Востоком и Японией — с другой. В первом из этих регионов появляются лагунные (Омулевские горы, Сетте-Дабан) и континентальные (хр. Брукса) фации, а во втором мощные морские вулканогенные (Шантарские острова, о. Хонсю) фации [Красный, 1960а]. Замечательным районом развития на большой площади (свыше 20 000 *км*²) кислых и умеренно кислых, главным образом континентальных, эффузивов является Омолонский массив.

К концу девона в седиментационных бассейнах почти повсюду *наблюдается погрубение терригенного материала, скопление* растительных остатков. К границе между девоном и карбоном приурочено местами (Бол. Хинган, Восточное Забайкалье, Верхнее Приамурье) внедрение гранитоидов.

Таким образом, в девоне продолжается и расширяется трансгрессия моря, начавшаяся в силуре, резко нарастает вулканизм в ортогеосинклинальных прогибах и впервые в истории континентального сегмоида отмечается на значительной площади мощное развитие кислого наземного вулканизма.

Ранний карбон в донамюрское время в целом характеризуется продолжающимся погружением и заполнением прогибов (геосинклинальных и др.) морскими отложениями и местами (Бол. Хинган, Сихотэ-Алинь) подводными вулканитами. В ряде регионов к концу визе отмечаются поднятия, размывы и появление грубообломочных толщ. Все это (Забайкалье, Верхнее Приамурье, Японские острова) является предвестником позднепалеозойских движений, характерных для подвижных краевых частей массивов (срединных, краевых и др.).

ОБЩАЯ СВОДКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Обширные выступы суши (Витимо-Алданской и Сино-Корейской) в тектоническом отношении в среднем палеозое представляли собой антеклизы платформенных областей с высоким эрозионным срезом,

перекрытые верхнепротерозойскими — раннепалеозойскими отложениями чехла. Неравномерное сводовое поднятие Алдано-Станового геоблока сопровождалось трещинообразованием, внедрением даек и реже пластовых интрузий основных пород (габбро-диабазы, оливиновые диабазы). По аналогии с временем проявления основного магматизма на окраинах Сибирской платформы (Сетте-Дабан, Вилюйская антеклиза) — это преимущественно девонские интрузии, на которые до последнего времени мало обращалось внимания. В свете сказанного выше об усилении магматизма в девонском периоде следует отметить дискуссионность представления Ю. А. Кузнецова о том, что «...в пределах Сибирской платформы практически магматическая деятельность не проявлялась в течение всего палеозоя и, возможно, в продолжении всей рифейской эры» (Докембрийская тектоника, 1964, с. 240) (разрядка наша.— *Л. К.*).

Яно-Чукотский геоблок. В ордовикско-среднепалеозойское время на территории Северо-Востока СССР и северной части Аляски существовала обширная геосинклинальная область. Она характеризовалась наличием устойчивых, существенно карбонатных и терригенно-карбонатных прогибов. Весьма характерен существенно карбонатный Омулевский прогиб (рис. I-10), располагавшийся между Адычанским поднятием и Колымо-Омолонским массивом.

Протяженным и крупным прогибом, отделявшим систему срединных массивов (Колымо-Омолонский, Анадырско-Сьюардский) от группы массивов Гиперборейской системы, являлся Анюйско-Бруксовский, для которого также специфичны геосинклинальные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения (1000—1500 *м*). Эти прогибы в ордовике, силуре и девоне в основном сохраняют свои очертания.

На фоне сравнительно спокойных нисходящих движений проявлялись и поднятия, вызывавшие изменение условий осадконакопления. Эти движения достаточно отчетливо устанавливаются в Омулевском, Чибагалахском и других прогибах. Так, в позднем ордовике в этих прогибах вследствие усилившейся тектонической активности происходит смена существенно карбонатных и терригенно-карбонатных отложений терригенными и терригенно-карбонатно-вулканогенными образованиями сокращенной мощности [Николаев, 1958; Богданов, 1963; Мерзляков, 1966]. Особенно примечательно открытие В. М. Мерзляковым в восточной части Омулевского прогиба (бассейн р. Рассохи) в составе верхнеордовикских отложений базальтов, андезито-базальтов и их туфов, переслаивающихся с терригенно-карбонатными образованиями (1500 *м*).

В силуре, нижнем и частично среднем девоне в западной части геосинклинали (бассейны рек Индигирки и Колымы) восходящие движения сменяются нисходящими, вследствие чего в прогибах, обрамляющих Колымо-Омолонский и Охотский массивы, накапливается мощная (1500—3000 *м*) существенно карбонатная толща.

Начиная со среднего и позднего девона в прогибах, ранее выполнявшихся существенно карбонатными отложениями, формируются терригенные пестроцветные и гипсоносные толщи со значительным количеством грубообломочного материала. Это, возможно, указывает на инверсию геотектонического режима и замыкание ранее существовавших прогибов. Поднятия сопровождались локальными и крупными перерывами в осадконакоплении, которые отмечаются на рубеже среднего и позднего девона. Подобные перерывы установлены на Колымском, Омолонском и Охотском массивах, а иногда и в зонах их обрамления. В основании верхнедевонских отложений нередко устанавливаются мощные (100—200 *м*) толщи конгломератов с галькой более древних пород, что свидетельствует о воздыманиях, возникавших внутри прогибов и на смежных массивах.

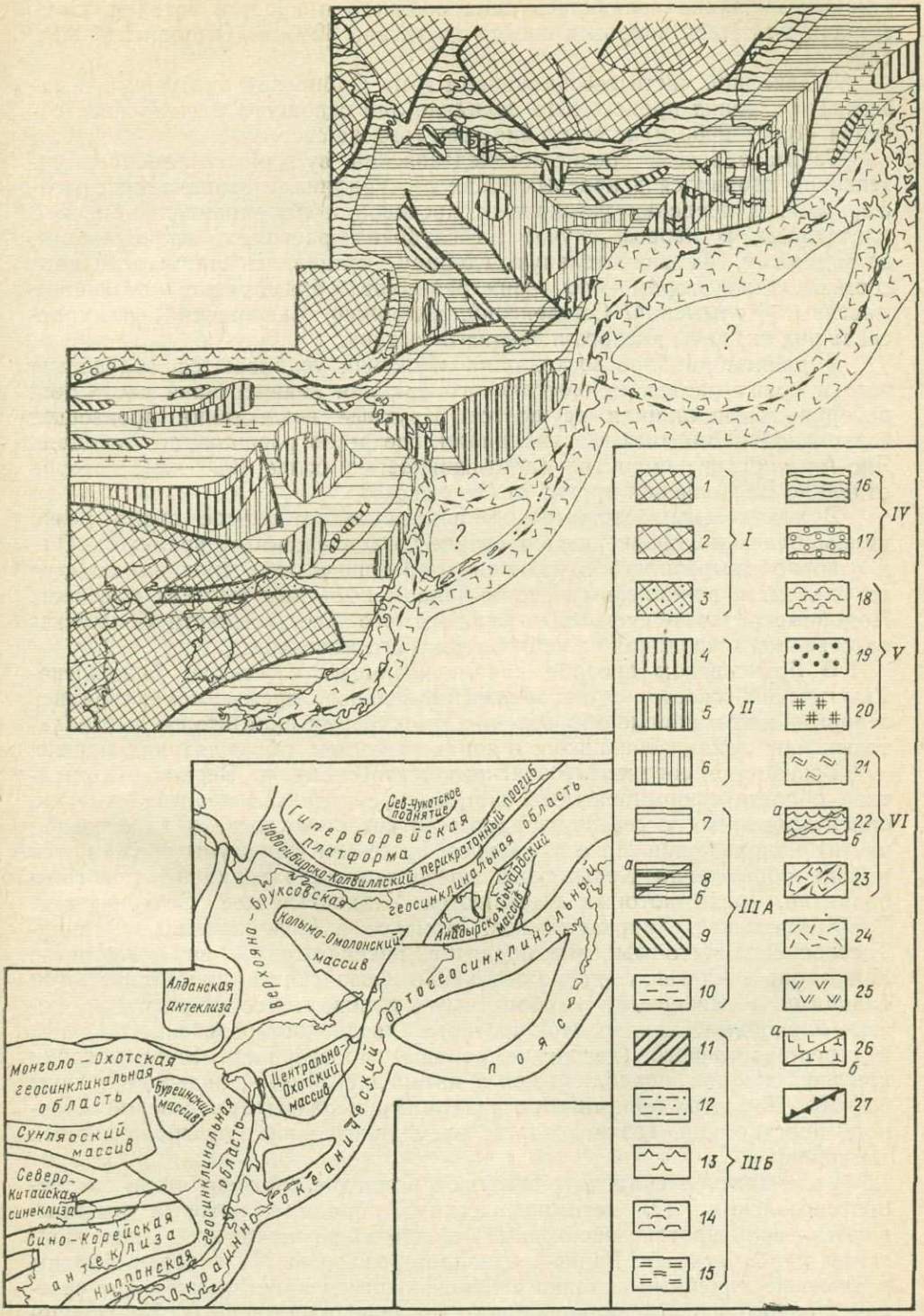


Рис. I-10. Палеотектоническая схема среднего девона.
Усл. обозначения см. на рис. I-7.

На Колымском, Омолонском и частично Охотском массивах в это время в наземных и реже подводных условиях из центральных и трещинных вулканов изливалась лава среднего и кислого состава. Суммарная мощность покровов иногда достигала 3000 *м* (Омолонский массив).

В западной части геосинклинали и на Сибирской платформе в наземных условиях происходило излияние лав основного и щелочного состава (1000—2000 *м*) и внедрение даек того же состава.

Таким образом, средне-позднедевонский вулканизм наиболее интенсивно проявился в краевых зонах геосинклинали, граничащих с платформами, в пределах устойчивых массивов и на окраине Сибирской платформы. В первом случае по глубоким расколам, проникавшим, по-видимому, на значительную глубину, изливались лавы основного состава, а во втором — по серии разломов, обрамлявших устойчивые массивы (Колымский, Омолонский, возможно, Сьюардский) или рассекавших их, лавы кислого и среднего состава.

В раннем карбоне восходящие движения усиливаются, вследствие чего к концу раннекаменноугольного времени значительная часть территории геосинклинали осушается. Крупные воздымания произошли в западной части этой геосинклинали, где резко расширилась площадь Яно-Адычанского поднятия (протяженностью более 1000 *км*), которое отделило Верхоянский прогиб от Омулевского.

Вулканическая активность в раннекаменноугольное время резко уменьшилась по сравнению со средне-позднедевонским временем. Она в основном выразилась в излиянии лав основного и среднего состава по разломам, подчиненным своим планом выступам жестких массивов. Подобные разломы существовали вдоль юго-западной части Колымского, северной и западной частей Омолонского массивов.

В Бруксовском прогибе, ограничивающем с севера Анадырско-Сьюардский массив, в раннекаменноугольное время накапливались терригенно-кремнистые образования с покровами андезитовых и базальтовых лав, локализовавшихся в зонах разломов, обрамляющих массив.

Вследствие среднепалеозойского тектогенеза в Верхояно-Колымской области сформировались системы сравнительно пологих складок, ориентированных в северо-западном до северо-восточного (в северной части) направлений. На современном срезе эти структуры обнажаются в зоне обрамления Колымского массива в виде складчато-глыбовых поднятий, среди которых выделяются Улахан-Тасское, Селенняхское, Тас-Хаяхтахское, Хаяргастахское, Момское и Приколымское. Улахан-Тасское складчато-глыбовое поднятие, расположенное на междуречье Индигирки и Алазеи, сложено позднепротерозойскими кристаллическими сланцами и девонскими карбонатными породами, собранными в простые спокойные складки субширотного (позднепротерозойские породы) и северо-восточного (девонские породы) простираний. Углы падения крыльев складок, колеблющиеся в интервале 20—45°, редко достигают 60—70°. Поднятие обрамляется разломами и разрывами северо-восточного простирания, возле которых размещаются выходы гранитоидных массивов.

Селенняхское складчато-глыбовое поднятие сложено нижнесреднепротерозойскими (?) метаморфическими породами, которые перекрываются верхнепротерозойскими (?) и еще выше нижне-среднепалеозойскими карбонатными. Ранне-среднепротерозойские (?) породы собраны в сложные линейные складки с изменяющимся простиранием (от северо-западного и субмеридионального до северо-восточного). Верхнепротерозойские отложения смяты в изоклинальные, опрокинутые (к северо-западу и юго-востоку) и лежачие складки. Ранне-среднепалеозойские породы, деформированные несколько слабее, чем протерозойские, собраны в симметричные концентрические складки северо-восточного

простирания с углами падения 30—60°. Длина складок изменяется от первых десятков до 70—100 *км*, а ширина от 2 до 20 *км*. В пределах поднятия широко распространены взбросы, взбросо-сдвиги и сбросы северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направления с амплитудой вертикальных перемещений в сотни метров, редко 1—2 *км*.

Тас-Хаяхтахское складчато-глыбовое поднятие, расположенное на междуречье Селеннях — Индигирка, ориентировано в северо-западном направлении. Оно сложено ордовикскими, силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными породами, собранными в концентрические нормальные и нередко коробчатые и блокированные складки северо-западного простирания протяженностью 30—50 *км* при ширине 5—15 *км*. Крутизна крыльев складок изменяется в пределах 30—60°. Они разбиты большим количеством продольных и поперечных разрывов и осложнены нередко, в известково-сланцевых толщах, мелкой складчатостью. В северо-восточной части поднятия, граничащей с Колымским массивом, складки более напряженные и крутопадающие, иногда наклонены от массива.

Момское складчато-глыбовое поднятие представляет собой крупное тектоническое сооружение, ограниченное с северо-востока Арга-Тасским, а с юго-запада Дарпирским глубинными разломами (междуречье Момы и Ясачной). Оно сложено докембрийскими (?), ордовикскими, силурийскими, девонскими, нижнекаменноугольными и участками средне-верхнекаменноугольными и пермскими породами, которые расчленены узкими грабен-синклиналями, выполненными верхнеюрскими вулканогенными образованиями. Складки в пределах поднятия нередко разбиты сбросами и сбросо-сдвигами северо-западного, северо-восточного простирания с амплитудой вертикального перемещения до 0,5—1,0 *км*.

Складки южной части палеозойских поднятий, граничащие с мезозоидами, обычно более напряженные и местами имеют линейный характер.

Приколымское складчато-глыбовое поднятие сложено протерозойскими складчатыми сооружениями (протерозоиды), на которых с угловым несогласием залегают палеозойские породы (палеозоиды). В своде поднятия, ориентированного в субмеридиональном направлении, обнажаются протерозойские кристаллические породы, собранные в сложные складки.

Нижне-среднепалеозойские породы, менее деформированные, чем протерозойские, слагают западную и восточную часть поднятия. Они деформированы в простые, брахиформные, реже линейные складки с углами падения пород на крыльях 30—60°. Приколымское поднятие разбито большим количеством разрывов, которые расчленяют поднятие на серию блоков.

В Чукотской части Чукотско-Бруксовской области складчатые деформации были также довольно слабыми. Изучение выходов среднепалеозойских пород в Куульском, Алярмаутском, Еропольском и Бруксовском поднятиях (рис. I-11) показало, что следствием среднепалеозойских складчатых движений было создание системы пологих складчатых сооружений.

В северной части Чукотского полуострова в Куульской зоне были сформированы пологие коробчатые и асимметричные складки северо-западного простирания с углами падения крыльев 15—30°. Так, среднепалеозойские породы Алярмаутского поднятия обычно коробчатые, широкие, нередко асимметричные, с углами падения до 30—50°, разбиты большим количеством разрывов северо-западного и северо-восточного простираний, которые образуют ряд горстов и грабенов. Следует иметь в виду, что палеозойские складчатые сооружения подверглись

переработке мезозойскими складчатыми движениями, которая выражалась как в дроблении их, так и в усложнении рисунка складчатости.

В результате тектонических движений, наиболее интенсивных в средне-позднекаменноугольное время, ранне-среднепалеозойские отложения были дислоцированы в пологие спокойные и реже напряженные линейные складки. Следует отметить, что поднятия, происшедшие в позднем ордовике — раннем силуре, по-видимому, следует относить к ранним складчатым движениям, так как они в какой-то степени деформировали осадочные образования.

Степень деформированности нижне-среднепалеозойских пород на массивах и в прогибах (складчатых зонах) различна. Более существенные деформации происходили в глубоких прогибах, обрамлявших устойчивые массивы и платформы, и очень слабые на массивах и их краевых

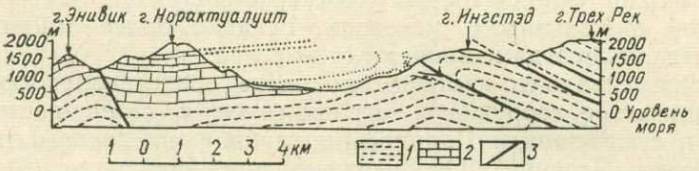


Рис. I-11. Схематический геологический разрез через центральную часть хр. Брукса (ущелье Энэктавук; по С. Портеру).
1 — девонские отложения; 2 — нижнекаменноугольные отложения; 3 — разломы.

зонах. В пределах ядерных частей массивов эти отложения очень слабо дислоцированы, они деформированы в очень пологие широкие складки, ширина которых изменяется от единиц до десятков километров, а углы падения крыльев не превышают 10—15°.

К краевым частям массивов степень дислоцированности увеличивается, и наибольшей интенсивности она достигает в прогибах. В прогибах развиты широкие коробчатые брахиформные и узкие линейные складки с крутыми углами падения, а в краевых частях прогибов, близ выступов массивов, нередко наблюдаются почти вертикальные или опрокинутые в сторону прогибов складки, свидетельствующие о давлении в период складкообразования со стороны массивов.

Амурский геоблок. К началу рассматриваемого этапа этот геоблок представлял собой сложную стабилизированную мозаичную складчато-глыбовую область — «Палеоамурию», несколько напоминающую Казахский геоблок к концу палеозоя. В его пределах находились возникшие в позднем кембрии — ордовике Монголо-Буреинские складчатые цепи и геоантиклинальные ядра дорифеид (Эрлянское, Сунляоское и ряд других более мелких). В немногих геосинклинальных регматических прогибах, сохранивших свою подвижность от предшествующего этапа, происходили унаследованные среднепалеозойские нисходящие движения. К ним относится восточная часть Джида-Джагдинского прогиба и прогиб Большого Хингана.

Регенерация условий, близких к геосинклинальным в складчато-глыбовой области поздних байкалид, наступила в силуре, когда значительная часть «Палеоамурии» опустилась. Эти новообразованные прогибы охватили внешние края наиболее консолидированных (гранитизированных) ядер поздних байкалид. Аргунский массив, Гонжинский выступ, Буреинский и Ханкайский массивы, выступ Хида — вот те кристаллические ядра, которые сохранились после среднепалеозойского обрушения. В девоне области прогибания расширились. Вдоль восточной части Буреинского массива образовался Добринский (Урмийский) про-

гиб, заполненный терригенными отложениями. Такого же типа прогибы, вероятно, находились к западу и к востоку от Ханкайского массива и к востоку от кристаллического выступа Хида.

Девонские отложения (главным образом средний девон) в пределах Буреинского массива имеют мощность 300—1000 *м*. Они с резким угловым несогласием залегают на рифейско-кембрийских толщах и относятся к слабопокоробленному чехлу массива. В окраинных и геосинклинальных прогибах в раннем карбоне тектонический режим меняется. Появляются грубообломочные толщи (например, типаринская свита Верхнего Приамурья), относящиеся к молассовой формации. Происходит внедрение гранитов. В регматических прогибах геосинклинальный режим сохраняется и в раннем карбоне (Тугуро-Шантарский район, Бол. Хинган, вероятно, Гиринский прогиб). Подробное описание тектоники и магматизма Амурского геоблока можно найти в книге М. С. Нагибиной [1963] и для территории СССР в книге «Геология СССР» [т. 19, 1966].

Складкообразование среднепалеозойского этапа развития, по-видимому, значительно уступает предыдущему (позднебайкальскому) и последующему (позднепалеозойскому). Среднепалеозойская (конец силура и особенно поздний девон) складчатость достаточно явно, а в ряде случаев весьма контрастно, проявилась в краевых геоантиклиналях и межгеосинклинальных массивах, а местами — во внутренних геоантиклинальных поднятиях.

С преддевонскими движениями связаны умеренные складчатые деформации силурийских отложений в Бол. Хингане. Складкообразовательные движения в позднем девоне проявлены наиболее отчетливо. В Южно-Монгольской системе они были одновременны как в геоантиклиналях, так и в главных линальных зонах, хотя в последних с несравненно меньшей интенсивностью. Значение структурных несогласий (унаследованного типа) и различие в морфологии складок установлено и для центральной части хр. Бол. Хинган (р. Якэши), где линейные, часто запрокинутые складки среднего — верхнего девона заметно контрастируют с более крупными и спокойными структурами нижнего карбона.

В пригеосинклинальных прогибах Монголо-Охотской области (Верхнезейском в Приамурье, Прикеруленском на северо-востоке МНР) те же движения фиксируют различия, менее заметные. Однако и здесь складки нижне-среднедевонских образований и раннего карбона (преимущественно крупные, симметричные) различаются крутизной крыльев. Первые приближаются к симметричным линейным, тогда как структуры карбона менее осложнены дополнительными мелкими складками и близки к брахискладкам.

Ниппонский геоблок. Среднепалеозойская история Ниппонского геоблока в пределах сохранившегося его восточного фрагмента начинается с силура. В этом периоде только наметилась область будущего геосинклинального прогиба, который особенно активно развивался в течение девонского и раннекаменноугольного (доонимарского-допозднёвизейского времени). Нарастание геосинклинального прогибания в Северо-Восточной и, вероятно, Юго-Восточной Японии продолжается в течение всего девона и раннего карбона (до позднего визе), что доказывается резким увеличением мощности осадков и количества вулканогенных пород (в Китаками мощность, *м*: S — 300—400, D_1 — 350, D_2 — 700, D_3 — 2000, C_1 — 3500). Общая мощность вулканических продуктов в разрезе гор Китаками около 1500 *м*. М. Минато с соавторами [Geologic Development..., 1965] предполагают, что в среднем палеозое образовались некоторые метаморфические зоны Японских островов (краевая зона Хида, зона Сангун) и произошло внедрение гранитоидов (например, граниты Фанацу в зоне Хида).

Среднепалеозойские (донамюрские) движения в Японии М. Минато называет «движениями Абе». Сюда относятся геосинклинальное прогибание и орогенез. Первая орогеническая преднамюрская фаза движений Абе названа «складчатостью Шизу» (Shizu). Она доказывается выпадением из разреза некоторых верхнетурнейских и нижневизейских толщ, резкой сменой фаций в горах Китаками, в северной части гор Абакума и в Центральном Хонсю (вулканогенно-терригенные отложения кроются известняками), а также в существенной разнице в дислоцированности и метаморфизме донамюрских и посленамюрских толщ.

Движения, соответствующие по времени складчатости Шизу, проявились в Монголо-Охотской и менее заметно в Сихотэ-Алиньской геосинклинальных областях. В первой из них в визейское и намюрское время появляются среди терригенных толщ мощные пачки конгломератов, углисто-глинистых сланцев, эффузивов и их туфов. В Центральном Сихотэ-Алине в конце раннего карбона заметно сокращается вулканогенная деятельность и происходит смена существенно вулканогенных толщ терригенными.

Гипотетический ортогеосинклинальный пояс Западного и Северного Притихоокеанья. История тектонического развития восточных и северо-западных окраин описываемого региона, тяготеющего к границе Тихоокеанского талассократона в среднем палеозое основывается существенно на данных по Японским островам [Minato, Rowett, 1965]. От силура к девону и далее раннему карбону фиксируется нарастание геосинклинального прогибания с широким развитием в девоне и раннем карбоне подводной вулканической деятельности. На Сахалине (Восточно-Сахалинские горы) предполагается продолжение Ниппонских среднепалеозойских геосинклинальных структур. Более определенные сведения о среднепалеозойских геосинклинальных кремнисто-вулканогенных толщах в Корякском нагорье приведены в книге «Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья» [1965]. В Южной Аляске средний палеозой (девон и нижний карбон) представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями большой (до 10 *км*) мощности.

При сопоставлении отдельных фрагментов среднего палеозоя на Японских островах, Южной Аляске и в Корякском нагорье напрашивается мысль, что внутренняя зона ТПП, обращенная к праокеану, обрамлялась крупным линеаментом, вдоль которого развивались структуры ортогеосинклинального типа (рис. I-10). От Южной Аляски они, по-видимому, скользят вдоль западного побережья Притихоокеанья, соединяясь с поясом Фрэзер.

Основные особенности среднепалеозойского литогенеза. Среднепалеозойский седиментационный этап обнимает геологическом время с резко очерченным для большей части территории постоянством гидрохимических, климатических, палеотектонических факторов, а также отсутствием глубоких революционных изменений в составе постепенно меняющихся фаунистических ассоциаций.

Особенно контрастна верхняя граница этапа, соответствующая концу раннего и началу среднего карбона, когда на Северо-Востоке Азии, подобно другим частям Азиатского континента начали проявляться важные тектонические движения. В результате произошло генеральное перераспределение областей питания и накопления, возросли площади континентальных массивов (рис. I-12) и резко изменились климатические условия и соответственно гидрохимический режим водной среды. В Амурском геоблоке палеоклиматические изменения, как это будет показано ниже, проявились несравненно слабее.

Не повсеместно столь же контрастна нижняя граница этапа. На Сино-Корейской и Алданской сушах она подчеркнута поднятиями и стабильным прекращением морского осадконакопления в конце ордовика. В геосинклиналях восточной части Центрально-Азиатского пояса,

Монголо-Охотской и Ниппонской областях нижняя граница выражена структурной автономностью седиментационных комплексов среднего палеозоя (в частности силура). Что касается большей части Северо-Восточного седиментационного региона, там этап не имеет резко выраженной нижней границы, поскольку силур, девон и ранний карбон формационно и структурно тесно связаны с ордовиком. Однако и на Северо-Востоке Азии (подобно Аляске) локальные размывы с регрессивным перераспределением границ бассейнов во многих местах достаточно четки.

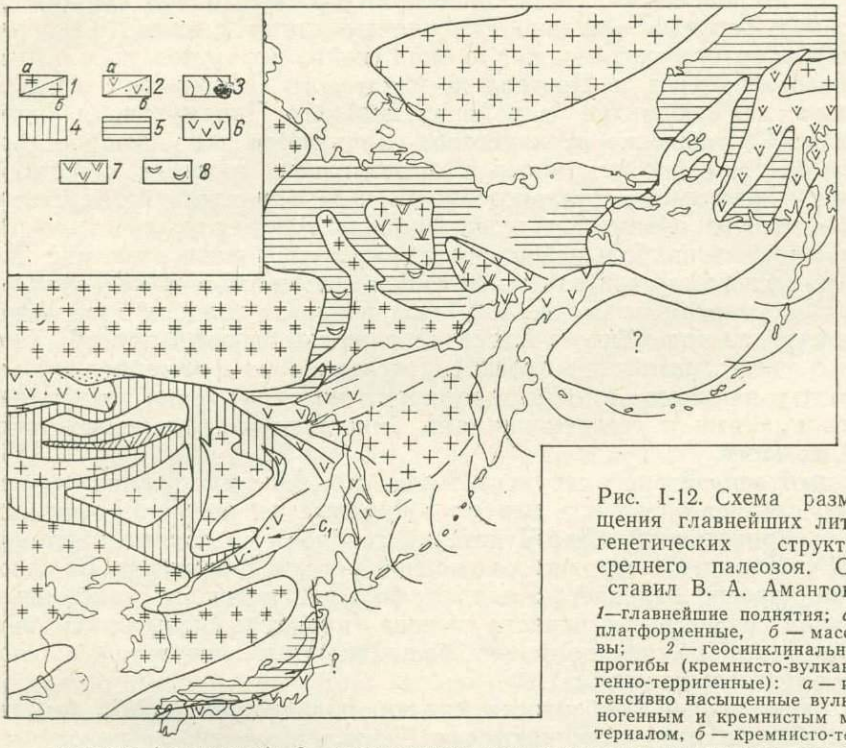


Рис. I-12. Схема размещения главнейших литогенетических структур среднего палеозоя. Составил В. А. Амантов.

1—главнейшие поднятия; *а*— платформенные, *б* — массивы; *2* — геосинклинальные прогибы (кремнисто-вулканогенно-терригенные): *а* — интенсивно насыщенные вулканогенным и кремнистым материалом, *б* — кремнисто-терригенные (отдаленные); *3* — гипотетическая зона кремнисто-вулканогенных прогибов Периокеанического пояса; *4* — периферические прогибы стабильных блоков геосинклинальных систем (преимущественно терригенные; реже терригенные, флишоидные); *5* — геосинклинальные терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные прогибы на слабо раздробленном фундаменте; *6* — регматические прогибы с терригенно-карбонатно-вулканогенным заполнением; *7* — зоны проявления наземного вулканизма (андезитового и липаритового); *8* — сульфатность и гипсоносность.

Характерные климатические черты этапа — теплый и даже жаркий климат, наиболее гумидный в конце этапа (C_1), локальные эпохи аридизации (S^2_2—D_1; S_1) проявлены в отдельных структурах Яно-Чукотского и Амурского геоблоков.

Благоприятные геохимические, биохимические и климатические факторы среднего палеозоя, проявившиеся в обстановке сложной тектонической дифференциации территории, обусловили разнообразие литогенетических типов и формационных сочетаний. В среднем палеозое фиксируются вспышки наземного, субаквального и подводного вулканизма, особенно интенсивные в девоне и раннем карбоне (визе). Вулканические процессы проявились во всех геосинклинальных системах региона и их сводово-глыбовом обрамлении.

Дифференциация рассматриваемой части территории на крупные геоблоки с различным геотектоническим профилем развития, одновременно являвшиеся автономными седиментационными областями, сохранялась на протяжении всего этапа. Яно-Чукотский, Амурский и

Периокеанический регионы характеризуется заметно выраженными индивидуальными чертами литогенеза, переходящими от ранних эпох к поздним.

В Яно-Чукотском геоблоке среднепалеозойские геосинклинали всецело наследовали карбонатные прогибы ордовикского времени. Сообщество терригенно-карбонатных и карбонатных формаций сохраняло господствующее значение в силуре, девоне и раннем карбоне. Прогибы «периферического» типа широко распространены по окраинам жестких геоантиклинальных блоков Амурского и отчасти Ниппонского геоблоков (плато Хида в Японии). Последний отличает более высокая карбонатность в сравнении с периферическими прогибами Юго-Западного региона, что, вероятно, связано с влиянием климатического фактора.

Прогибы ортогеосинклинального типа стойко локализовались в пределах Тихоокеанского и Центрально-Азиатского подвижных поясов, фронтально сочленявшихся в районах Нижнего Приамурья и Охотского моря. Соотношение вулканогенно-кремнистого заполнения с терригенным существенно варьировало в различных прогибах. Прогибы, интенсивно насыщенные вулканогенными и кремнистыми продуктами (30—50% общего объема осадков; Шантарский девонский подтип), связаны с зонами наибольшей проницаемости глубинных разломов. Их следует по-видимому отличать от прогибов кремнисто-терригенных (отдаленных) с умеренным (менее 30%) содержанием силицилитов, эффузивов и пирокластов (Сихотэ-Алинский раннекарбоновый прогиб, Хангайский среднепалеозойский прогиб). Последние по формационной характеристике занимают как бы промежуточное положение между ортогеосинклиналями и геосинклиналями (миогеосинклиналями) в центральной их части.

Среди отрицательных структур этапа, отнесенных к регматическим прогибам, следует упомянуть наиболее крупные девонские Большехинганский и Еропольский (Яно-Чукотский геоблок) со сходным формационным составом и, вероятно, со сходной историей развития. Большехинганский прогиб отличается, однако, большей ролью вулканогенных образований среднего — основного состава (наряду с кислыми, общими для обоих прогибов, что позволяет большинству исследователей относить его к «эвгеосинклинали»).

Литогенетические особенности каждой подвижной области (системы, прогиба) заметно отклоняются от профилирующих региональных типов рассмотренного этапа. В качестве примера могут быть названы существенно терригенные (с резко ограниченным количеством карбонатов) прогибы позднего девона и раннего карбона Чукотки, о-вов Врангеля и Бруксовского хребта, охватывавшие лишь ограниченную часть территории Яно-Чукотского геоблока. Формирование их связывается с появлением подвижной системы, возникшей вдоль южного фланга гипотетической Гиперборейской платформы.

Основные особенности среднепалеозойского магматизма. Эффузивный магматизм геосинклинальной стадии характерен для девона Монголо-Охотской области, в пределах которой известны зеленые сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма подводных спилито-кератофировых комплексов.

Особо широко развита эффузивная деятельность в девоне в пределах Омолонского массива и Алазейского плато, где широко распространены излияния лав от кислого до среднего состава (липариты, трахилипариты, дациты, андезиты). Надежно датированная среднепалеозойская интрузивная деятельность проявлена относительно слабо. Габброиды и в единичном случае гипербазиты (Шантарские острова, о. Феклистов) установлены в пределах Монголо-Охотской складчатой области. Вдоль окраинных глыб Сибирской платформы, в Вилюйской синеклизе и в Сетте-Дабанском перикратонном прогибе распространены

девонские пластовые интрузивы и дайки диабазов и порфиритов. Мелкие тела габбро, сиенитов и эгириновых гранитов известны в Селенняхском кряже. В пределах Колымо-Омолонского массива в пространственной связи с вулканогенными образованиями установлены гранитоиды.

Габброиды и граниты предположительно среднепалеозойского возраста указываются также для некоторых районов бассейна рек Даубихе и Уссури в Южном Приморье, вдоль окраин Ханкайского массива. Из изложенного видно, что при достаточно широком развитии вулканогенных продуктов в период среднего палеозоя интрузивный магматизм проявлен мало. Состав интрузивных образований преимущественно основной. Резко подчиненное значение имеют ультраосновные и кислые породы. Щелочные и субщелочные породы крайне редки.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Значительные территории Востока СССР и смежных регионов в среднем палеозое характеризовались восходящими движениями. Так, в Северо-Китайской платформе почти полностью отсутствуют отложения *верхнего ордовика, девона и нижнего карбона. Нет этих отложений* в юго-восточной части Сибирской платформы, включая и огромную область хр. Станового. Другими словами, Сино-Корейский и Алдано-Становой геоблоки в течение 120 млн. лет характеризовались анастабильным тектоническим режимом. Противоположный, катастабильный, режим свойствен Яно-Чукотскому геоблоку и хр. Брукса Аляски. Здесь в течение среднего палеозоя имели место нисходящие движения, унаследованные от ордовика.

В Амурском геоблоке вслед за позднебайкальской стабилизацией произошло мощное раздробление. По системе новообразованных разломов вдоль довольно широких окраинных частей массивов опустились значительные части «Палеоамурии». Началось формирование крупных геосинклинальных систем: Сихотэ-Алинской и к востоку от Амурского геоблока — Ниппонской. Изменилась конфигурация Монголо-Охотской геосинклинальной области.

Среднепалеозойский магматизм по сравнению с другими этапами неогея не был выражен столь же ярко. В этом отношении наиболее стерильным оказался силурийский период. В девоне и раннем карбоне в некоторых геосинклинальных прогибах (Большехинганском, Ванданском, Шантарском, Центрально-Сихотэ-Алинском, Чичибу и др.) активно развивался подводный основной вулканизм. Наличие среднепалеозойских интрузий оспаривается, хотя не исключено их заметное развитие в зонах пограничных разломов: Монголо-Охотской (Забайкалье, *Верхнее Приамурье, Зейско-Селемджинский район) и Сихотэ-Алинской* (Ханкайский район, юго-западное побережье Японского моря). На Японских островах также предполагалось существование поздне-среднепалеозойских (донамюрских-доверхневизейских) интрузий.

Широко развит девонский эффузивный магматизм на Северо-Востоке СССР (Омолонский и Колымский массив), составляя обширные покровы в чехле массивов. Здесь также имеются данные о среднепалеозойских интрузивах, располагающихся вдоль стыков жестких структур с подвижными системами (Томмот-Уяндинское междуречье).

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

В настоящем разделе рассматривается сравнительно длительная (90 млн. лет) и важная эпоха тектонических движений, охватывающая средний и поздний карбон и пермь. На этом этапе, как и раньше, геоблоки континентального сегмоида эволюционировали в разных направлениях. В Сино-Корейском геоблоке продолжительное воздымание

(O_3—C_1) сменилось заметной дифференциацией движений и образованием вытянутых в северо-восточном направлении платформенных проседаний (впадины, авлакогены). Алдано-Становой геоблок в позднем палеозое не претерпел существенных изменений. Лишь к концу этапа вдоль его южных окраин появились впадины, заполнившиеся континентальными и вулканогенными толщами, а также начался процесс реактивации, сопровождавшийся внедрением гранитов. Существенно нисходящее развитие продолжалось в Яно-Чукотском геоблоке и хр. Брукса. В Амурском геоблоке заметно усилилось воздымание в Монголо-Охотской области (рис. I-13). Разросшиеся и соединившиеся на севере поднятия Аргунского и Буреинского массивов оттеснили к югу пермские моря. Устойчивая морская обстановка в течение всего позднего палеозоя сохранилась в геосинклинальном прогибе Бол. Хингана.

В карбоне и перми условия образования осадков, проявления магматизма и метаморфизма в Сихотэ-Алине, на Японских островах и, вероятно, на о. Сахалине были весьма сходны. Все эти территории в рассматриваемый этап можно объединить в Ниппонский геоблок. В последнем различались пограничные структуры (окраинные и, быть может, краевые прогибы), тяготеющие к восточному выступу Северо-Китайской платформы и ортогеосинклинальные системы, составляющие, как и раньше, Периокеанический пояс.

Позднепалеозойский магматизм постепенно нарастал к концу перми и продолжался в раннем триасе. Им были охвачены поднятые стабилизированные сооружения Аргунского, Буреинского и Кэнтэйско-Ханкайского массивов и периферия Яблоново-Селемджинской и Становой областей. Одновременно на внешней стороне поднятий возникали молассовые прогибы и местами впадины, заполнявшиеся континентальными угленосными отложениями (Западное Верхоянье, Южное Приморье, Западная Аляска).

Вулканизм позднего палеозоя также был довольно интенсивен. К нему относится мощный геосинклинальный вулканизм Сихотэ-Алиня и Японских островов, а также обширные по площади и мощности пермские туффитовые толщи восточных окраин Верхояно-Колымской геосинклинали (Аян-Уряхский и Балыгычанский районы).

Разрастание поднятий на периферии более древних складчатых сооружений в северных районах Монголо-Охотской подвижной области, в Южном Приморье, на западе Японии, воздымания в Западном Верхоянье и в районе хр. Брукса [Gates, Gryc, 1963] — все это свидетельствует о четко выраженных на Востоке СССР и в сопредельных регионах позднепалеозойских (герцинских) движениях.

ОБЩАЯ СВОДКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Сино-Корейский геоблок. В позднем палеозое в теле Северо-Китайской платформы возникли протяженные впадины и авлакогены, знаменующие начало нового тектонического режима. В пределах северо-восточной части платформы выделялись (с севера на юг) Пекинская и Цзинань-Пхеннамская впадины и Усть-Янцзы-Охчхонский авлакоген. Связь этих впадин реконструируется достаточно уверенно. Такая трактовка структур Северо-Китайской платформы отличается от принятой в ряде работ [Чжан Вень-ю, 1962; Хаин, 1964б]. В книге «Основы тектоники Китая» [1962] указывается, что интенсивная дифференциация Северо-Китайской платформы (платформенного массива) началась лишь в позднем триасе.

Позднепалеозойская история Сино-Корейского геоблока не подтверждает эти представления. В среднем — позднем карбоне здесь произошли первые, еще пологие воздымания и неглубокие погружения. Образовались мелководные заливы, где морские осадки перемежались с кон-

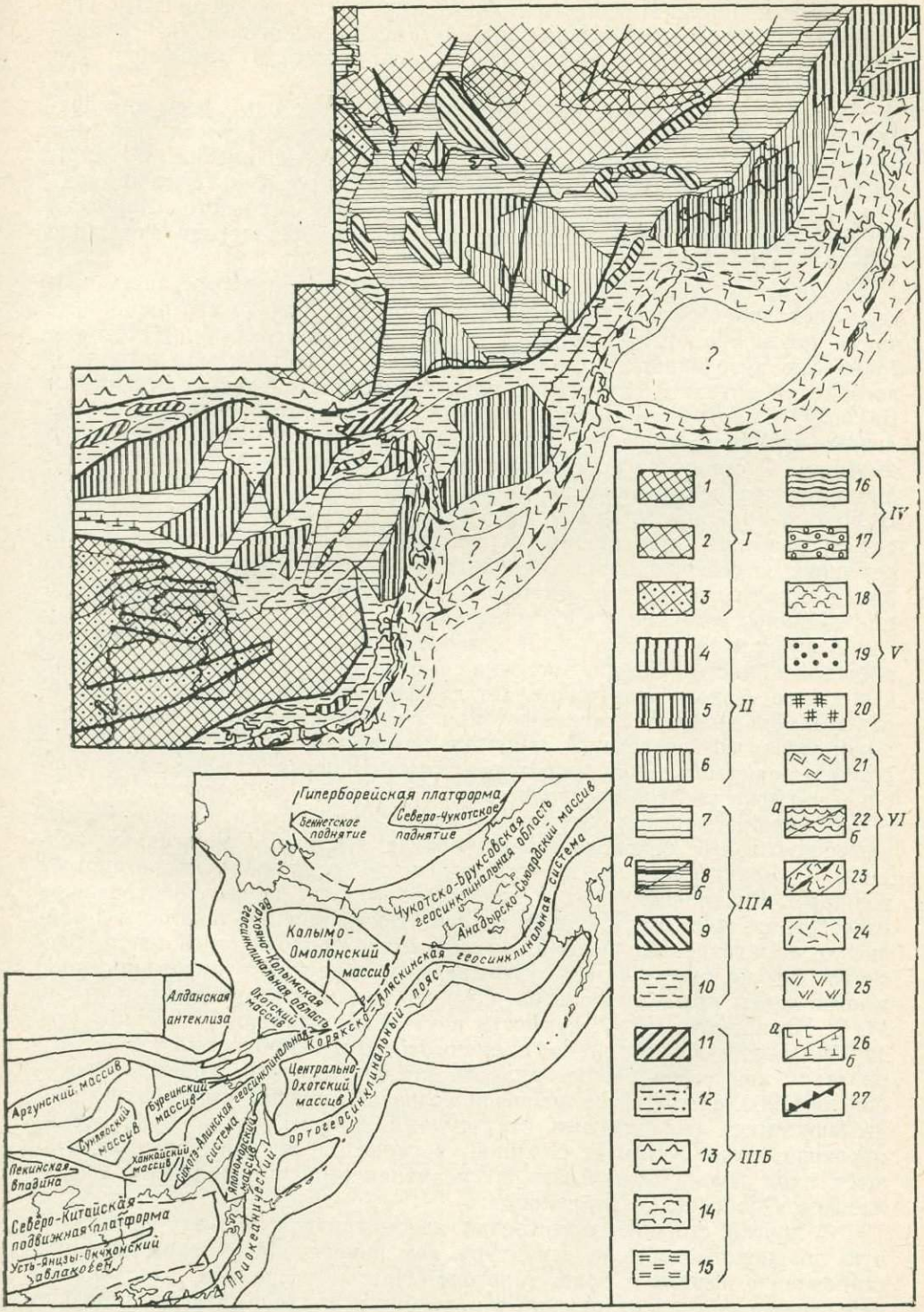


Рис. I-13. Палеотектоническая схема. Поздняя пермь.

Усл. обозначения см. на рис. 1-7.

тинентальными. Мощность отложений невелика, обычно первые сотни метров. В перми (особенно поздней) дифференциация движений заметно усиливается. Появляются конгломераты и грубозернистые песчаники (восточные части Цзинань-Пхеннамской впадины и Усть-Янцзы-Охчхонский авлакоген), резко возрастает мощность отложений (до 1000—2500 *м*).

Все позднепалеозойские толщи сложены в складки. Среди них преобладают широкие складки сундучного типа. Хорошо известна крупная промышленная угленосность позднепалеозойских отложений. В целом обстановка в наиболее протяженных и крупных прогибах (авлакогенах) Сино-Корейского геоблока напоминает систему Большого Донбасса Русской платформы, где накапливалась мощная угленосная формация паралического типа.

Алдано-Становой геоблок. В позднем палеозое здесь продолжался анастабильный тектонический режим. Только его окраинные части, возможно, были охвачены процессами реактивации. Некоторые гранитные интрузивные комплексы Становой области имели позднепалеозойский возраст. Так, например, в Олекминской ветви выделяется Сакунский каменноугольный (?) комплекс сиенитов, гранитов и щелочных гранитов, имеющих абсолютный возраст 359—220 млн. лет (по биотиту). К северу от р. Уды уже давно на геологических картах различаются позднепалеозойские граниты, плагиограниты и гранодиориты. В этих же районах в перми, как уже упоминалось, начали формироваться впадины, заполненные осадочно-вулканогенными толщами. На северных и северо-западных склонах Алданской синеклизы в перми предполагается отложение маломощных континентальных или прибрежно-равнинных отложений [Основные этапы..., 1963].

Амурский геоблок. В северной части Монголо-Охотской подвижной области (Северо-Восточная Монголия и Забайкалье) начиная с позднего турне и визе возрастает дифференциация движений, обусловивших появление относительно узких и глубоких зон погружения, расположенных по соседству с районами воздыманий. В это время на окраинах поднятий накапливаются континентальные отложения с прослоями туфов кислого состава (запад Аргунского массива).

В намюре морской бассейн еще более сокращается. Средне-верхнекаменноугольные отложения заполняют в это время межгорные впадины и характеризуются грубообломочными осадочно-вулканогенными толщами. Континентальные и прибрежно-морские пермские отложения известны в Северо-Восточной Монголии, Восточном Забайкалье и в районе хр. Соктахан. Далее они, по-видимому, продолжались вдоль бассейна Уды на северо-восток, увязываясь в единую структуру, носящую многие черты краевого прогиба. Следует напомнить правильную мысль М. С. Нагибиной, что «...пермские внутренние впадины и прогибы (типа брахигеосинклинали) по времени своего образования могут рассматриваться как своеобразные аналоги стадии развития краевых прогибов...» [1963, с. 429]. Этот позднепалеозойский прогиб, оттесненный воздымающимися складчатыми структурами Аргунского и Буреинского массивов к северу, имеет сложное строение. В его пределах различаются ядра позднебайкальских и среднепалеозойских поднятий (Керуленское, Ононское, Шантарское).

С другой стороны, естественно рассматривать всю эту протяженную позднепалеозойскую структуру как инверсионную, завершающую становление северной зоны Монголо-Охотских герцинид. Дислокации верхнепалеозойских отложений в прогибах и впадинах имеют довольно простые формы брахискладок или моноклиналей, ограниченных разломами. Однако нередки (хр. Соктохан) и линейные складки.

Геосинклинальные условия в позднем палеозое сохранились или возникли впервые в прогибах, расположенных к югу от Аргунского и

Буреинского массивов. Эти прогибы, объединенные на позднепалеозойском этапе в Монголо-Гиринскую геосинклинальную область, унаследовали зону длительных нисходящих движений Бол. Хингана и зоны окраинных девонских прогибов, обрамлявших Сунляоский и Буреинский массивы. В Бол. Хингане общая мощность верхнего палеозоя достигает 9000 *м*.

Среди каменноугольных и пермских отложений преобладают терригенные и вулканогенные. Последние принадлежат преимущественно кислым эффузивам. Севернее (ближе к границе СССР) мощность верхнего палеозоя оценивается в 4500 *м*. Здесь преобладают континентальные терригенные толщи и вулканиты среднего и кислого состава. В широтном Гиринском прогибе, соединяющемся на востоке с Лайоялин-Тайпилинским прогибом, общая мощность верхнекаменноугольных — пермских осадочно-вулканогенных отложений составляет 4000 *м*. Среди вулканитов преобладают основные и средние. К концу перми появляются пачки углистых и углисто-глинистых сланцев и конгломератов. Заметно изменяется и состав вулканитов (преобладают кислые).

В юго-западных районах Амурского геоблока в позднем палеозое четко проявилось общее преобладание инверсионно-орогенных тенденций с формированием антиклинорных структур. Особое место занимают прогибы или их ряды, связанные с глубокими расколами в зонах сопряжения рассматриваемого геоблока с Алдано-Становым и Сино-Корейским геоблоками. Здесь появлются структуры, где геосинклинальный тип развития завершается только в конце этапа, что задержало развитие типичных антиклинориев.

Наиболее полно многоактность позднепалеозойского тектогенеза проявилась в Южно-Монгольской и продолжающей ее на восток Большехинганской складчатых системах, а также в обрамляющих упомянутые системы с севера и юго-востока массивах.

В позднем палеозое четко обозначились антиклинорные зоны внутригеосинклинальных систем [Хасин, Борзаковксий, 1966]. К ним относятся сводовая зона, совпадающая с водоразделом хр. Бол. Хинган, а на территории МНР — ряд локальных антиклинорных структур. Особенно резко и контрастно проявляют себя краевые геоантиклинали — Гэньтухинская на южном склоне Бол. Хингана, Гоби-Алтайско-Сухэ-Баторская и Гоби-Нукундабанская.

Структурные различия образований девона и раннего карбона краевых геоантиклинальных поднятий характеризуются крупными, слабо нарушенными мульдами и умеренно напряженными складками (слабо удлиненные синклинали, рубцовые антиклинали), образованными маломощными терригенными, терригенно-карбонатными и субсеквентными вулканогенными толщами. Они резко контрастируют с линейными изоклинальными складками (а для раннего девона и более древних образований часто сжатыми и запрокинутыми) синклинориев: Гурбансайханского, Сойншандинского, Халхинголского, Хинганского. Складки антиклинорных зон, возникшие, по-видимому, главным образом под воздействием глыбовых движений фундамента в намюрском веке или начале среднекаменноугольной эпохи, подвергались затем дальнейшему, но малозначительному усложнению в позднем карбоне и перми (несогласие между ранним карбоном и вулканогенными образованиями позднего карбона — перми).

О роли и интенсивности намюрской складчатости в пределах синклинориев главной геосинклинальной зоны (с этой складчатостью связано окончательное замыкание геосинклинали) можно судить по характеру изоклинальных, но крупных, сравнительно укороченных складок с умеренно крутыми крыльями. Эти складки часто осложнены дополнительными мелкими складками, особенно интенсивными во флишоидных пачках [Современное представление..., 1967].

Несравненно в большей степени сглаживается качественная характеристика структур позднего палеозоя, сформированных в период от конца карбона до триаса. Субсеквентные вулканогенные толщи и континентальные молассы, формационно сходные во всех структурно-формационных зонах главнейших складчатых систем, дислоцированы в автономные, в достаточной мере пологие замкнутые складки с небольшими (25—30°) углами наклона крыльев. Наиболее крупные среди структур позднего карбона — перми достигают 10—20 *км* в поперечнике.

Типичные примеры структурных форм вулканитов позднего карбона — перми описаны во многих районах. На Керуленском поднятии к ним можно отнести брахискладки и вулкано-плутонические купола в междуречье Ульдзы и Керулена [Амантов, Михайлов, 1967]. Южнее, в краевых поднятиях Южно-Монгольской системы — крупная Ноянсомонская мульда [К тектонике..., 1967], а на территории Бол. Хингана — крупные грабен-синклинали и мульды Южно-Аргунского поднятия и северного склона хр. Бол. Хинган (ст. Унур).

Заметно разнятся среди образований позднего палеозоя более напряженной морфологией складок морские и прибрежно-континентальные комплексы позднепермского периферического прогиба, протянувшегося вдоль южного края Южно-Монгольской системы. Для него характерны складки переходного типа с углами падения крыльев, достигающими местами 40—45°.

Иные региональные черты присущи структурным элементам позднего палеозоя периферических или пограничных геосинклинальных областей и систем Амурского геоблока: Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской.

Для Монголо-Охотской области характерна резкая гетерогенность структурных элементов позднего палеозоя, благодаря сочетанию сложной продольной зональности с зональностью поперечной. Здесь выделяются: а) обращенные синклинории западных блоков центральной геосинклинальной зоны, претерпевших инверсию в конце карбона и в перми (Хангайский, Хэнтэйско-Даурский); б) периферические блоки центральной — осевой зоны, претерпевшие инверсию в пермюре; в) краевые позднепермские прогибы и г) сводово-глыбовые геоантиклинальные поднятия обрамления геосинклинальной системы.

Для обращенных синклинориев характерны крупные линейные симметричные, редко асимметричные складки девона — карбона (местами девона — ранней перми). В горах Хангая и Хэнтэя и в Зачикойской горной стране (Забайкалье) почти повсеместно удается выделять крупные складки с поперечниками до 10—15 *км*, а на фоне последних — дополнительные внутренние складки умеренной сложности. Доминируют складки с крутизной крыльев более 40° (40—55°). Динамику развития складок удается проследить на западе, в месте затухания Монголо-Охотской системы (Хангайский обращенный синклинорий), где в ядрах крупных синклинальных структур локально сохранились грабен-синклинали, образованные континентальными и прибрежно-континентальными отложениями верхней перми.

Складки краевых позднепермских прогибов, развивавшихся на окраинах жестких сводово-глыбовых структур, выделяются преобладанием типичной переходной складчатости (например, прогиб южной окраины западного звена Монголо-Охотской области). Здесь типичны крупные, преимущественно пологие, местами асимметричные, главным образом синклинальные складки (Борзинская, Даурская, Модотинская синклинали), местами, особенно в зонах разлома фундамента и краевых частях прогиба, осложненные зонами крупной и мелкой коробчатой складчатости и узкими зонами эшелонированных крутосклонных

брахиантиклиналей. Ширина отдельных складок синклиналей достигает 20 *км* и более.

На конец палеозоя в Амурском геоблоке приходится растянутый на два периода (карбон и пермь) процесс становления гранитоидного магматизма. Он охватывает как стабилизированные структуры (массивы), так в меньшей степени и геосинклинальные складчатые системы. В различных частях Бол. Хингана наблюдаются гранитоиды, рвущие девон и перекрытые верхним карбоном (район Шихуэйяо) или верхнепалеозойскими толщами с конгломератом в основании. Абсолютный возраст гранитной гальки в последних равен 300—250 млн. лет (по новейшим шкалам соответствует позднему карбону — ранней перми). В Аргунском и Буреинском массивах, а также в восточной (Охотской) ветви Монголо-Охотской области позднепалеозойские интрузии развиты широко. Они приурочены к разломам, тяготеющим к краевой части массива. Таким образом, процесс гранитообразования одновременно охватил как районы инверсионных поднятий (Восточное и Центральное Забайкалье), так и в особенности воздымающиеся жесткие сооружения массивов.

Гранитоидный магматизм приурочен к фазам тектоногенеза, завершающим развитие тектонического цикла. Под последними понимаются геологически длительные эпохи резкого усиления разломо- и складкообразования, дифференцированности рельефа земной коры и массового проявления гранитоидного и наземного андезитово-риолитового магматизма. В Амурском геоблоке позднепалеозойская фаза тектоногенеза растянута почти на два периода и включает все тектонические процессы.

Ниппонский геоблок. В состав геоблока в позднем палеозое, возможно, следует включать Сихотэ-Алинскую геосинклинальную систему, которая по условиям геологического развития была очень близка к Ниппонской системе. От последней, судя по новым находкам фауны [Елисеева, Соснина, 1964; Minato, Rowett, 1967], ответвлялась на север Хоккайдо-Сахалинская геосинклинальная система. Упомянутые геосинклинальные системы в позднем палеозое развивались унаследованно (от среднего палеозоя), что особенно четко доказано в Японии. Со стороны жестких глыбовых структур — внешних геосинклинальных систем — находились прогибы типа окраинных или пригеосинклинальных.

Строение Сихотэ-Алинской системы в позднем палеозое было сложным. В ее состав входили три главных геосинклинальных прогиба (с запада на восток): Ванданский, Центральный (с ответвлением на юг в сторону Надань-Хада-Алиня) и Ольга-Тетюхинский. В этих прогибах отлагались мощные (от 5000 до 8000 *м*) терригенно-кремнисто-вулканогенные толщи. Вдоль подводных вулканогенных поднятий прослеживались цепочки рифовых построек. Верхнепалеозойские отложения Сихотэ-Алинской системы, входящие в Ванданский и Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинории, представляют собой сложную систему сжатых линейных складок и надвигов с углами падения крыльев до 70—90°. Однако сейчас трудно сказать, какова степень влияния мезозойских движений на формирование этой складчатой структуры.

В составе Ниппонской геосинклинальной системы отмечается несколько прогибов. Главный из них, соответствующий «осевой зоне геосинклинали» [Geologic Development..., 1965], прослеживаемый на 750 км, в субширотном направлении через о-ва Кюсю, Сикоку и п-ов Кии, можно назвать геосинклинальным прогибом Чичибу (Титибу). Это название (по району Чичибу в горах Кванто) долгое время служило общим обозначением палеозоя Японии [Криштофович, 1932]. Другой прогиб, верхнепалеозойские отложения которого блестяще изучены японскими геологами, находится в северной (главным образом северо-восточной) части о. Хонсю. Это краевая геосинклинальная зона,

примыкающая к массивам Китаками и Абукума. Особое положение занимает юго-западная часть Японских островов, представляющая собой опущенный восточный край Сино-Корейской платформы. Этот регион Японии в позднем палеозое японские геологи справедливо относят к зоне стабильного шельфа.

Как в карбоне, так и в перми прогиб Чичибу характеризовался обильными подводными вулканическими извержениями. Однако к концу перми вулканическая деятельность здесь постепенно затухает.

Совершенно иначе развивался позднепалеозойский прогиб юго-западной части Японских островов, где в позднем палеозое преобладали карбонатные, частью рифовые отложения. Мощность этих толщ была сравнительно невелика (верхнекарбоновых 1100—1200, пермских — 600 *м*) и резко отличалась от мощности позднепалеозойских отложений в упоминавшихся выше геосинклинальных прогибах, где общая мощность составляет 3000—5000 *м*. В верхней части карбонатного разреза появляются глинистые сланцы и конгломераты с гранитной галькой.

П. Н. Кропоткин карбонатные разрезы верхнего палеозоя в фации Акиеси относит «...к типу разрезов платформы или миогеосинклинали» [1965, с. 84] и сравнивает их с карбонатными фациями верхнего палеозоя Китайской платформы. Такая неопределенность (платформа или миогеосинклиналь?) связана с краевым положением юго-западной части Японских островов по отношению к «исчезнувшей» сейчас северо-восточной части Северо-Китайской платформы. По-видимому, целесообразнее юго-западную часть Японских островов отнести к типу окраинных прогибов, характерных для зон обрамления жестких структур в Восточной Азии. Резкое преобладание в окраинном прогибе Акиеси карбонатных фаций, вероятно, объясняется климатической зональностью.

К окраинным прогибам ранее были отнесены прогибы, обрамляющие в позднем палеозое и раннем мезозое Буреинский (Куканский прогиб) и Ханкайский массивы (Даубихинский прогиб), а также прогибы Южного Приморья, располагавшиеся вдоль границы гипотетического Судзухинского выступа Северо-Китайской платформы. В окраинных прогибах верхнепалеозойские толщи залегают сравнительно полого.

Проблема позднепалеозойского тектогенеза в Ниппонском геоблоке уже давно привлекала внимание геологов. Для Сихотэ-Алиня этот вопрос подробно разбирался Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым [1962] и позднее И. И. Берсеневым [1960], а для Японских островов Т. Кобояси [Kobayashi, 1956], П. Н. Кропоткиным [1965] и М. Минато [Geologic Development..., 1965]. Позднепалеозойские движения вряд ли охватывали весь геоблок. Некоторые прогибы Сихотэ-Алиня и юго-восточной части Японских островов, возможно, развивались непрерывно в течение позднего палеозоя и мезозоя. Однако имеются и неопровержимые данные об энергичных каменноугольных и особенно пермских движениях. Так, в Гродековском районе позднепалеозойские толщи собраны в узкие линейные складки, а для мезозоя характерно весьма пологое залегание. С размывом и четким угловым несогласием на верхний палеозой в бассейне р. Бол. Монгугай налегают континентальные отложения верхнего триаса. В разрезе верхнего палеозоя Южного Приморья появляются грубообломочные молассовые комплексы (п-ова Трудный и Дунай, бассейн р. Сучан).

Мощные, локально развитые пачки эффузивов наблюдаются в среднем и верхнем карбоне и нижней перми в ряде районов Южного Приморья и вдоль Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Эти эффузивы (главным образом среднего состава), как указывают Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов [1962], приурочены к очагам вулканической деятельности, тяготеющим к крупным разломам. На западной окраине Сихотэ-

Алинской подвижной системы широко развиты субсеквентные пермские континентальные вулканиты преимущественно кислого состава.

В Ниппонской подвижной системе тектонические движения начались в предпоздневизейское время (складчатость Шизу). В результате этих первых проявлений позднепалеозойских инверсионных движений произошло воздымание значительных участков рассматриваемой системы. В послевизейское время геосинклинальный бассейн разделился на три части: 1) эпиконтинентальное мелкое море (стабильный шельф юго-западной части Японских островов); 2) площадь, занятую холмами и горными хребтами с лагунами между ними (севернее Хонсю); 3) эвгеосинклинальное море (юго-восточная часть Хонсю и Кюсю).

Более поздние тектонические предсакмарские движения названы складчатостью Сетамаи. Эти движения устанавливаются по угловому несогласию между сериями Нагаива (верхи нижнего намюра — башкирский ярус) и Сакаматозава (низы перми). Допермские каменноугольные толщи были смяты в линейные складки, пересечены надвигами, а затем приподняты и размыты. Наиболее сложные складки, связанные с предсакмарской фазой тектогенеза, наблюдаются в южной части гор Китаками. Вслед за раннепермской трансгрессией (трансгрессия Сакаматозава) с новой силой возобновилось горообразование. Среди горных возвышенностей сохранились изолированные моря-озера. В конце ранней и в поздней перми преобладали отложения флишевого и молассового («орогенного») типа. В это время многие возвышенности, сложенные изверженными породами, размывались и хорошо окатанный грубообломочный материал отлагался у подножия гор. Пермские конгломераты содержат крупную гальку и валуны (свыше 0,5 *м*) гранитов, гнейсов и других изверженных и метаморфических пород.

Интрузивная деятельность и метаморфизм каменноугольного и пермского времени в Ниппонском геоблоке требует специального рассмотрения. В Сихотэ-Алинской складчатой системе и смежных районах (Лаоелин-Гродековском и Ханкайском) позднепалеозойские интрузии известны на крайнем западе ее, в Урми-Куканском междуречье, в Гродековском районе, в Центральном Сихотэ-Алине и в Даубихинском прогибе, обрамляющем с востока Ханкайский массив. Это интрузии, сложенные преимущественно гранитоидами (гранодиориты, граниты). Позднепалеозойские габброиды (сергиевские) образуют небольшие массивы и являются, возможно, ранней фазой кислых интрузий.

В Ниппонской складчатой системе в допозднепермское время предполагается внедрение гранодиоритов и гранитов Митака, встречающихся в ассоциациях с пироксеновыми и роговообманковыми габбро. Апофизы гранитоидов секут верхи нижней перми и нигде не внедряются в верхнепермские или мезозойские толщи.

Особое положение в рассматриваемом геоблоке занимают узкие линейные метаморфические зоны, сформированные, по-видимому, в позднем палеозое. В Сихотэ-Алине — это Хорская метаморфическая зона, а на Японских островах — зона Куросегава. Первая составляет часть весьма протяженного Центрально-Сихотэ-Алинского глубинного разлома. Выходы глубоко метаморфизованных пород в верховьях р. Хор протягиваются на 70 *км* при ширине до 6 *км*. По данным Д. А. Кирикова, они представлены гнейсами, кварцитами, порфиробластовыми биотитовыми сланцами и амфиболитами, слагающими вытянутую (в плане) линзу, заключенную между двумя разломами. «Основу» Хорской зоны составляет кремнисто-глинистая верхнепалеозойская (?) толща, пронизанная многочисленными послойными инъекциями биотитовых гранитов и гранодиоритов. В юго-восточной части зоны параллельно р. Хор на протяжении 30 *км* обнажается габбро-диабазовая пластовая интрузия. Ее породы частично изменены до амфиболитов. Внедрение (инъецирование) в осадочную толщу гранитного вещества вызвало интенсивный

калинатровый метасоматоз, приведший к образованию биотитовых гнейсов и порфиробластических биотитовых сланцев.

В пределах зоны Куросегава, расположенной параллельно южной части пояса Самбагава (от п-ова Кии, через о-ва Сикоку и Кюсю), развит комплекс Терано, представляющий собой линзообразные метаморфические тела (длиной до 5 и шириной до 1 *км*), расположенные по простиранию вмещающих палеозойских и мезозойских отложений. Каждое линзовидное тело сложено породами трех типов: 1) граниты и гранодиориты (иногда и габбро) Митако; 2) метаморфические породы Терано; 3) группа пород Оканто (силур и девон?). В некоторых линзовидных телах центральной части о. Сикоку встречены гнейсовидные гранитовые и авгит-гранитовые амфиболиты. М. Минато [Geologic Development..., 1965] уверенно высказывается, что породы указанных групп были выжаты вверх в результате позднепермского тектогенеза.

Значение структурных швов типа Хорского и Куросегава весьма велико, и они требуют специального петролого-геохимического, геофизического и тектонического изучения. Эти структурные швы входят в состав важных глубинных границ древнего заложения.

В Ниппонском геоблоке, так же как и в Амурском, в позднем палеозое происходило поднятие глыбовых структур — массивов Ханкайского (Кэнтэйско-Ханкайского) и Хида. Это поднятие, возможно сводового типа, сопровождалось внедрением изверженных пород, главным образом гранитоидов. В Ханкайском массиве это были гродековские (и шмаковские?) граниты, а в массиве Хида, представляющем собой значительный район (500×150 *км*) развития метаморфических пород — граниты Фунацу.

Яно-Чукотский геоблок. Позднепалеозойское время, отвечающее начальному геосинклинальному этапу развития геоблока, знаменательно нисходящими движениями, сопровождавшимися накоплением в прогибах существенно терригенных формаций.

В средне-позднекаменноугольное — раннепермское время в Верхояно-Колымской области происходили нисходящие движения, которые обусловили накопление мощных терригенных песчаниково-сланцевых толщ (мощностью 2500—6000 *м*) в Западно-Верхоянском, Южно-Верхоянском, Янском, Сугойском и других прогибах. Названные прогибы заложились на незакончившую свое развитие Верхояно-Бруксовскую геосинклиналь [Богданов, Тильман, 1964], которая к моменту накопления верхоянского комплекса была частично консолидирована; вместе с тем в ней еще продолжали существовать остаточные прогибы, в которых происходил седиментогенез. Последнее доказывается постепенной, без перерывов в осадконакоплении, сменой существенно карбонатных нижнекаменноугольных отложений средне-верхнекаменноугольными терригенными образованиями в Южном Верхоянье (Б. С. Абрамов и др.) и в Омулевском прогибе [Мерзляков, 1966].

Наиболее крупные прогибания в среднекаменноугольное — раннепермское время происходили в Западно-Верхоянском и Южно-Верхоянском линейно вытянутых глубоких прогибах, обрамленных с запада выступами Сибирской платформы. Меньшие опускания происходили в Янском и, по-видимому, Сугойском прогибах.

Колымский, Омолонский и Охотский массивы на значительных участках были покрыты верхнекаменноугольными (?) и нижнепермскими отложениями. На Охотском массиве мощность их достигает 1000—1500 *м*, на Колымском — мощность нижнепермских отложений 300—500 *м*.

В позднепермское время в Западном Верхоянье проявились местные инверсионные движения, которые обусловили формирование флишоидных и угленосных формаций и образование Западно-Верхоянского поднятия. Эти движения сопровождались деформацией осадочных толщ

в сравнительно пологие складки, а также излиянием по разломам лав основного (базальты, диабазы) состава.

Сходные инверсионные движения произошли и в южной части области, где возникло пологое Неро-Аянское поднятие, ориентированное в северо-западном направлении [Гавриков, Попов, 1963]. На Колымском, Омолонском, Охотском, Хромском массивах в поздней перми осадкообразование было сосредоточено в основном в их краевых частях.

Серия поднятий появилась и в Селеннях-Омулевской зоне. В средне-позднекаменноугольное время вследствие прогрессирования восходящих движений эти поднятия почти полностью сомкнулись с Адычанским поднятием и Колымским выступом, исключая восточную часть прогиба (бассейны рек Омулевки и Рассохи), где осадконакопление продолжалось до пермского времени.

В Бруксовской зоне между Анадырско-Сьюардским массивом и массивами Гиперборейской платформы возникли поднятия, ориентированные в северо-восточном направлении и сопровождаемые складчатыми деформациями осадочных толщ.

В остаточных впадинах в это время аккумулировались мелководные карбонатно-кремнисто-терригенные отложения, нередко с примесью вулканогенного материала. Они иногда залегают на размытой поверхности подстилающих пород с базальными конгломератами в основании (южная часть Омолонского массива).

В средне-позднекаменноугольное время Чукотско-Бруксовская подвижная область испытывает поднятие и почти полностью осушается вследствие инверсии геотектонического режима, начавшейся в среднепозднедевонское время. Поднятие сопровождалось складчатыми движениями, интенсивность которых уменьшалась при движении от центральных частей прогибов к их периферии. Однако в это время сохранились остаточный Омулевский [Мерзляков, 1966] прогиб вдоль юго-западной части Колымского массива и далеко на востоке Сьюардский прогиб. Замыкание геосинклинальных или близких к ним прогибов Чукотско-Бруксовской подвижной области в позднем палеозое происходило неодновременно. В одних случаях консолидация произошла в средне-позднекаменноугольное время, в других (Омулевский и Сьюардский прогибы) — в перми или в раннем триасе.

В средне-позднекаменноугольное время тектонические движения сопровождались образованием серии разломов, которые в основном были подчинены выступам жестких массивов и платформ. Они располагались вдоль юго-западной части Колымского, северной части Омолонского и Анадырско-Сьюардского массивов и вдоль восточной части Сибирской платформы. В результате тектонических движений, наиболее интенсивных в средне-позднекаменноугольное время, ранне-среднепалеозойские отложения были дислоцированы в пологие спокойные и реже напряженные линейные складки. К этим движениям приурочено внедрение гранитов и габбро, размещающихся в краевых или реже центральных частях массивов в виде отдельных разобщенных тел или даек.

Гипотетический ортогеосинклинальный пояс Западного и Северного Притихоокеанья. В позднем палеозое, вероятно, продолжал развиваться периферический ортогеосинклинальный пояс (рис. I-13). В его северо-восточном аляскинском фланге, являющемся соединительным звеном с поясом Фрэзер, известны весьма мощные каменноугольные (главным образом миссисипские и отчасти пенсильванские) и пермские толщи, содержащие подводные вулканиты основного состава. В Корякском нагорье (Хатырский район) в среднем — верхнем карбоне и перми происходило интенсивное накопление кремнисто-вулканогенной толщи (2000 *м*), сходной с известной в Южной Аляске. О позднепалеозойских отложениях на месте Камчатки и Курильских островов ничего не

известно, хотя и не исключено, что в первом районе верхнепалеозойские (особенно пермские) отложения могут быть найдены. Наиболее подозрительные участки в этом отношении — это Срединный, Ганальский и Валагинский хребты. Г. М. Власов предполагает, «...что на месте Курильской дуги в палеозое существовала геосинклинальная область» [1964, с. 634]. Верхнепермские вулканогенно-осадочные толщи известны на о. Сахалин и Японских островах. И наконец, столь же четко выражен, как и в поясе Фрэзер, вулканический долгоживущий геосинклинальный прогиб в юго-восточной части Японских островов, где в позднем палеозое происходило накопление кремнисто-карбонатно-вулканогенных толщ значительной мощности.

Основные особенности позднепалеозойского литогенеза. Резкое и всеобщее усиление поднятий в большинстве позднепалеозойских подвижных областей Северо-Восточной Азии, а также сочетание инверсионных (и орогенных) элементов с типичными геосинклинальными, продолжавшими сосуществовать с ними в переходной «приокеанической» зоне Ниппонского геоблока, способствовали появлению разнообразных литогенетических комплексов. Важная роль в специфике позднепалеозойского осадконакопления принадлежала климатическому фактору, сравнительно устойчивому и постоянному для большей части территории региона.

Общее похолодание, пришедшее на Северо-Востоке Азии на смену теплым и даже субтропическим климатам девона — раннего карбона, привело к становлению новой гидрохимической обстановки умеренно прохладных гумидных зон, в равной мере свойственных как морским бореальным бассейнам региона, так и континентальным массивам. Заметим, что гумидная бореальная обстановка позднего палеозоя наследовалась на преобладающей части Северо-Восточной Азии в триасе и юре, поскольку разрезы этих толщ не позволяют фиксировать заметных климатических различий с поздним палеозоем.

Эта закономерность климатического развития сравнительно мало была нарушена даже в эпоху максимальной аридизации климата, контрастно проявленной в поздней перми и раннем триасе для районов Центральной, Средней Азии и Урала [Синицын, 1962]. Зона распространения континентальных пермо-триасовых красноцветов лишь частично проникала на территорию региона (Внутренняя Монголия), но нет никаких признаков, свидетельствующих о продолжении ее восточнее синеклизы Сунляо. В области Алданской суши и на континентальных поднятиях Западного Забайкалья и Северной Монголии аридные климатические условия раннего триаса проявлены, по-видимому, в резко ослабленном виде. Указывается появление пестроцветов в индском ярусе и на рубеже раннего и среднего триаса в разрезах Северной Монголии. Известны также нижнетриасовые пестроцветные толщи в Южном Верхоянье.

Гумидные климатические условия явились фактором, препятствовавшим карбонатообразованию. На Северо-Востоке Азии оптимальные условия для отложения карбонатных осадков местами возникали в перми и начале триаса лишь в неглубоко погруженных участках морей, размещавшихся на месте малоподвижных структур Колымско-Омолонского массива. Эти структуры были в то же время наиболее удалены от областей сноса терригенного материала. Процессы субаквального вулканизма способствовали выпадению карбоната в осадок.

Резко выделялась максимально теплым, а временами жарким климатом территория современной Китайской платформы (бассейн р. Янцзы), где в позднем карбоне — перми (и раннем триасе) в морской обстановке накапливались терригенно-карбонатные и карбонатные осадки, а во впадинах Сино-Корейского массива — угленосные толщи.

Терригенные прогибы с намюра становятся господствующим типом для территории Амурского геоблока. Среди них можно выделить типично морские молассовые (гумидные) прогибы намюра — среднего карбона и поздней перми — раннего триаса (рис. I-14). Особое место в этой группе занимают остаточные прогибы на месте геосинклинальных прогибов среднего палеозоя с характерными крупноритмическими паралическими гумидными формациями (юг Центрального Забайкалья, Северо-Восточная Монголия).

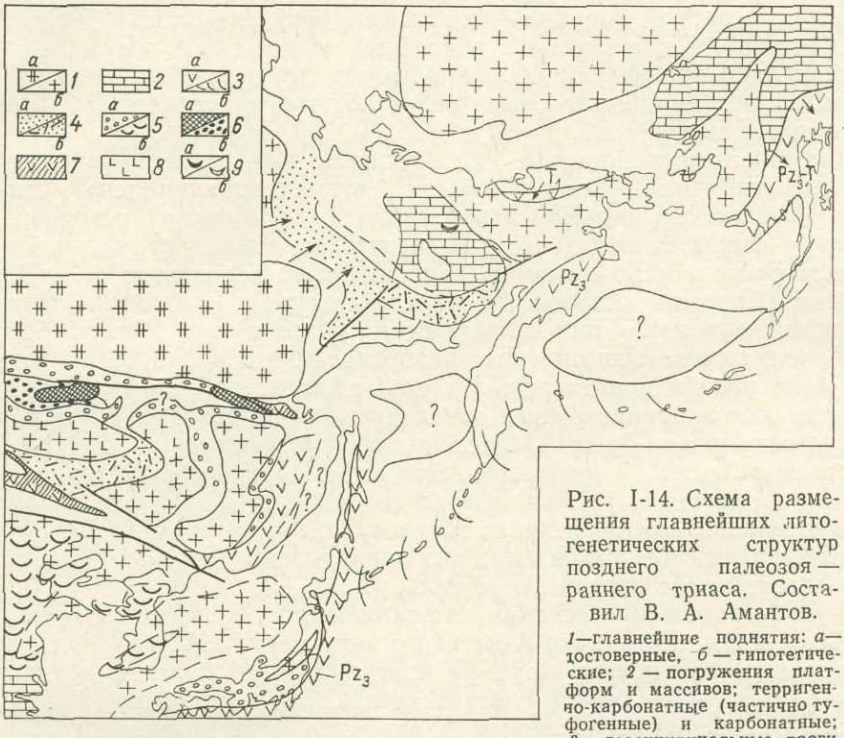


Рис. I-14. Схема размещения главнейших литогенетических структур позднего палеозоя — раннего триаса. Составил В. А. Амантов.

1—главнейшие поднятия: *а*— достоверные, *б* — гипотетические; *2* — погружения платформ и массивов; терригенно-карбонатные (частично туфогенные) и карбонатные; *3* — геосинклинальные прогибы (кремнисто-вулканогенно-терригенные): *а* — достоверные, *б* — гипотетическая зона кремнисто-вулканогенных прогибов Периокеанического пояса; *4* — геосинклинальные прогибы «верхоянского» типа: *а* — терригенные, *б* — терригенно-туфовые, малоамплитудные конца этапа; *5* — морские молассовые прогибы (*а*), впадины и области развития локальных впадин начала этапа (*б*); *6* — остаточные терригенные прогибы начала этапа (*б*), конца этапа T_1 (*а*); *7* — регматические вулканогенные прогибы; *8* — зоны проявления наземного вулканизма; *9* — фосфоритоносность: *а* — установленная, *б* — прогнозируемая.

Важную роль в литогенетическом процессе позднего палеозоя занимают терригенные прогибы Яно-Чукотского геоблока. Возникновением данных прогибов началось накопление формационно однообразной верхоянской серии, продолжавшееся в триасовое и юрское время (до титона). В конце палеозоя (поздняя пермь) терригенные прогибы Верхоянья обнаруживают местами заметные инверсионные тенденции.

На рубеже палеозоя и мезозоя (ранний триас) вблизи границы с Охотским массивом начали обособляться специфические терригенно-туфовые прогибы, имеющие, как представляется, связь с зарождающимся Восточно-Азиатским вулканогенным поясом.

Погружения платформ и массивов с малодинамичным осадконакоплением («наплитные» моря стабильных блоков), видимо, имели бóльшее распространение, нежели это могло показаться при анализе современных (сильно редуцированных в мезозое) структурных форм. Наибольшее значение наплитные моря, видимо, имели для Северо-Востока СССР и Аляски. Они охватывали Колымско-Омолонский массив

и предположительно Северную, а также Центральную Аляску. Литогенез наплитных морей характеризуется максимальным распространением карбонатных (главным образом хемогенно-пелитоморфных) осадков. В зависимости от климата, подвижности и глубины погружения фундамента формационный состав этой группы бассейнов меняется от чисто карбонатного (например, теплые бассейны вблизи Нанкина) до туфогенно-карбонатного с эффузивами (пермь и ранний триас морей Омолонского массива) или карбонатно-терригенного с ограниченным содержанием известняков (наиболее динамичные представители этой группы по северной окраине Сьюардского массива Аляски — Бруксовский бассейн). Карбонатные и глинистые толщи таких седиментационных бассейнов привлекают особое внимание благодаря повышенной битуминозности (нижнетриасовые битуминозные известняки и сланцы Омолонского массива).

Кремнисто-вулканогенные и кремнисто-вулканогенно-терригенные прогибы, типичные для мобильных «ортогеосинклиналей» Сихотэ-Алиня, Корякского нагорья, Южной Аляски и Японских островов, попрежнему остаются важным литогенетическим типом рассматриваемого времени. Большинство прогибов данного типа наследуется от среднего палеозоя (Японские острова, Корякское нагорье). Ряд главнейших типоморфных признаков они сохраняют в триасе и юре (Сихотэ-Алинь).

Максимальные вспышки кремнеобразования и вулканизма (со значительным преобладанием вулканогенно-кремнистых образований над терригенными в приразломных зонах прогибов) происходят в тритицитовое и сакмарское время. Менее достоверны данные об усилении основного вулканизма и кремнеобразования на рубеже палеозоя и мезозоя и в раннем триасе (Южная Аляска — «немая» формация Николаи). Среди кремнисто-вулканогенных образований «ортогеосинклиналей» известны типичные представители как спилит-кератофировой формации, так и морской андезитовой формации.

К субширотным расколам, проникающим в позднем палеозое в глубь орогенных структур Азиатского континента (Монголо-Охотским, Эрляньским), приурочены крупные прогибы. В них вулканические продукты кислого и основного состава сочетаются с активным рифообразованием, особенно интенсивным в вулканических позднепалеозойских дугах Куньлуня.

Угленосность связана со всеми эпохами рассматриваемого этапа. Не касаясь этой проблемы подробно (см. гл. V), отметим несколько вспышек угленосности, приуроченных к границе нижней и верхней перми, второй половине верхней перми. Угленосными являлись те прибрежно-морские или прибрежно-континентальные (озерно-болотные) отложения, накопление которых происходило в изолированных локальных прогибах, а также во впадинах в соседстве с морскими терригенными, а местами непосредственно с «ортогеосинклинальными» прогибами.

Площади пермского угленакопления в рассматриваемой части Азиатского континента крайне локализованы и незначительны по масштабам. Особого упоминания заслуживает лишь Южно-Гобийский (Табун-Тологойский) угленосный бассейн, выделяющийся запасами и большими мощностями пластов коксующихся углей. Развитие этого бассейна, расположенного за пределами рассматриваемой площади (у ее западной границы), связано с континентальным терригенным прогибом вдоль северной периферии Куньлунь-Внутреннемонгольской геосинклинальной системы. Остальные проявления угленосности, известные в параллических и континентальных сероцветах по периферии пермских морских прогибов Северо-Востока Монголии (муронгольская угленосная свита) и юге Дальнего Востока (дунайская серия), едва ли могут представлять практический интерес. Эта особенность (чрезвычайно слабая пермская

угленосность) отличает северо-восточный сектор ТПП от внутренних и расположенных далее к западу северных районов континента, где пермский литогенез играет важную роль в балансе угленакопления (Кузбасс, Сибирская платформа и др.).

С верхней границей седиментогенного этапа (ранний триас, граница перми и триаса) связаны перспективные проявления фосфатоносности (Северо-Восток СССР: пограничные зоны массивов и районы терригенных «верхоянских» прогибов).

В позднем палеозое начались значительные по интенсивности процессы субаквального вулканизма, связанного с инверсионной перестройкой коры в геоантиклиналях Амурского геоблока и активизацией структурных элементов байкалид вдоль границ с герцинскими складчатыми сооружениями (Селенгино-Яблоновый геоблок). Липаритовые, трахилипаритовые и смешанные формации инверсионно-орогенных герцинских структур позднего палеозоя явились как бы предвозвестниками протяженных континентальных вулканических поясов мезозоя, развившихся в тех же структурно-формационных зонах юга Дальнего Востока СССР, Южного Приамурья, Забайкалья и МНР в триасе и юре.

Основные особенности позднепалеозойского магматизма. Прогибы ранней стадии развития геосинклиналей, где отлагались мощные терригенные и кремнисто-терригенные толщи, характеризуются внедрением силлов и излияний, в наземных условиях — диабазов и порфиритов. Иногда (Приколымское поднятие, Южное Приморье и др.) в разрезе появляются туфы и излияния андезитового состава, иногда базальты. Значительно реже в этой обстановке формируются и более кислые породы типа кварцевых порфиров, несомненно, наземного происхождения. Типичные проявления спилитово-кератофировой или офиолитовой формации в общем мало характерны.

В Восточном Забайкалье с позднепалеозойскими движениями (правда, не совсем уверенно) связывают формирование габброидов, диоритов и гранитоидов кручининского, газимурского и ундинского комплексов.

Более надежно обоснован позднепалеозойский возраст некоторых интрузивных комплексов крайнего юга и юго-запада Приморского края, близкого по истории развития сопредельной Лаоелин-Гродековской зоне герцинид. Имеются в виду граниты гродековского комплекса (абс. возраст 240—280 млн. лет) и гипабиссальные сложные интрузии седанкинского комплекса, галька которых содержится в конгломератах нижнего триаса (абс. возраст 170—220 млн. лет). Ранняя фаза седанкинского комплекса представлена габброидами, диоритами, кварцевыми диоритами. Последующие фазы характеризуются различными гранитоидами, граносиенитами и монцонитами. Предположительно к позднему палеозою относят и интенсивно рассланцованные габброиды западного склона Сихотэ-Алиня (реки Улахэ, Сандагоу и др.). Однако, возможно, что это темноцветные продукты дислокационного метаморфизма, возникшие в швах тектонических нарушений.

В отличие от сопредельных областей герцинид, расположенных к югу от р. Амура, прогибы ранних стадий развития геосинклинальных систем мезозоид Востока СССР в целом, за исключением, быть может, Чукотской геосинклинали, отмечены относительно слабым проявлением магматизма, в особенности интрузивного. Этот вывод справедлив только применительно к геосинклинальным трогам. Противостоящие им области позднепалеозойских (отчасти также раннемезозойских) поднятий характеризуются интенсивнейшим, притом исключительно своеобразным, проявлением магматизма в форме ареальной гранитизации. Прослеживается цепь гранитных массивов от истоков рек Буреи и Зеи до северной части Корейского полуострова (Буреинский, Ханкайский, Фейшунлинский и др.). На основе исследования наиболее изученных

массивов этой цепи — Буреинского и Ханкайского — установлено, что синхронно с прогибанием и седиментацией в сопредельных геосинклинальных трогах в глубинных зонах этих поднятий происходили интенсивная трансформация осадочно-метаморфогенных толщ и древних магматических образований, главным образом раннепалеозойских гранитоидов, и образование на их основе автохтонных и аллохтонных продуктов палингенной и анатектической гранитизации. Продолжающееся воздымание вывело эти глубинные зоны ультраметаморфогенного магмообразования на уровень современной (также отчасти и позднемезозойской) эрозионной поверхности, предопределив появление обширных ареалов полигенных гранитоидных пород, слагающих ядра Буреинского, Ханкайского и других массивов и зон межгеосинклинальных поднятий.

Таким образом, позднепалеозойская магматическая эпоха на Востоке СССР, вне области развития герцинид, характеризуется относительно умеренным развитием инициального субмаринного основного вулканизма и еще менее распространенного подводного и субаквального кислого и среднего вулканизма, сопровождаемых пластовыми интрузиями и дайковыми диабазо-порфиритовыми комплексами. Интрузивный кислый магматизм наиболее мощно проявлен вне геосинклинальных трогов, локализуясь в зонах срединных и межгеосинклинальных массивов, испытывающих устойчивые и интенсивные воздымания. Формирующиеся в этом случае огромные ареал-плутоны сложены гранитоидами полигенного, но в основном полигенно-анатектического происхождения, время образования которых синхронно периодам наиболее интенсивного погружения в сопредельных геосинклинальных прогибах.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Четкое отделение среднего — позднего карбона от раннего прослеживается почти на всей описываемой территории. Средне-позднекаменноугольный этап характеризовался возросшей дифференциацией тектонических движений. Им начинается эпоха, сменившая период относительно устойчивого геосинклинального погружения. Эта новая эпоха местами прослеживается уже в визе (Верхнее Приамурье, Японские острова), местами в намюре (Забайкалье, возможно, западная часть Сихотэ-Алинской области) или в среднем карбоне (Забайкалье, западная и центральная части Корякского нагорья, Северная Аляска). М. Минато с соавторами [Geologic Development..., 1965] отрезок времени от позднего визе до конца карбона выделен под особым названием «Younger Carboniferous» (т. е. карбона более молодого, чем ранний визе). В большинстве подвижных областей в это время появляются краевые и внутренние поднятия и происходит усиление вулканической деятельности (лавы и туфы среднего и кислого состава). Одновременно убыстряется перемена знака колебательных движений. Так, например, на Северо-Востоке различаются турнейская и визейская трансгрессии с краткой регрессией между веками, намюрская и башкирская регрессии и московская трансгрессия.

Тектоническая обстановка в ранней перми близка к позднекаменноугольной. Однако во второй половине перми складчатые движения и магматические процессы охватывают Забайкалье, Охотскую ветвь Монголо-Охотской подвижной области, Южное Приморье и многие районы Японских островов. Резко активизируются движения по разломам в Северо-Китайской платформе и в жестких сооружениях Селенгино-Яблоновой и Становой областей. В перми в их пределах формируются пологие прогибы, выполненные вулканогенными и реже вулканогенно-осадочными образованиями. Конец палеозоя становится очень важной вехой, отметившей первые проявления процессов реактивации (активизации), которые привлекли к себе внимание геологов

разных специальностей. Расцвет этих процессов был позднее, в мезозое.

Поздний палеозой — ранний триас явился также временем резкого усиления процессов гранитообразования в южных геоблоках континентального сегмоида, что в целом увязывается с поднятиями как в складчатых областях (особенно в их краевых зонах), так и в массивах, составляющих на Востоке СССР обособленные структурные элементы.

МЕЗОЗОЙ

Мезозойская эра, длившаяся около 170 млн. лет, определила особенности структуры континентальных регионов Востока СССР. С ней связаны и важнейшие минеральные ресурсы. Она характеризуется контрастностью геологических событий, заключающихся в седиментационных, складчатых, сводово-глыбовых и в особенности в грандиозных магматических преобразованиях, охвативших все без исключения геоблоки.

Триас — самый короткий период мезозойской эры (45—35 млн. лет). Его отличительной особенностью на Северо-Востоке СССР в Яно-Чукотском геоблоке является резко выраженный катастабильный режим. Огромные пространства здесь были покрыты ранне-, средне- и позднетриасовым морем. Пожалуй, нигде на нашей планете не было таких обширных по занимаемой площади и большой мощности (до 6500 *м*) отложений триаса. В этом периоде в пределах геоблока четко выступили различия в осадконакоплении в геосинклинальных и устойчивых областях (массивах). Первый тип разреза терригенный, иногда со значительной примесью туфового материала, второй — платформенный, заметно карбонатный. Характерен в Верхояно-Колымской и Чукотской областях раннетриасовый основной магматизм (пластовые тела диабазов).

Иная картина наблюдается в Амурском и Ниппонском геоблоках, где в раннем триасе продолжались складчатые (орогенные) движения, названные Т. Кобаяси движениями Акиеси, а в позднем триасе начался новый тектонический геосинклинальный цикл — складчатый. Здесь триас, так же как и силур в среднем палеозое, является предтечей нового мезозойского геосинклинального прогибания. Однако и в этих геоблоках имеются прогибы, где разрез триаса начинается с его нижнего отдела. Это преимущественно прогибы по окраинам жестких структур — массивов (Чуркинский, Южно-Приморский, Акиеси).

По-видимому, в окраинных прогибах сравнительно небольшое погружение делает доступным проникновение туда морских вод. В значительной части Амурского и Ниппонского геоблоков геосинклинальные отложения были ограничены поднявшимися в позднем палеозое — раннем триасе складчатыми сооружениями. Триас был и периодом, начинавшим мезозойскую тектоническую реактивацию в Селенгино-Яблоновой области, в Центральном и Западном Забайкалье, в Буреинском и, возможно, Ханкайском массивах, а также в сопредельном Сино-Корейском геоблоке. Процессы возобновления тектонической активности в жестких консолидированных сооружениях проявились главным образом в разломообразовании и связанном с ним гранитном и щелочном магматизме, а также в образовании впадин, заполненных вулканогенно-осадочными континентальными толщами.

Юрский период (около 60 млн. лет) был продолжительнее триасового и более насыщен геологическими событиями. Если начало триаса было тесно связано с поздним палеозоем и в одних регионах завершило пермские постинверсионные (орогенные) движения, а в других продолжало позднепалеозойские опускания, то в юре мезозойское развитие Востока СССР, Японских островов и Аляски достигло в ряде мест своей кульминации. Под последней понимается, с одной стороны,

интенсивное геосинклинальное прогибание и смена его инверсией и важными постинверсионными преобразованиями (складчатость, субсеквентный магматизм, орогенез), а с другой — сводово-глыбовые движения с энергичным впадинообразованием (включая рифтовые структуры) и мощным интрузивным, существенно гранитоидным телеорогенным [Красный, 1960в, Кузнецов, Яншин, 1967] магматизмом (рис. I-15).

Юрские отложения очень разнообразны и входят в состав всех структурных элементов рассматриваемой территории. Горизонтальнолежащие континентальные толщи характерны для северных склонов Алданского щита; близкие по типу, но сильно покоробленные отложения известны во впадинах южной части этого же щита и в Сино-Корейском щите; морские и континентальные юрские отложения наблюдаются в Приверхоянском краевом прогибе и во всех подвижных областях и системах континентального сегмоида. Полнота разреза морской юры характерна для восточных районов Верхояно-Колымской (к востоку от Верхоянского хребта) и Монголо-Охотской (Западное Приохотье) подвижных областей, а также для Южно-Аляскинской, Сихотэ-Алинской и Ниппонской систем. В Хоккайдо-Сахалинской системе достоверные юрские кремнисто-вулканогенно-терригенные геосинклинальные отложения известны только на юге ее (Центральный Хоккайдо), хотя и не без оснований подозреваются и на севере, в Восточно-Сахалинских горах.

Юрскими интрузивными, эффузивными и часто сложными интрузивно-вулканическими образованиями насыщены многие районы Забайкалья, хр. Станового, Верхнего Приамурья и Бол. Хингана. За последние годы благодаря обильным анализам абсолютного возраста число юрских (или, точнее, триасово-юрских, юрских и позднеюрских — раннемеловых) гранитоидных интрузий резко возросло в области хр. Станового (с его Олекминской и Маймаканской ветвями), Селенгино-Яблоневой области и Южном Приамурье. Правда, из-за несовершенства геохронологических шкал, вероятно, часть этих интрузий может спуститься в триас или подняться в мел.

Позднеюрские вулканогенные зоны (цепи) развивались в постинверсионную стадию на стыках жестких массивов и складчатых областей. Наиболее четко выраженные зоны известны в Приаргунье, в обрамлении Аргунского массива и в полосе сочленения Колымского массива с Верхояно-Колымской складчатой областью, где они протягиваются на 1000 *км*.

Меловой период охватывает почти 70 млн. лет (по последним шкалам 67 млн. лет) и является самым продолжительным после кембрия периодом неогея. Как будет показано ниже, на Крайнем Востоке СССР и в сопредельных территориях меловой период четко разделяется на две части, близко совпадающие с общепринятым делением, — на ранний и поздний мел. Каждая из этих частей имеет самостоятельное значение, и, возможно, недалеко то время, когда мел будет разделен на два самостоятельных периода (системы).

Для Континентального сегмоида (исключая центральную и восточную части Сихотэ-Алинской подвижной системы) поздняя юра и особенно ранний мел были временем интенсивной перестройки структуры, сопровождавшейся замыканием геосинклинальных прогибов, общей инверсией, формированием складчатой структуры. Началось и уравнивание тектонического режима на обширной территории Северо-Восточной Азии и Аляски. В Монголо-Охотской, Верхояно-Колымской и Чукотской областях происходило образование предгорных и межгорных прогибов и впадин, располагавшихся по окраинам жестких сооружений (Верхнеамурская, Зейско-Депская, Западно-Буреинская, Момо-Зырянская и др.). Эти прогибы и впадины заполнялись сероцветными параллическими, нередко угленосными осадками. Уравнивание тектонического режима сказалось и за пределами подвижных областей.

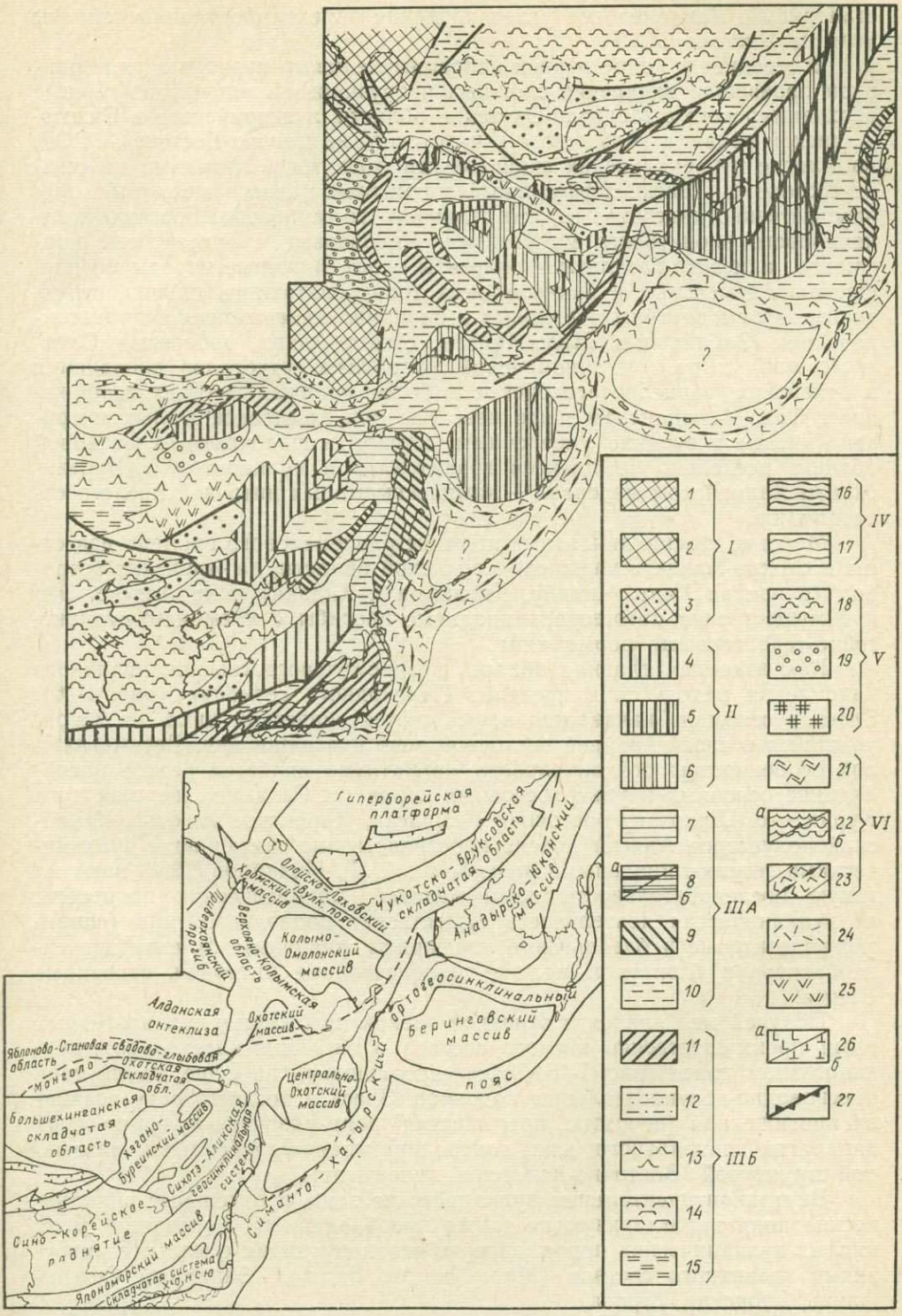


Рис. I-15. Палеотектоническая схема поздней юры.
Усл. обозначения см. на рис. I-7.

В Приверхоянском краевом прогибе и в Южно-Якутских впадинах ранний мел характеризовался сходными фациальной и тектонической обстановками. Раннемеловое угленакопление определило главные запасы угля на Востоке СССР.

В середине и конце первой половины мелового периода в ряде районов произошло внедрение сложных интрузивных комплексов (серий): верхнеамурского в Монголо-Охотской области, хунгарийского в Сихотэ-Алинской области, колымского и чукотского на Северо-Востоке СССР, на Аляске и предальбских гранитов гор Абакума и Китаками на северо-востоке о. Хонсю. Эффузивный магматизм раннего мела был преимущественно андезитовым, что отличало его от преобладающего позднемелового риолитового магматизма. Диабазовые и андезитовые порфириты, андезито-базальты и андезиты — вот типичные породы позднеюрско-раннемеловых и раннемеловых толщ, слагающих нижние структурные ярусы внутриматериковых и окраинно материковых вулканогенных зон (Забайкалье, Мал. Хинган, Сихотэ-Алинь, побережье Охотского моря и пр.). Раннемеловой магматизм отчетливо проявлен и в архейских, раннепротерозойских и более молодых жестких сооружениях. Так, в Алданском щите известны три комплекса малых интрузий (кислые и средние с щелочным уклоном и щелочные), в Становой области несколько комплексов гранитоидов и вулканитов, в Буреинском и Ханкайском массивах — комплексы малых интрузий кислого состава и пр.

Морские геосинклинальные прогибы раннемелового времени известны в Сихотэ-Алине, Анадырско-Корякской области, на Японских островах (в поясах Хида, Чичибу, Китаками и Хидака) и на Аляске. Это преимущественно ортогеосинклинальные прогибы с кремнисто-вулканогенно-терригенными формациями.

Как известно, главная область позднемелового геосинклинального накопления находится в пределах Переходного сегмоида (рис. I-16). Здесь в сеномане начинается новый геотектонический цикл, не закончившийся в своей крайней восточной зоне и в наши дни. Весьма важной особенностью позднемелового магматизма является резкое преобладание основных и ультраосновных пород (о. Сахалин, внешняя дуга Курил — о. Шикотан, Восточная Камчатка, Корякское нагорье, Кенайский полуостров Аляски), тесно пространственно связанных с вулканическими геосинклинальными прогибами. А. Ф. Михайлов [1966] наметил такую последовательность позднемеловых магматических процессов: а) вулканическая деятельность существенно подводного типа (спилиты, андезитовые и базальтовые порфириты, диабазы); б) интрузии гипербазитов и базитов и мелкие гипабиссальные интрузии, связанные с ними.

Поздний мел явился и основной эпохой накопления вулканогенных толщ преимущественно кислого состава в окраинно-материковом вулканогенном поясе (рис. I-16), сформировавшемся на суше, вдоль цепи пресноводно-континентальных водоемов. Здесь в позднем мелу возникла протяженная (вероятно, прерывистая) зона развития вулканических аппаратов центрального типа, контролирующаяся генеральной разрывной структурой (Восточно-Азиатский линеамент).

Внутриконтинентальные вулканические зоны и отдельные вулканические поля характеризуются также преобладанием в позднем мелу кислых вулканических пород, нередко ассоциирующих с малыми интрузиями гранитного состава (Мал. Хинган, Баджал, Западный Сихотэ-Алинь, Японские острова).

Как указывали В. Н. Верещагин и З. П. Потапова [Геологическое строение..., 1966, с. 189]: «Нигде в пределах СССР вулканогенные образования мелового возраста не слагают таких обширных полей и не обладают такой большой мощностью, как на Востоке СССР. Более

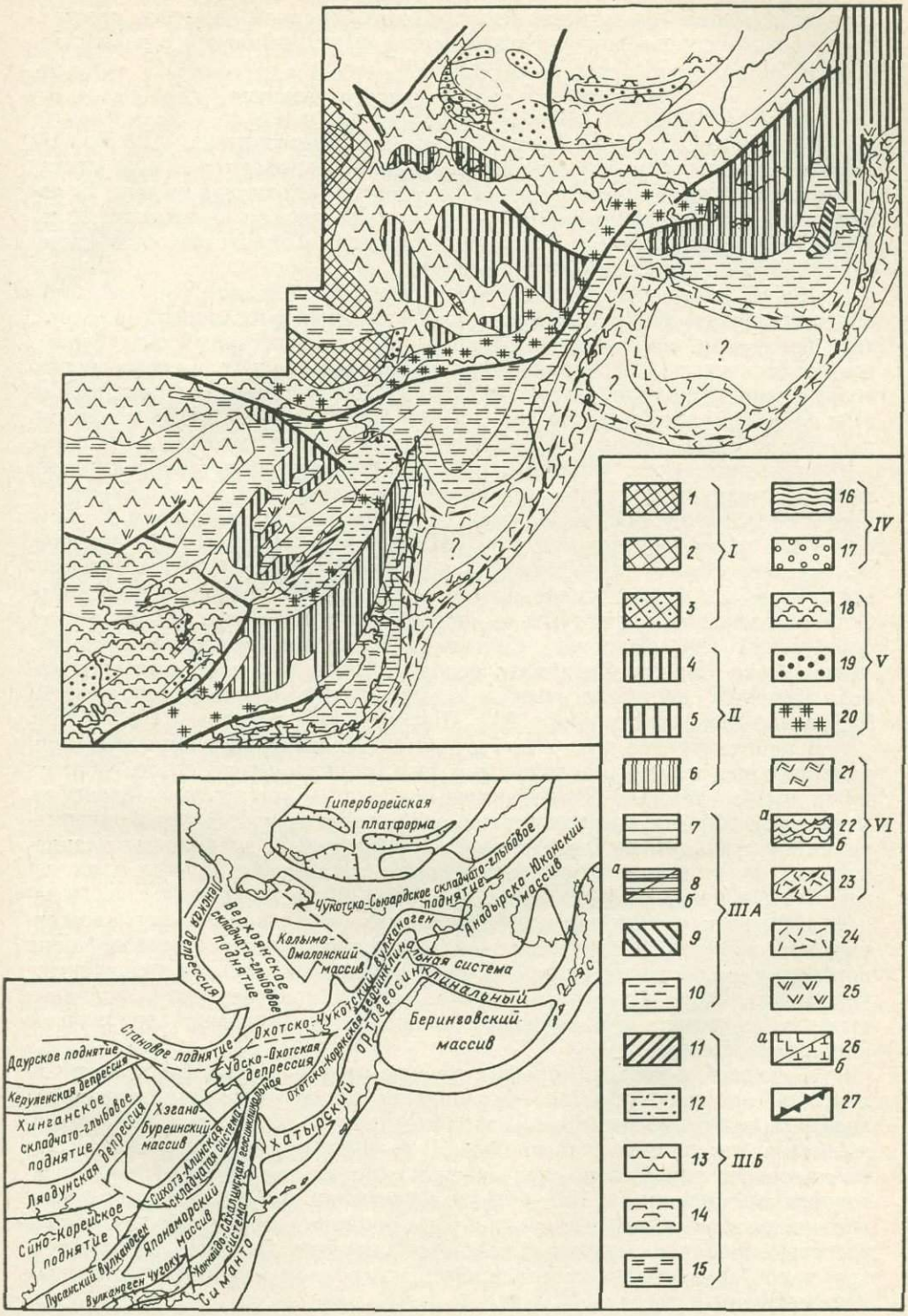


Рис. I-16. Палеотектоническая схема позднего мела.
Усл. обозначения см. на рис. I-7.

того, и в зарубежных странах вулканические образования мелового возраста нигде не встречаются в таких огромных объемах. Исключение составляют лишь притихоокеанские районы Северной Америки, где также широко распространены вулканические образования этого возраста».

ОБЩАЯ СВОДКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Алдано-Становой геоблок и Селенгино-Яблоновая область. В мезозое границы Алдано-Станового геоблока достаточно четко обозначались разломами: Монголо-Охотским на юге, Баянхонторским и Олекминским на западе и Нельканским на востоке. Только на севере постепенно погружающийся склон Алданского щита постепенно переходил в Вилюйскую синеклизу.

Общей историей геологического развития Алдано-Становой блок объединялся с обширной территорией Селенгино-Яблоновой области, хотя последняя, как будет видно ниже, обладала и своими структурными особенностями. Сохранившийся в главных чертах режим общего воздымания нарушился энергичным горообразованием (сводово-глыбовые поднятия), сопровождавшимся возникновением системы континентальных впадин, которым за последние годы были присвоены различные названия: дива (кит. «впадина земли»), впадины «восточноазиатского типа», террасинклинали и эпигонали. Принципиальную основу тектоники новообразований на больших участках древних платформ Восточной Азии впервые выдвинул Е. В. Павловский [1948]. По его мнению, процесс аркогенеза (или, точнее, арко-тафрогенеза) в мезозое преобразовал равнинный или умеренно возвышенный рельеф древней Сибирской сиалической платформы и обрамлявших ее (также сиалических) сооружений (хр. Становой, Селенгино-Яблоновая область). Одновременно резко усилились магматические явления, разнообразные по петрохимическим, морфологическим и металлогеническим особенностям [Красный, 1966б; Нагибина, 1967; Щеглов, 1967; Карпова, 1968 и др.].

В раннем триасе продолжается развитие некоторых обширных континентальных впадин, заложенных еще в позднем палеозое, образуются новые впадины. Такие впадины известны на западе Селенгино-Яблоновой области, где накопилась очень мощная толща туфоконгломератов, эффузивов основного состава (базальтовые, диабазовые и андезитовые порфириты), эффузивов кислого состава (липариты и их туфы, реже андезиты и базальты), туфопесчаников и туфосланцев. Позднее, в среднем и особенно позднем триасе, в ряде впадин, расположенных восточнее, сформировались вулканогенно-осадочные толщи, среди которых наряду с преобладающими андезитовыми лавами встречаются и трахиты. Эти толщи вулканитов смяты в пологие, часто довольно крупные складки. Трещинные интрузивные тела обычно приурочены к зонам разломов.

В средней и поздней юре и в раннем мелу, главным образом в Селенгино-Яблоновой области образовались более узкие и протяженные впадины, выполненные континентальными, нередко угленосными отложениями. Эти впадины, названные Н. А. Флоренсовым «впадинами забайкальского типа», образуют цепочки, протягивающиеся в северо-восточном направлении на 100—120 *км*. Стратифицированные толщи в этих впадинах заметно деформированы. Они обладают брахиформной складчатостью. Нередко также наблюдаются широкие синклинали и сундучные и гребенчатые антиклинали. Заметна роль и узких приразломных асимметричных складок.

В середине ранней юры (плинсбах) на Алданской низменности (к северу от хр. Станового) образовалась весьма пологая депрессия, в которой до тоара накапливались песчано-алевролитовые осадки небольшой мощности. Лишь в начале средней юры (аален) вдоль ее юж-

ных окраин произошла вспышка вулканической деятельности. Позднее, до раннего мела, здесь накапливались угленосные осадки.

Резкое усиление сводовых поднятий с образованием приразломных складчатых структур относится, по-видимому, к середине мела, когда образовалась рифтоподобная структура, сохранившаяся в общих чертах и до более позднего времени.

По краям развивающихся впадин и особенно в межвпадинных воздыманиях в течение мезозоя происходил сложный процесс поднятия и внедрения по ослабленным зонам (разломы, полосы трещинообразования) гранитоидной магмы. Общая протяженность пояса развития мезозойских гранитоидов в Становой области достигает 1100 *км* при средней ширине 150 *км*. Этот процесс начался в позднем палеозое и триасе (на западе), достиг кульминации в юре и в раннем мелу и закончился в позднем мелу.

Активными магматическими процессами был охвачен в позднем мезозое и Алданский щит. В триасе здесь отмечено внедрение кимберлитов, в юре — сиенит-порфиров, кварцевых порфиров и диоритовых порфиритов, в раннем мелу — интрузий: 1) диоритов, гранодиоритов и сиенитов (140 млн. лет); 2) щелочных габброидов, сиенитов и щелочных гранитов (107—135 млн. лет); и в конце раннего мела — излияние лав порфиритов и кварцевых порфиритов.

Тектоно-магматические события мезозоя, широко охватившие после значительной тектонической паузы огромную область Алдано-Станового геоблока и сопредельных территорий, несомненно, относятся к категории самостоятельных (автономных, суверенных) тектонических процессов, независимых от сопредельных геосинклинальных областей [Красный, 1960в; Иициксон, Тихомиров, Шаталов, 1967; Щеглов, 1967].

Яно-Чукотский геоблок. В мезозое, особенно в его первой половине (триас — средняя юра) на Северо-Востоке СССР продолжался катастабильный режим, создавший геосинклинные условия особого типа. В геоблоке, как и ранее, различались Верхояно-Колымская и Чукотско-Бруксовская подвижные области.

В ранне-среднетриасовое время развитие геосинклинальных тенденций в Верхояно-Колымской области происходило главным образом по позднепермскому плану: по-прежнему существовала серия геосинклинальных прогибов, разделенных складчатыми поднятиями (Западно-Верхоянское, Неро-Аянское, Куларское).

Более четко в это время было выражено Западно-Верхоянское поднятие, которое отделяло морской геосинклинальный бассейн Яно-Колымской зоны от пресноводно-континентального Западно-Верхоянского. Поднятие фиксируется наземными молассоидными нижне-среднетриасовыми отложениями, располагающимися на западном склоне Западно-Верхоянского мегантиклинория и синхронными морскими отложениями на его восточном склоне.

В позднем триасе и в начале раннеюрского времени в геосинклинальной области происходят крупные опускания, вследствие чего расширяются области осадконакопления и испытывают погружения ранее образованные геоантиклинальные поднятия.

В юре происходит общая инверсия геотектонического режима, начало которой падает на раннеюрское время, а кульминация — на позднеюрское — раннемеловое. Инверсия знаменовала собой усиление восходящих движений, разрастание Западно-Верхоянского, Неро-Аянского и Куларского поднятий и формирование в смещающихся в сторону Колымского массива прогибах (Сартангский, Иньяли-Дебинский, Ольджойско-Полоусненский) флишоидных и молассоидных формаций мощностью до 4000—5000 *м*. Крупные поднятия и сопровождающие их складчатые движения произошли в позднеюрско-раннемеловое время, охватив не только осушенные районы геосинклинали, но и ее окраинные

прогибы, локализовавшиеся близ устойчивых массивов. Следствием инверсионных движений в подвижных зонах явилось опускание краевых или центральных частей массивов и образование прогибов и впадин, где происходило накопление осадков молассового типа (Момо-Зырянский, Олойский, Уляганский прогибы).

На востоке Сибирской платформы, в Приверхоянском краевом прогибе, аккумулировались верхнеюрско-нижнемеловые угленосные лагунно-континентальные отложения общей мощностью до 4000 *м*. Тектонические движения, проявившиеся здесь в раннемеловое время, обусловили формирование простых спокойных складок, осложненных надвигами и сбросо-сдвигами в восточной части прогиба, граничащей с Западно-Верхоянским мегантиклинорием. В инверсионную стадию особенно ясно проявились в участках сочленения массивов с подвижными зонами (Колымский, Омолонский массивы) разрывные дислокации, по которым происходило излияние эффузивов преимущественно среднего состава.

По зоне крупнейших разломов, трассировавших очертания юго-западной части Яно-Чукотского геоблока, в эту же стадию началось формирование Охотско-Чукотского вулканогена, выполненного в нижней части андезитовыми и в верхней риолитовыми магмами.

Наиболее интенсивные тектонические движения проявились в раннемеловое время; они выразились в консолидации геосинклинальной области и превращении ее в складчатую область. Наиболее сильные дислокации произошли в зонах глубоких прогибов, а также в зонах сочленения их с жесткими массивами. В последних зонах иногда наблюдаются полосы опрокинутых складок надвигов.

В инверсионную стадию по тектонически ослабленным зонам и разломам, локализованным на участках сочленения жестких сооружений (массивов) с подвижными зонами внедрялись громадные массы гранитоидной магмы, обусловившей становление батолитовых плутонов, образующих лентовидные пояса большой протяженности (более 1000 *км*). Возникновение подобных поясов еще более способствовало консолидации рассматриваемой области.

Становлению батолитовых интрузий предшествовало формирование серии умеренно кислых и средних по составу малых интрузий, широко распространенных в полосе развития триасово-юрских пород.

В пределах Яно-Чукотского геоблока в результате мезозойского тектогенеза были сформированы мезозойские складчатые сооружения (мезозоиды), разделенные Колымским и Омолонским массивами на Верхояно-Колымскую и Чукотскую складчатые области.

В Верхояно-Колымской области, ограниченной с запада Сибирской платформой, а с востока Колымским массивом, был сформирован Западно-Верхоянский мегантиклинорий, представляющий дугообразное линейное сооружение, протягивающееся на расстоянии 1200 *км* вдоль Приверхоянского прогиба Сибирской платформы. Мегантиклинорий сложен в ядерной части средне-верхнекаменноугольными и нижнепермскими отложениями, которые на крыльях сменяются верхнепермскими и нижне-среднетриасовыми. Мегантиклинорий построен асимметрично: его западное крыло более крутое (20—30°), чем восточное (15°). На западном крыле наблюдается наклон осложняющих его складок в сторону Сибирской платформы.

В пределах Западно-Верхоянского мегантиклинория И. П. Атласовым, А. В. Вихертом, В. В. Пановым, Ю. М. Пущаровским, А. В. Лейпцигом и другими выделяются Орулганский, Куранахский и Барыинский (или Алданский) антиклинории. Названные антиклинории являются крупными кулисообразно сопрягающимися между собой структурами, разделяющимися синклинальными зонами, ориентированными вкрест

простирания. Антиклинории осложнены складками второго, третьего и более мелкого порядка, среди которых распространены асимметричные коробчатые или гребневидные антиклинали, брахиформные и щелевидные синклинали. С запада Западно-Верхоянский мегантиклинорий ограничен системой разрывов субмеридионального и северо-западного направлений, трассирующих глубинный разлом, расположенный на сочленении мегантиклинория с Приверхоянским прогибом. В пределах мегантиклинория распространены сравнительно малоамплитудные сбросы, сбросо-сдвиги и реже надвиги меридионального, северо-западного, северо-восточного простираний.

Яно-Тарынский мегасинклинорий, расположенный между Западно-Верхоянским мегантиклинорием и Колымским массивом, протягивается в юго-восточном направлении от побережья моря Лаптевых через бассейны Яны, верховья рек Индигирки и Колымы до зал. Шелихова. Он асимметрично построен: его западное крыло, менее деформированное и более просто построенное, сложено преимущественно триасовыми породами, а восточное крыло, примыкающее к Колымскому массиву,— интенсивно дислоцированными триасовыми и юрскими породами.

В пределах мегасинклинория выделяются Сартангский, Омолойский, Ольджойско-Полоусненский, Южно-Верхоянский, Иньяли-Дебинский, Верхнеиндигирский, Арманский синклинории и Куларский, Неро-Аянский, Туостах-Чибагалахский антиклинории, Адычано-Эльгинская глыбово-складчатая зона, Балыгычанский брахисинклинорий и Омсукчанская впадина.

Примером сложно построенного синклинория является Ольджойско-Полоусненский, ориентированный в северо-восточном направлении. Его длина более 700 *км*. В пределах синклинория выделяются: а) сложно построенная Ольджойско-Иргычанская моноклинальная зона, составляющая юго-восточное крыло синклинория; б) центральная мульда, состоящая из брахиформных синклиналей, разделенных более крутыми антиклиналями; в) западное крыло, составленное из коротких кулисообразно сопрягающихся складок, периклинально погружающихся к северу и северо-востоку; г) Ерчинская синклинальная зона, образующая восточную часть синклинория, составленную из серии узких линейных складок северо-восточного — субширотного простираний. С юго-востока и северо-запада синклинорий обрамляется разломами (длиной 200—300 *км*), которые нередко выполняются гранитоидными телами и сериями даек среднего и кислого состава.

В качестве характерной структуры выделяется Адычано-Эльгинская глыбово-складчатая зона (планорий), расположенная между Сартангским и Иньяли-Дебинским синклинориями. Она протягивается более чем на 600 *км* в северо-западном направлении, имеет форму широкого брахиформного сооружения с пологим сводом, сложенным пермскими (?) и нижне-среднетриасовыми, а на крыльях верхнетриасовыми и нижне-среднеюрскими породами, разбитыми большим количеством разрывов. Адычано-Эльгинская зона подразделяется на Адычанское и Эльгинское поднятия, разделенные Делиньинской подзоной. Адычанское поднятие, размещающееся между верховьем р. Яны и бассейном р. Делиньи и достигающее в длину 300 *км*, состоит из системы пологих брахиантиклинальных складок, разбитых большим количеством разрывов. Эльгинское поднятие, являющееся юго-восточной частью Адычано-Эльгинской зоны, состоит из системы крупных (20÷40)×(100÷÷150) *км* сундучных антиклиналей с пологими сводами, которые разделяются узкими щелевидными синклиналями, трассирующими разломы в докембрийском (?) основании. Делиньинская подзона представляет собой пологий поперечный прогиб, состоящий из блокированных брахиформных и сундучных складок, разбитых густой сетью разрывов (структуры типа «битой тарелки»).

К категории своеобразных структур следует отнести Южно-Верхоянский синклинорий, который размещается между Сетте-Дабанским складчато-глыбовым поднятием и Охотским массивом и знаменует собой выклинивание мезозоид при движении к югу. Он сложен верхнепалеозойскими, триасовыми и нижнеюрскими терригенными породами общей мощностью до 10 000 *м*, деформированными в линейные брахиформные, коробчатые и гребневидные складки субмеридионального простирания, которые выклиниваются к югу по мере приближения к центриклинальному окончанию синклинория. При движении к западу в сторону Сибирской платформы степень деформированности пород ослабевает, складки приобретают простое строение и нередко осложнены крутопадающими разрывами и надвигами (Юдомо-Майская зона переходной складчатости, по А. Л. Ставцеву).

В краевом Иньяли-Дебинском синклинории различаются линейные складки, ориентированные в северо-западном направлении и кулисообразно сопрягающиеся между собой. Длина их 50—100 *км*, ширина 7—15 *км*. Складки сложно построены: шарниры их ундулируют, а осложняющие их мелкие складки характеризуются кулисным сочленением. В поперечном разрезе синклинория выражена некоторая асимметрия: юго-западное крыло круче северо-восточного и характеризуется наклоном и опрокидыванием складок к осевой части синклинория. В синклинории выражена серия поперечных поднятий, в сводах которых обнажаются верхнетриасовые породы, обычно сильно дислоцированные. Эти поднятия развивались одновременно с продольной складчатостью, но, по-видимому, испытывали в своем развитии влияние разломов, существовавших в основании верхоянского комплекса. С юго-запада и участками с северо-востока синклинорий ограничен разломами, ориентированными вдоль его простирания и протягивающимися на 200—300 *км*. Среди разрывов распространены сбросы и сбросо-сдвиги северо-западного и реже северо-восточного простираний.

Омсукчанская впадина, выполненная нижнемеловыми угленосными (до 3000 *м*) и верхнемеловыми вулканогенными породами (1700 *м*), по длине достигает 300 *км* при ширине 10—40 *км*. Нижнемеловые породы дислоцированы в простые спокойные складки с углами падения 10—20°, ориентированные в субмеридиональном направлении, в то время как подстилающие их триасово-юрские породы отклоняются к северо-востоку. Верхнемеловые вулканогенные породы, залегающие с углами несогласия на нижнемеловых, слабо деформированы. Участками на меловых породах залегают почти горизонтально палеогеновые базальты.

Следствием мезозойского тектогенеза является также образование Момо-Зырянского прогиба, Уляганской и Верхне-Кедонской впадин на Колымском и Омолонском массивах. Момо-Зырянский прогиб, расположенный в юго-западной части Колымского массива, ограничен с юго-запада и, по-видимому, с северо-востока разломами. В результате мезозойского тектогенеза в прогибе были сформированы Илинь-Тасская мегантиклиналь, сложенная верхнеюрскими вулканогенно-терригенными породами, Индигиро-Зырянская и Момская впадины, разделяющиеся названной мегантиклиналью и сложенные нижнемеловыми угленосными молассоидными образованиями. Илинь-Тасская мегантиклиналь представляет собой крупное, протяженностью до 300 *км*, складчатое сооружение, состоящее из серии линейных коробчатых и брахиформных складок с углами падения крыльев от 20 до 90°. Момская и Индигиро-Зырянская впадины, выполненные нижнемеловыми слабодеформированными угленосными породами, сложены серией мульд или пологих брахисинклиналей с углами падения их крыльев 10—20°.

Уляганская и Верхне-Кедонская впадины, образовавшиеся в теле Омолонского массива, выполнены нижнемеловыми угленосными поро-

дами, которые деформированы в брахиформные складки запад-северо-западного направления.

Приверхоянский краевой прогиб описывали многие геологи (Ю. М. Пущаровский, А. В. Лейпциг, К. Б. Мокшанцев и др.). Внешняя его зона построена более сложно и деформирована. В западной ее части, соответствующей осевой зоне прогиба и выполненной нижнемеловыми породами, складчатые структуры представлены брахиформными и куполовидными образованиями, в то время как в восточной они приобретают черты линейных напряженных складок. В краевой восточной части прогиба выделяется серия поперечных поднятий, наиболее крупные из которых (Китчанское, Тукаланское) протягиваются и во внешнюю зону. В этой части прогиба развиты чешуйчатые надвиги, связанные с движением мезозоид Верхояно-Колымской складчатой области в сторону Приверхоянского прогиба.

Складчатые сооружения, созданные мезозойским тектогенезом в Верхояно-Колымской складчатой области и представленные антиклинориями и синклинориями, составляют складчатые зоны, подчиненные своим планом раннегеосинклинальным прогибам. Для складчатой области в целом характерно широкое площадное развитие пологих синклинорных структур и подчиненное антиклинорных. Антиклинорные структуры образовались на месте ранее существовавших глубоких геосинклинальных прогибов, и они соответственно могут быть отнесены к категории обращенных структур (Западно-Верхоянский, Неро-Аянский, Куларский). Синклинорные структуры в основном возникли на месте широких и пологих прогибов (исключая Иньяли-Дебинский), которые в своем развитии отставали от смежных негативных структур. Они также могут быть отнесены к категории обращенных синклинориев (скорее пассивно обращенных, учитывая активное обращение смежных антиклинориев). Исключение составляет Южно-Верхоянский синклинорий, развивавшийся в течение позднего палеозоя и мезозоя как негативная структура, почти не испытавшая обращения.

Характерной особенностью строения Верхояно-Колымских мезозоид является различная степень дислоцированности позднепалеозойско-мезозойских пород в зависимости от удаленности от жестких сооружений (массивов) и глубины залегания фундамента. Так, близ Колымского массива развиты напряженные линейные складки, нередко наклоненные от массива. При движении к центральной части складчатой области (Адычано-Эльгинский район) линейные складки сменяются пологими широкими сундучными антиклиналями (рис. I-17), разделенными узкими приразломными синклиналями, которые сформировались на сравнительно неглубоко залегающем жестком фундаменте, что обусловило штамповый характер этих складок. Далее при движении к юго-западу, в сторону Сибирской платформы, степень дислоцированности увеличивается.

Чукотская складчатая область, ограниченная с юга Омолонским массивом, с севера гипотетической Гиперборейской платформой, вытянута в запад-северо-западном направлении и состоит из синклинальных прогибов, антиклинальных поднятий и впадин, образованных в результате проявлений мезозойского тектогенеза. В ее пределах С. М. Тильманом, М. Е. Городинским, Д. Ф. Егоровым и другими исследователями выделяются Маастахское, Мало-Анюйское, Алярмаутское, Куэквуньское, Куульское антиклинальные поднятия, Мачваамский, Паляваамский синклинальные прогибы, Олойский и Раучуанский позднегеосинклинальные прогибы, Камешковская, Нутесынская и другие впадины.

Поднятия неравномерно деформированы: нередко наряду с участками линейных напряженных асимметричных складок распространены слабо деформированные зоны с коробчатыми и флексурообразными

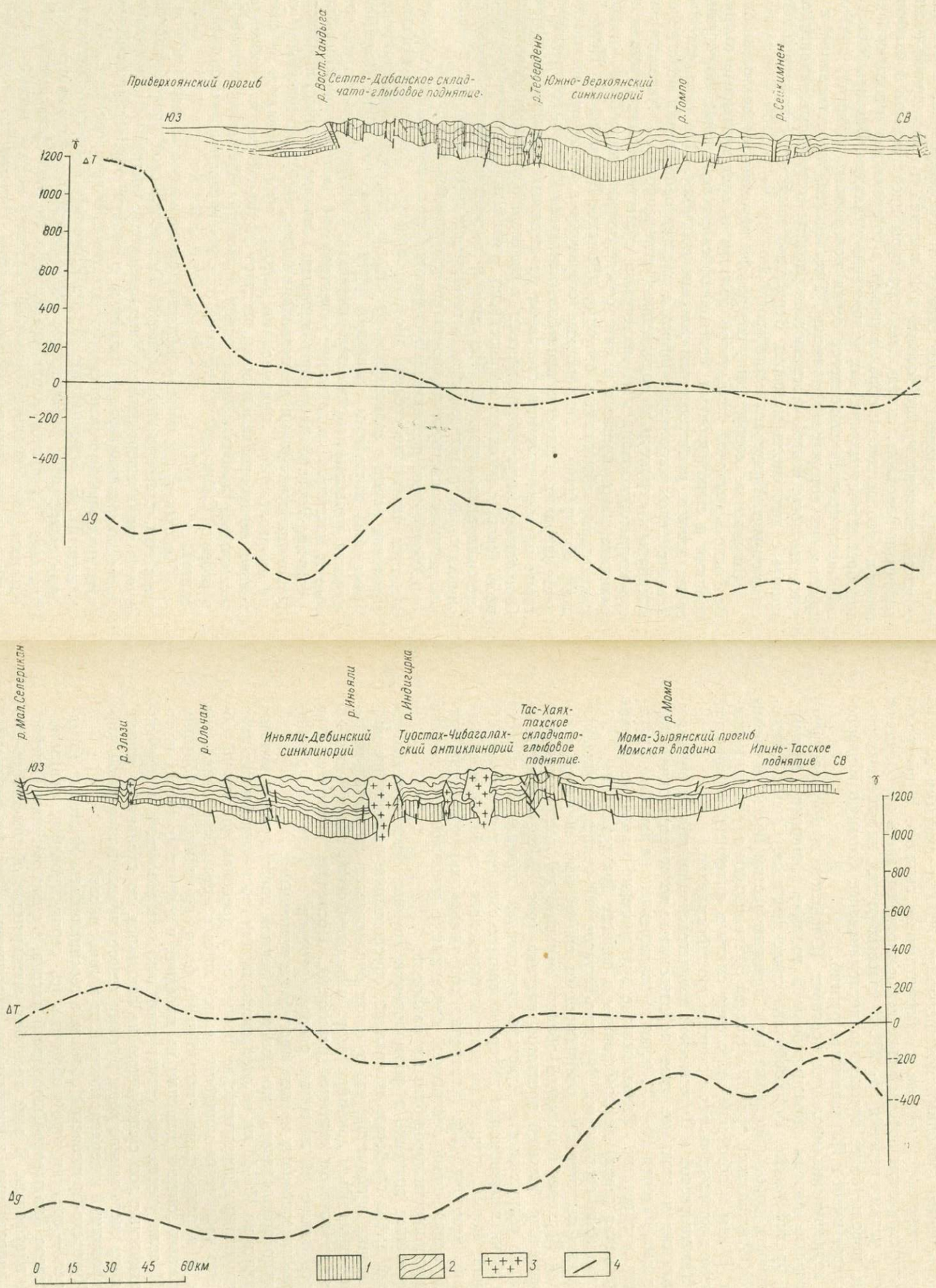


Рис. I-17. Геолого-структурный профиль через Яно-Колымскую складчатую зону. Составил С. И. Гавриков (кривые Δg и ΔT даны по Н. М. Сытиной).

1 — нижний — средний палеозой; *2* — верхний палеозой — мезозой; *3* — мезозойские гранитоиды; *4* — разрывы.

спокойными складками. В зонах смятия, ограниченных разрывами, развиты мелкие плойчатые складки.

К северо-востоку от Мало-Анюйского поднятия выделяется Мачваамский синклинальный прогиб. Он сложен карнийскими и норийскими терригенными породами мощностью до 3000 *м*, смятыми в узкие линейные, нередко сундучные и асимметричные складки. В центральной части структуры породы менее деформированы, здесь преобладают складки с углами падения 15—25°. В краевых частях, нарушенных разрывами, породы более интенсивно дислоцированы. Сходную морфологию складок имеет и Паляваамский прогиб.

В позднегеосинклинальных прогибах (Олойском и Раучуанском) верхнеюрские породы дислоцированы в пологие и широкие складки, иногда брахиформные, кулисообразно сочленяющиеся. Степень дислоцированности пород при движении к краевым частям прогибов увеличивается. Раучуанский прогиб осложнен Эльвенейским внутренним поднятием. В нем мезозойские отложения смяты в линейные, нередко наклоненные в краевых частях в сторону прогиба складки.

В Камешковской и Нутесынской позднегеосинклинальных впадинах верхнеюрские и нижнемеловые породы смяты в пологие широкие складки с углами падения 10—20°, нередко осложненные на крыльях крутопадающими сбросами. Вышележащие вулканогенно-осадочные породы (имрэвеемская серия) деформированы в пологие брахискладки.

Складчатые сооружения Чукотско-Бруксовской области, созданные мезозойским тектогенезом, отличаются от синхронных складчатых сооружений Верхояно-Колымской области меньшей деформированностью и относительно большей простотой рисунка (рис. I-18). Позитивные складчатые сооружения в Чукотско-Бруксовской подвижной области имеют облик неравномерно деформированных складчато-глыбовых образований, форма которых во многом определена глыбовой мозаикой основания мезозоид. Для негативных сооружений характерен избирательный пликативный тектогенез, связанный с увеличением степени дислоцированности пород близ зон разломов.

Важнейшее значение в формировании крупных тектонических сооружений имели глыбовые дислокации, обусловившие размещение прогибов, впадин и поднятий, что в целом определяется сравнительно неглубоким залеганием докембрийского и палеозойского складчатого основания, на котором покоятся мезозоиды. Последнее обстоятельство сказалось также на широком распространении в Чукотско-Бруксовской зоне инверсионных впадин, прогибов и вулканизма.

Можно предполагать, что мощность земной коры к концу мезозоя увеличилась на 10—14 *км* за счет консолидации геосинклинальных линз и конструктивных тектонических процессов в пределах подвижной области. Это увеличение мощности земной коры в мезозойский цикл, так же как и в ранне-среднепалеозойский, было, по-видимому, бóльшим в подвижных зонах и меньшим на массивах и в краевых частях платформ. И если учесть, что структурный план палеозойских и мезозойских подвижных зон существенно не отличался, то становится ясным, что верхняя часть земной коры к концу мезозоя представляла собой дифференцированный и неравнозначный по мощности слой.

В Чукотско-Бруксовской области в геосинклинальной стадии (поздняя пермь — средняя юра) образовалась серия прогибов, окаймлявших с севера Анадырско-Сьюардский массив, а с юга массивы Гиперборейской платформы. В этих прогибах, вытянутых в общем северо-восточном направлении, накапливались терригенные (песчано-сланцевые) отложения.

В ранне-среднетриасовое время в западной (чукотской) части геосинклинальной области образовался ряд внутригеосинклинальных поднятий. Их формирование сопровождалось излиянием лав базальтового

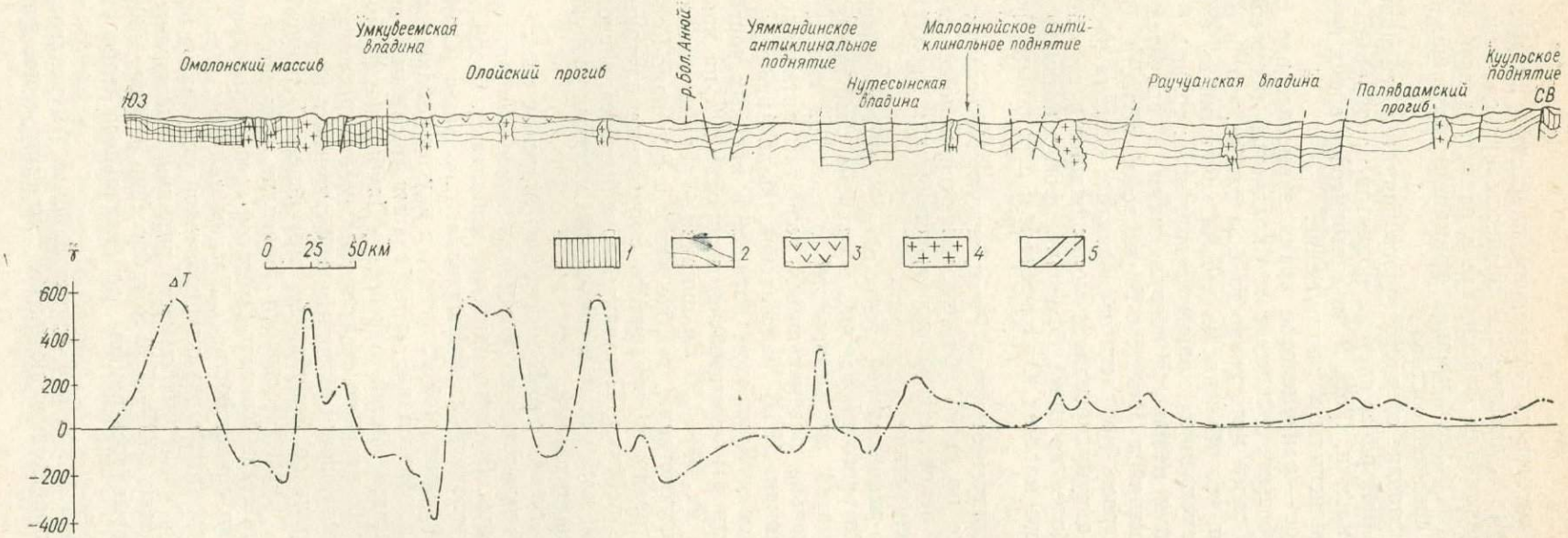


Рис. I-18. Геолого-структурный профиль через Чукотскую складчатую область. Составил С. И. Гавриков (кривая ΔT дана по Н. М. Ситиной).
1 — нижний — средний палеозой; *2* — верхний палеозой — мезозой; *3* — нижний мел (вулканогенный); *4* — мезозойские гранитоиды; *5* — разрывы.

и андезитового состава и внедрением пластовых интрузий основного состава. Подобные вулканические процессы происходили в соседней с юга ортогеосинклинали Аляски, где в раннетриасовое время [Smith, 1939] образовалась зеленокаменная формация, состоящая из лав и туфов основного и среднего состава.

Во второй половине среднего триаса поднятия усиливаются, вследствие чего созданная ранее система поднятий приобретает черты горст-антиклиналей [Тильман, 1962]. В позднетриасовое время геосинклинальная область вновь испытывает погружение.

Позднеюрское — раннемеловое время знаменательно складчатыми и складчато-глыбовыми движениями. Складчатый тектогенез, проявившийся здесь, по своей интенсивности был слабее, чем в Верхояно-Колымской области, что объясняется весьма крупными по амплитуде погружениями и накоплением мощных терригенных толщ в Верхояно-Колымской области и меньшими погружениями и значительной ролью глыбовых дислокаций в Чукотско-Бруксовской области. В это время в Чукотско-Бруксовской области образовалась система прогибов и впадин, в которых аккумулировались молассоидные и вулканогенные образования. Наиболее крупный Олойский прогиб развился на краевой части Омолонского массива. Он относится к окраинным прогибам массива.

Из впадин следует отметить Раучуанскую, Нутесынскую и Камешковскую, которые по своей природе являются наложенными структурами. Обилие в некоторых из них вулканических продуктов связано с трещинными излияниями.

Позднеюрско-раннемеловой тектогенез, наиболее интенсивные по силе движения которого проявились в раннемеловое время, обусловил становление поднятий антиклинорного и прогибов синклинорного типов. Среди длительно развивавшихся поднятий антиклинорного типа выделяются [Тильман, 1962] Маастахское, Мало-Анюйское, Алярмаутское, Куэквуньское и Куульское, которые в ядерных частях сложены палеозойскими или раннемезозойскими породами, а на крыльях мезозойскими. Длина их 100—150 *км*, ширина — первые десятки километров. В инверсионную стадию, так же как и в Верхояно-Колымской области, по зонам разломов внедрились полигенные плутоны, образующие интрузивные цепочки. Последние локализуются в сводах или на крыльях поднятий, или в полосе сочленения жестких сооружений (массивов) с подвижными зонами.

Амурский геоблок. В мезозое в Амурском геоблоке происходили процессы расчленения на более или менее самостоятельные тектонические элементы. В одних, наиболее мобильных, продолжались или вновь возникали условия, близкие к геосинклинальным (Охотская ветвь Монголо-Охотской подвижной области), в других наблюдалось умеренное погружение и образование своеобразных окраинных прогибов по бортам опускающихся частей массивов (Даубихинский и Куканский прогибы), в третьих на фоне общего воздымания происходило раскалывание, сопровождавшееся активным эффузивным и интрузивным магматизмом (Центральное Забайкалье, Аргунский, Буреинский и Ханкайский массивы, Северо-Восточная Монголия, бассейн р. Сунгари). Широкая Охотская ветвь Монголо-Охотской геосинклинальной области, палеогеографически совпадающая с Удским заливом (см. т. II, Т. М. Окунева), в раннем триасе характеризовалась умеренным прогибанием (в Восточном Забайкалье имеют место ритмично наслоенные терригенные толщи мощностью 2000—3000 *м*, в бассейне р. Уды — 300 *м*), свойственным, как указывалось раньше, для начального этапа становления геосинклиналей.

В среднем триасе, как и в других районах Амурского и Ниппонского геоблоков, происходило поднятие, соответствующее фазе Акиеси.

В позднем триасе и в юре продолжалось более ясно выраженное геосинклинальное прогибание, прерываемое местами относительно короткими фазами поднятия. Последние отмечены в Западном Приохотье *повсюду в раннем лейасе и позднем тоаре, в бате и оксфорде.*

В Восточном Забайкалье окончание геосинклинального режима относится к аалену, в Верхнем Приамурье — к позднему кимериджу и в Западном Приохотье — к позднему титону. Таким образом, к концу мезозойского цикла имела место миграция тектонических движений на восток.

Как уже было сказано ранее, геосинклинали Монголо-Охотской области, развивавшиеся на жестком основании, отличались однородностью накопленных в их прогибах отложений. Несмотря на известное своеобразие, их геосинклинальная природа не вызывает сомнений, что подтверждается формационными особенностями: мощные толщи алевролитов, песчаников и ритмично наслоенных толщ (в Восточном Забайкалье около 6000, в Верхнеприамурском — Зейском районе около 10 000 и в Западном Приохотье — 9500 *м*), а также сложная типичная геосинклинальная складчатость в Верхнеамурском прогибе. Поэтому прогибы восточноазиатского типа [Нагибина, 1960] следует строго ограничивать континентальными впадинами, о которых речь шла при описании мезозойского развития Алдано-Станового геоблока и сопредельных с ними территорий Селенгино-Яблоновой области.

Важно отметить, что полициклическое развитие Монголо-Охотской подвижной области от позднего протерозоя до юры шло непрерывно и инверсионные и постинверсионные события (после каждого цикла) в абсолютном летосчислении постепенно сокращались. Отсюда следует, что в Монголо-Охотской области мезозойские структуры не отделены сколько-нибудь значительным перерывом в осадконакоплении. Таким образом, один из принципиально важных элементов тектонической реактивации, на который обращают внимание все исследователи (в том числе и М. С. Нагибина), здесь не выдерживается. Этот вопрос можно было бы и не поднимать, если бы и в одной из последних работ М. С. Нагибина [1967, с. 16] не ставила бы в один ряд «мезозойские впадины и прогибы Южно-Алданской, Монголо-Охотской, Яньшанской и Катазиатской систем...».

Инверсионная стадия наступает в Восточном Забайкалье в середине тоара и продолжается до раннего мела, в Верхнем Приамурье — в бате и в Западном Приохотье — в конце титона. Выше этих границ в раннем мелу накапливаются мощные толщи (первые тысячи метров) грубообломочных и нередко угленосных осадков и лишь в немногих случаях (Западное Приохотье) — морской молассы.

Поздний мел для всей Монголо-Охотской области относится уже к постинверсионной стадии и характеризуется континентальным вулканизмом. Интрузивная деятельность, обычно тесно связанная с вулканитами, также характеризуется постепенным омоложением с запада на восток, о чем уже неоднократно упоминалось.

Промежуточное положение между геосинклинальными прогибами Охотской ветви Монголо-Охотской области и впадинами восточно-азиатского типа занимает Буреинский прогиб (рис. I-19), как бы врезанный в жесткую глыбу Буреинского массива. Все же по формационным признакам триасовых и юрских толщ, а также по особенностям складчатости (на востоке прогиба узкие линейные складки, устойчивые по простиранию) он стоит ближе к геосинклинальным прогибам Монголо-Охотской области, представляя собой в юре пригеосинклинальный прогиб, открывающийся к северу и, возможно, к северо-востоку. Только в самом конце юры и в раннем мелу он приобрел новое качество, превратившись в окраинный прогиб Буреинского массива.

Южные регионы Амурского геоблока (Большехинганская и Монголо-Гиринская подвижные системы), так же как и Центральное и Западное Забайкалье, в мезозое представляли собой области завершенной складчатости. Здесь накапливались во впадинах в позднем палеозое — триасе на западе, в юре и раннем мелу на востоке континентальные, нередко угленосные осадки и вулканиты основного, среднего (преобладают) и кислого состава [Смирнов, 1963]. Так, например, в бассейне р. Керулен во впадине, заполненной верхне-среднетриасовыми отложениями, среди вулканитов преобладают авгитовые порфириты, андезито-базальты, трахиандезиты и связанные с ними пирокластические толщи. Восточнее, в районе Бол. Хингана, вдоль западной окраины Хэгано-Буреинского массива в ранней юре осадконакопление (угленосные озерные и озерно-аллювиальные отложения) происходило в слабопрогнутых депрессиях. В конце ранней юры началось общее воздымание региона. На его фоне в средней юре — раннем мелу образовались межгорные впадины (Теньхэнская, Хайларская, Чанькэ-Поманьхенская и др.), заполнявшиеся континентальными молассовыми толщами и вулканитами среднего и в меньшей степени основного состава. Сформировалась крупнейшая внутриматериковая вулканогенная цепь Бол. Хингана, состоящая из серий «вулканических» прогибов (впадины Чаньхе, Чжелиху и др.). Горные вулканические цепи прослеживались вдоль зон разломов, окаймлявших массивы (Восточно-Монгольский, Аргунский, Хэгано-Буреинский). Вблизи них возникали вулкано-тектонические прогибы.

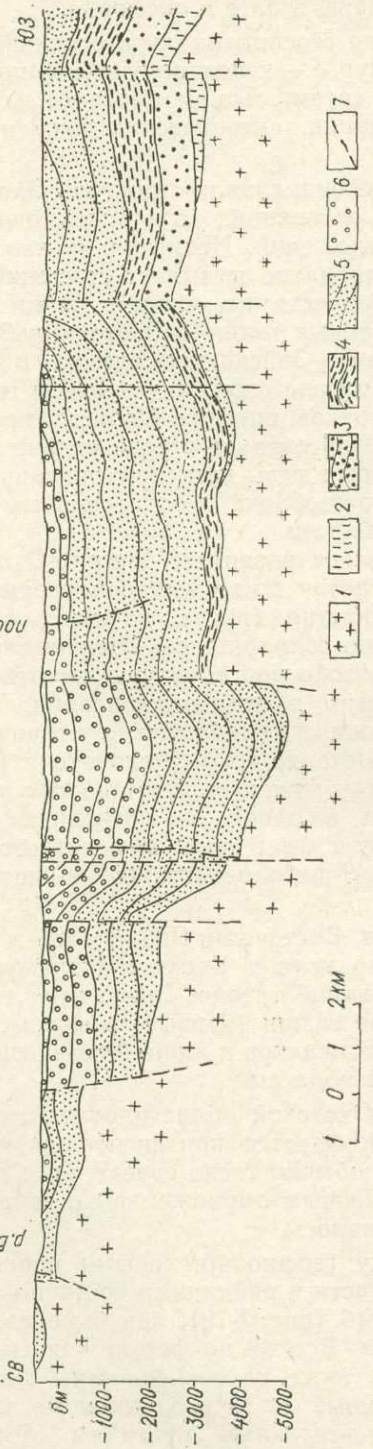


Рис. I-19. Поперечный разрез через Буреинский прогиб (по В. А. Маркову).
1 — протерозой; *2* — нижняя юра; *3* — средняя юра; *4* — средняя+верхняя юра; *5* — верхняя юра; *6* — нижний+верхний мел; *7* — разрывы.

Структурные формы мезозойского этапа в Амурском геоблоке многообразны. Морфологически резко разнятся структуры, связанные с завершением геосинклинальной стадии, от структур, обусловленных интенсивной активизацией изолированных внутренних элементов. Структуры первого типа тяготеют к окраин-

ным частям геоблока и зонам сопряжения его с сопредельными геоблоками. Так, в Монголо-Охотской области в зоне сопряжения последней со структурами Алдано-Станового геоблока к ним принадлежат разобщенные синклинории, а также грабен-синклинории и грабены, возникшие на месте вытянутых в восток-северо-восточном направлении морских и параллических прогибов позднего триаса, ранней и средней юры (*на востоке геоблока — юры в полном ее объеме*).

В районах глубокого погружения фундамента в Верхнеамурском прогибе юрские отложения смяты в серию линейно-вытянутых изоклинальных, опрокинутых и косых складок с падением крыльев под углами 40—70°.

В других мезозойских прогибах, там, где обнаруживается более тесная связь с блоками фундамента, описываются простые пологие синклинали и антиклинали с уплощенным сводом. Однако и здесь морфология складок непостоянна и в зонах соприкосновения мезозойских (обычно триасовых и юрских) отложений с более древними обычно наблюдаются чрезвычайно напряженные антиклинали и синклинали. Здесь выделяются зоны развития умеренно напряженных крупных линейных складок, обычно совпадающих с максимумами мезозойских прогибов и приразломными участками. В районах умеренно глубокого залегания фундамента широко распространены штамповые сундучные складки (например, в юго-западной части Западно-Агинского синклинория, Уяндино-Ононского участка в Забайкалье и др.). Преобладают в таких зонах складки с крыльями до 20—25° (30°).

По соседству с региональными разломами со значительными амплитудами позднемезозойского смещения синклинали часто срезаны; сохраняются лишь отдельные моноклинально построенные фрагменты, осложненные пологими надвигами.

Иная структурная обстановка фиксируется во Внутреннемонгольской системе в зоне южного сопряжения Амурского геоблока с Сино-Корейским. В раннем мезозое эта структурная единица оформилась в виде крупного антиклинория. Позднее с многофазными и многостадийными интрузиями гранитоидов (известково-щелочных в ранних фазах и щелочных в поздних) в его пределах возникли небольшие пологосклонные мульды. По мнению ряда исследователей, формированием этих мульд (наклон крыльев 15—20°) завершилась орогенно-инверсионная стадия развития Внутреннемонгольского антиклинория.

На остальной, преобладающей, территории южной и юго-западной частей Амурского геоблока: в Южно-Монгольской — Большехинганской складчатых системах и пограничных «межгеосинклинальных» жестких сводовых структурах с мозаично дифференцированным глыбовым строением отмечаются расколы мезозоя, являющиеся нередко магмоконтролирующими трещинами. Все морфотектонические особенности этапа познаются здесь главным образом из анализа дислокаций континентальных вулканогенных покровов и локальных впадин триаса, нижней — средней юры, а также многочисленных впадин позднего мезозоя. Они характеризуются преобладанием замкнутых изометричных и слабо вытянутых пологих синклиналей с поперечниками, не превышающими 5—10 *км* и крутизной крыльев не более 15—25° (впадины бассейна р. Керулена в Северо-Восточной Монголии, Борзинско-Алгачинские впадины средней юры Восточного Забайкалья). Более редки, но типичны рубцовые флексурообразные складки локально усложненной морфологии с надвигами (рис. I-20, I-21).

Особое место занимают структурные элементы позднего мезозоя: впадины и обширные депрессии, а также поднятия поздней юры — мела. Наиболее распространены и максимальны по размерам позднемезозойские впадины, развивающиеся на стабильных блоках и массивах (Аргунском, Буреинском и др.). Среди них, по-видимому, преобладают

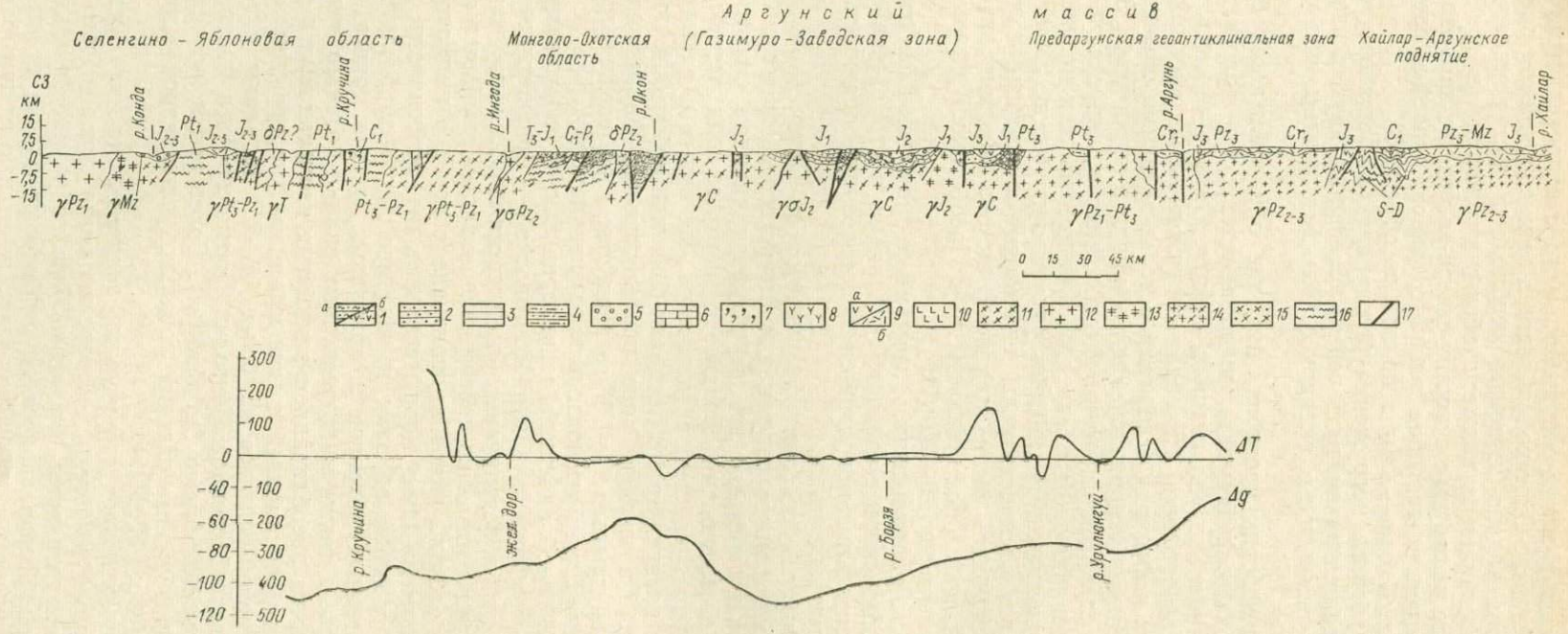
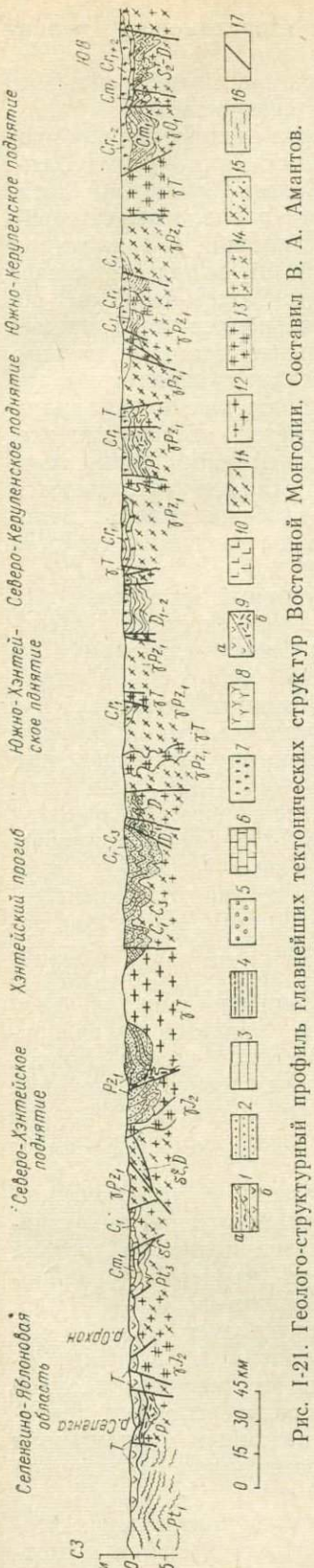


Рис. I-20. Геолого-структурный профиль главнейших тектонических структур Восточного Забайкалья. Составил В. А. Амантов (кривые ΔT и Δg даны по Н. М. Сытиной).

1 — кремнисто-терригенные (*а*), вулканогенно-кремнистые (*б*) отложения (раннегеосинклинальная стадия); *2* — терригенные и параллические отложения (позднегеосинклинальная стадия); *3* — пригеосинклинальные терригенные отложени; *4* — терригенные отложения стабильных блоков (часто с пестроцветными и субаэральными эффузивами); *5* — молассы (морские и континентальные, местами вулканогенные); *6* — карбонатные, редко терригенно-карбонатные отложения (геосинклинальные); *7* — лимнические (с эффузивами) образования; *8* — вулканогенные (среднего — основного, кислого-щелочного состава) регматических зон и вулканогенно-терригенных прогибов; *9* — наземные вулканические образования: андезито-базальтовые, трахиандезитовые (*а*), трахилипаритовые, липаритовые (*б*); *10* — базальты; *11* — метасоматические диорит-плагиогнейсы, интрузивы габбро-плагиогранитов; *12* — граниты гранодиориты (батолиты инверсионные); *13* — лейкограниты и щелочные гранитоиды (постинверсионные); *14* — гранитоиды сложного состава; *15* — сиениты; *16* — мигматиты, гнейсы и амфиболиты раннего докембрия; *17* — разрывы.



Усл. обозначения см. на рис. 1-20.

Рис. 1-21. Геолого-структурный профиль главнейших тектонических структур Восточной Монголии. Составил В. А. Амантов.

фрагменты первичных крупных пологих грабен-синклиналей большого радиуса, близких к синеклизам (впадины Южной Монголии, Сунляо и др.). Другие впадины обусловлены малоамплитудными глыбовыми перемещениями фундамента. В их пределах различаются пологие брахиантиклинальные асимметричные складки, нередко приразломные.

Ниппонский геоблок. В мезозое, так же как и в позднем палеозое, Сихотэ-Алинскую подвижную систему следует рассматривать в составе Ниппонского геоблока. В последний, кроме того, входят подвижные системы Хонсю и Хоккайдо-Сахалинская. Все эти подвижные системы начиная с позднего палеозоя, вероятно, правильно объединить в Ниппонскую подвижную (геосинклинальную складчатую) область, располагающуюся между крупными фрагментами Северо-Китайской платформы и талассократоном Тихого океана.

Главные геосинклинальные прогибы Ниппонского геоблока в течение позднего триаса, большей части юры и раннего мела развивались унаследованно. В наиболее опущенных частях, примыкающих к долгоживущим глубинным разломам, в прогибах продолжалось геосинклинальное осадконакопление в позднем мелу и даже в кайнозое (пояс Симанто). С другой стороны, вблизи жестких сооружений (Западный Сихотэ-Алинь) инверсия геотектонического режима наступала раньше и значительные районы подвижных систем причленялись к массивам или геоантиклинальным сооружениям.

На западе Сихотэ-Алинской подвижной системы в поздней перми, раннем и среднем триасе в Куканском и Даубихинском прогибах накапливались мощные морские толщи, характерные для окраинных или пригеосинклинальных прогибов. В ранней — средней юре во входящих углах стабилизированных позднепалеозойских структур Ванданского антиклинория отлагались терригенные, нередко грубообломочные толщи также значительной мощности. Подобные соотношения триасовых и местами юрских толщ присущи и для окраин жестких сооружений на юге Приморского края.

В мелу близкие процессы происходили по периферии антиклинория Центрального Сихотэ-Алиня. К северу и к западу от него послеваланжинские (главным образом баррем-нижнеальбские, сеноман-туронские и турон-сантонские) отложения обычно со-

держат ясные элементы молассового комплекса (конгломераты, вулканиты андезитового состава).

Складчатая структура поздних мезозоид Сихотэ-Алинской системы, как это можно видеть на геологической карте северо-западной части ТПП, весьма сложна. Между упоминавшимися Ванданским и Центрально-Сихотэ-Алинским антиклинориями располагаются крупные синклинории (Горинский и Амгунский на западе и севере и Восточно-Сихотэ-Алинский на востоке). Наиболее тесно сжатые изоклинальные и асимметричные крутые складки характерны для триасовых, юрских и валанжинских отложений. Более пологие, хотя в большинстве своем тоже линейные складки наблюдаются в баррем-альбских и верхнемеловых (домаастрихтских) толщах (рис. I-22).

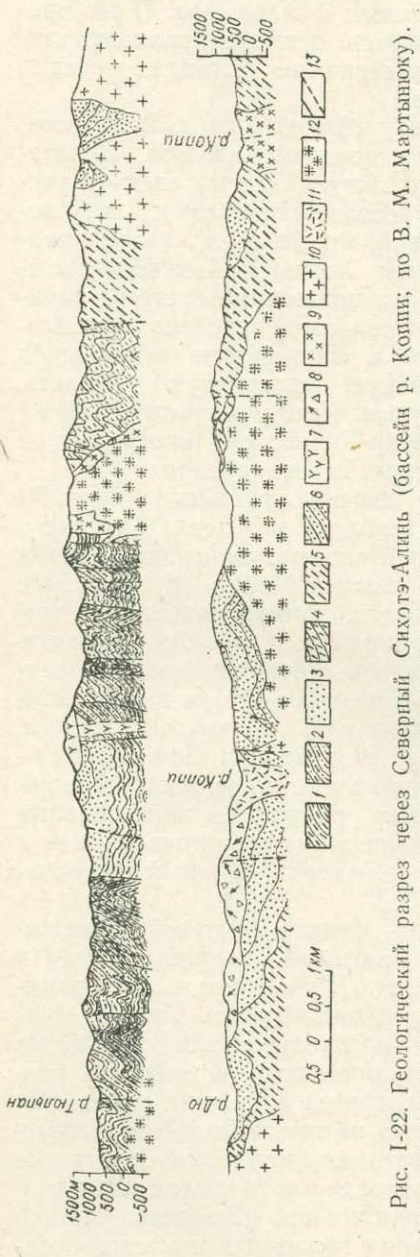


Рис. I-22. Геологический разрез через Северный Сихотэ-Алинь (бассейн р. Копии; по В. М. Мартынюку). *1* — юра нерасчлененная; *2* — верхняя юра; *3—6* — нижний мел: *3* — горинская свита, *4—6* — уктурская свита (*4* — нижняя подсвита, *5* — средняя подсвита, *6* — верхняя подсвита); *7—8* — верхний мел: *7* — алеутская свита, *8* — ольгинская свита; *9* — верхнемеловые габбро-диабазы; *10* — верхнемеловые гранодиориты — диориты; *11* — верхнемеловые порфиры; *12* — палеогеновые граниты и гранит-порфиры; *13* — разрывы.

Интрузивный магматизм юрского времени тяготеет к Центральному Сихотэ-Алинскому антиклинорию. Это, с одной стороны, гранитоидные интрузии, а с другой — пироксениты и нефелиновые сиениты кокшаровского комплекса (146—135 млн. лет). К району северного погружения упомянутой структуры приурочены гипербазиты — габбро и гранитоиды хунгарийского комплекса (130—120 млн. лет). Эти заведомо доальбские (позднеготеривские — барремские ?) интрузии характеризуют важную фазу тектогенеза, широко проявленную в подвижной системе Хонсю. Как увидим ниже, в районах Абукума и Китаками широко распространены доаптские граниты.

Следующий (позднесенонский ?) нижнеамурский интрузивный комплекс сложного состава (от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов; 100—90 млн. лет) характеризует важную переломную эпоху в развитии Сихотэ-Алинской подвижной системы — переход от геосинклинальной стадии в стадию общей инверсии. И, наконец, постинверсионные тектонические движения сопровождались обширным наземным вулканизмом и внедрением металлогенически продуктивных гранитоидов (мяочанский и бачелазский комплексы; 80—75 млн. лет).

Непрерывно-прерывистый тектонический процесс превращения геосинклинальной системы в систему завершенной складчатости сопровождается нарастанием мобильности, что доказывается разобранными вы-

ше примерами. Об этом процессе упоминалось при описании истории геологического развития Амурского и Ниппонского геоблоков в позднем палеозое. Он еще более отчетливо прослеживается, как это было видно, и в позднем мезозое.

Вернемся к геосинклинальным прогибам, которые характеризуются на ранней геосинклинальной стадии кремнисто-вулканогенно-терригенными формациями, а на поздней — терригенными, главным образом флишоидными. Среди них в мезозое различают два подтипа. Один короткого развития, приуроченный к окраинам быстро воздымающихся узких поднятий и еще более быстро опускающихся трогообразных прогибов, а другой характеризуется длительным и устойчивым погружением. Первый образовывал сравнительно узкие троги, где происходило быстрое опускание, возможно, полностью не компенсированное осадками. К нему относятся позднетриасовые прогибы — Хабаровский и Верхнеамгуньский, раннелейасовый — Киселевский и некоторые другие.

Второй подтип прогибов обычно унаследован от предыдущего цикла. К нему можно отнести Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб, а также некоторые прогибы внешней зоны юго-западной части Японских островов и Хоккайдо-Сахалинской системы. Так, в подвижной системе Хонсю (главный пояс Хонсю) в соответствии с районированием, принятым К. Ишикава [Geologic Development..., 1965], к этому типу относятся прогибы Китаками, Сома и Абукума на северо-востоке, прогиб Чичибу на юго-востоке и прогиб Майзуру на юго-западе Хонсю. Кроме этих главных прогибов имеется и ряд второстепенных.

Внутренняя юго-западная часть Японских островов (район Чугоку) находилась в мезозое в области внегеосинклинального развития. Однако вблизи нее, так же как и вблизи массивов Хида, Китаками и Абукума, существовали прогибы окраинного, пригеосинклинального типа. В раннем — среднем триасе (так же как и в поздней перми) это были прогибы Майзуру и Южный Китаками. В прогибе Майзуру отлагались грубообломочные терригенные осадки мощностью до 2900 *м*. В прогибе Южный Китаками в течение ранне-среднетриасового времени накопилась толща (до 3500 *м*), представлявшая собой ритмичное чередование конгломератов, песчаников, сланцев и известняков. Таким образом, эти прогибы являются аналогами Куканского и Даубихинского прогибов западных окраин Сихотэ-Алинской системы.

В юре локальные прогибы, палеогеографически выраженные узкими, глубоко вдающимися в сушу морскими заливами, известны по окраинам района позднепалеозойской консолидации Чугоку (прогиб Тойора) и по периферии массива Хида (прогиб Курума). В последнем в течение лейаса накопилась толща терригенных осадков мощностью 7000 *м*.

Меловые отложения района Чугоку континентальные. В самых низах мела они имеют мощные (200 *м*) базальные конгломераты. Выше следуют озерные вулканогенно-осадочные толщи (до 1400 *м*), залегающие несогласно на более древних палеозойских и мезозойских сериях. Вторая половина нижнего мела и верхний мел почти целиком сложены вулканогенными толщами.

Таким образом, на большей части системы Хонсю в триасе и юре существовали терригенные геосинклинальные (миогеосинклинальные) прогибы. Только в прогибе Чичибу отлагались, главным образом со средней юры до сантона или до кампана, однородные терригенные геосинклинальные осадки. В южной части этого прогиба предполагается более полный разрез мезозойских отложений. Еще южнее, ближе к Тихому океану, в поясе Симанто существовали ортогеосинклинальные мезозойские прогибы.

Мезозойскую историю Хоккайдо-Сахалинской подвижной системы восстановить нелегко, так как многие толщи, обозначенные на геологи-

ческих картах как мезозойские, не имеют достоверной датировки. Исследования последних лет в поясе Хидака о. Хоккайдо [Geologic Development..., 1965] показали, что в его пределах развиты триасовые — нижнемеловые отложения, принадлежащие кремнисто-вулканогенно-терригенной формации. Геосинклинальные условия здесь, вероятно, продолжались до конца мела. На Сахалине сходного типа разрез известен в Восточно-Сахалинских горах (остринская и хойская свиты). Этот весьма протяженный ортогеосинклинальный прогиб, как было ранее указано, существовал еще в палеозое. Возможно, что южное продолжение его находится в пределах «внешнего пояса Китаками». В последнем эвгеосинклинальный разрез известен в верхней юре и нижнем мелу. Не исключено, что еще дальше на юго-запад он соединялся с главным поясом Симанто, который, как будет указано ниже, и в мезозое входит в систему Перитихоокеанского ортогеосинклинального пояса.

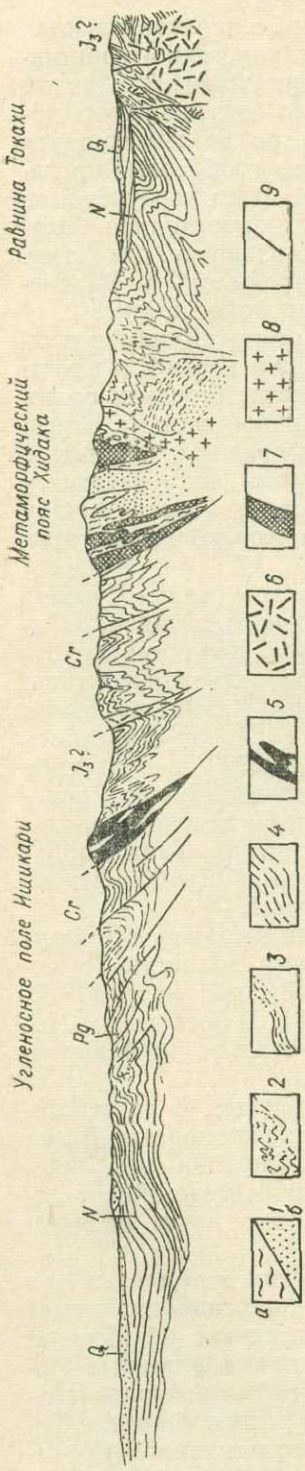


Рис. I-23. Схематический профиль через зону Хидака о. Хоккайдо (по М. Минато [1965]).
1 — гнейсы (*а*) и мигматиты (*б*) Хидака (Pz_3—Tr?); *2* — верхняя юра, *3* — мел; *4* — палеоген и неоген; *5* — серпентиниты; *6* — диабазы; *7* — габбро (Cr?); *8* — граниты (Cr?); *9* — разломы.

Западный меловой прогиб о. Хоккайдо, так же как и меловой прогиб Западно-Сахалинских гор, может рассматриваться как окраинный, расположенный на погрузившейся под воды Японского моря и Татарского пролива восточной части гипотетического Япономорского массива. В этом отношении любопытны данные К. Танака, который предполагает, что снос осадков в мелу происходил с юго-запада, где находилась суша. Это в известной степени подтверждается геофизическими данными, устанавливающими к западу от Хоккайдо район повышенной силы тяжести. Общая длина описываемого прогиба, который можно назвать Иезо-Западносахалинским, составляет 750 *км*.

На Хоккайдо меловые отложения объединены в надгруппу Иезо, состоящую из терригенных флишоидного типа толщ общей мощностью 4000 *м*. Возраст надгруппы охватывает конец нижнего мела (апт — альб) и значительную часть верхнего мела до нижнего сенона включительно. Сходные толщи, развитые в Западно-Сахалинских горах, имеют мощность до 8000 *м*.

Меловые отложения Иезо-Западно-Сахалинского прогиба собраны в линейные складки, разбитые меридиональными крутыми сбросами. На Хоккайдо они более сложные и сжатые (рис. I-23), а на Сахалине более простые.

Гипотетический ортогеосинклинальный пояс Западного и Северного Притихоокеанья. В мезозое, несомненно, продолжалось геосинклинальное развитие периферического ортогеосинклинального пояса. Во внешней зоне Японских островов он мигрировал от пояса Чичибу на восток и получил у японских геологов название «Главного пояса Симанто». К триасу — мелу здесь отнесена серия Окигава, сложенная радиоляриевыми кремнистыми известняками, известняками и терригенными флишоидными толщами. По другим данным, накопление геосинклинальных осадков в мезозое охватывает период от позднего триаса до позднего мела. От «Главного пояса Хонсю» пояс Симанто отделен крупным разломом Бутсузо. Общая мощность позднетриасовых — меловых осадков здесь 10 000 *м*. Выделяется также собственно комплекс Симанто (поздняя юра — ранний миоцен), представленный ритмичным чередованием песчаников и аргиллитов. Наряду с ними встречаются кремнистые породы, известняки и основные вулканиты, в том числе и спилитовые подушечные лавы. Мезозой «Главного пояса Симанто» сложен в узкие линейные, часто изоклинальные складки. Не исключено, что упоминавшиеся эвгеосинклинальные прогибы Восточного Китаками, о-вов Хоккайдо и Сахалина являются продолжением описываемого пояса.

Дальнейшее продолжение этого пояса на северо-восток далеко не ясно, так как на Курильских островах и на Камчатке достоверных доверхнемеловых отложений нет. Однако можно предполагать, что в этих районах под верхним мелом должны находиться и более древние геосинклинальные мезозойские отложения.

Корякская подвижная система, которая, вероятно, соединялась с Южно-Аляскинской, может быть объединена в мезозое (вероятно, и в палеозое) в единую Корякско-Аляскинскую геосинклинальную область, где осадконакопление с небольшими перерывами продолжалось в течение всего мезозоя. О триасовых и юрских отложениях известно очень мало. Только на севере Корякского нагорья (среднее течение р. Великой) описываются предположительно нижне-среднетриасовые отложения. Верхнетриасовые образования (до 1000 *м*) развиты несколько шире. Юрские отложения имеют главным образом терригенный состав. Местами юрские толщи содержат прослои туфов и туфобрекчий андезитового состава. В конце юры возрождаются геосинклинальные прогибы с обильными подводными вулканитами основного состава. Наиболее мощное погружение падает на конец мезозоя. Мощность меловых образований Корякского нагорья достигает 10 000—12 000 *м*. Они фациально разнообразны. Отмечаются перерывы между нижним и верхним мелом и в самом конце мела. В датский век в бассейне р. Великой меловые отложения содержат мощные пласты угля.

В Охотско-Корякской системе различаются область ранней консолидации с отчетливо выраженными линейно вытянутыми антиклинориями (Таловский, Майнский и Понтонейский) и область поздней консолидации с Ваежским, Хатырским и другими антиклинориями и несколькими синклинориями. Наиболее напряженная складчатость наблюдается в позднеюрских, валанжинских и готеривских отложениях. Для них характерны узкие крутые складки, разорванные надвигами и сбросами. Более спокойно залегают апт-альбские и верхнемеловые толщи.

Почти полный разрез мезозоя известен в Южно-Аляскинской геосинклинальной системе, входящей в упоминавшийся вулканический пояс Фрэзер. Докарнийские толщи здесь выделяются условно и входят в состав пермо-триасовых (2150 *м*) отложений (зеленокаменные сланцы Николаи, основные лавы п-ова Кенай и о. Кадьяк). Верхнетриасовые, нижнеюрские отложения представлены кремнисто-вулканогенно-терригенной формацией значительной мощности (около 2000 *м*).

Среднеюрские отложения залегают с размывом и угловым несогласием на более древних.

Б. Х. Егиазаров [1968] подчеркивал, что в Южно-Аляскинской подвижной системе преобладал эвгеосинклинальный режим, обусловивший накопление юрской туфо-эффузивной толщи (7000—8000 *м*) с мощными пачками граувакк, глинистых сланцев и известняков. В поздней юре, а местами и раньше, в Южно-Аляскинской геосинклинали наметились две зоны: северная относительно мелководная и южная более глубоководная с интенсивным подводным вулканизмом. Геосинклинальные условия в Южно-Аляскинской системе прослеживаются и в отдельные отрезки мелового времени (сантон — кампан).

Цепочки базитов и гипербазитов позднеюрского — раннемелового возраста и позднемелового возраста тесно связаны с описываемым Периокеаническим ортогеосинклинальным поясом и прослеживаются от Центрального Хоккайдо к Восточно-Сахалинским горам и п-ову Шмидта. Другая ветвь трассируется от Мало-Курильской гряды к Восточной Камчатке, Корякскому нагорью и Южной Аляске.

Окраинноматериковый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс и внутриконтинентальные вулканические зоны. При описании мезозойской истории Сино-Корейского и Алдано-Станового геоблоков и причлененной к последнему Селенгино-Яблоновой области было обращено внимание на процессы активизации. Последние увязывались с аркотафрогенетическими (сводово-глыбовыми) движениями, возникшими в конце палеозоя и наиболее ярко проявившимися в мезозое в обширных, ранее консолидированных областях. Не менее важными и столь же четко выраженными мезозойскими новообразованиями являются пограничные вулканогенные структуры, развитые как в пределах восточной окраины Азии (Восточно-Азиатский вулканогенный пояс и его звенья), — вулканогены, так и по периферии жестких сооружений в Яно-Чукотском, Амурском и Ниппонском геоблоках. Иногда вулканогенные зоны тяготеют к бортам крупных антиклинориев (например, Западно-Сихотэ-Алинская вулканогенная зона).

За последние десятилетия изучение этих структур усилилось и появились новые представления, изменяющие или уточняющие первоначальные. Выявляются различные геолого-петрологические и стратиграфические данные как о предистории, так и о начальной стадии развития вулканогенных поясов и зон (*см. т. III*).

Сложный и относительно длительный процесс эволюции вулканизма различается в полосе, тяготеющей к западному и северному побережью Охотского моря. Еще в конце палеозоя (поздняя пермь) и в раннем мезозое в юго-восточных частях геосинклинальных прогибов Верхояно-Колымской подвижной области появляются мощные пачки и толщи тяготеющих к Охотскому водоразделу морских туффитов и туфов андезитов, а местами и лав. Так, например, в поздней перми А. Х. Калугиным выделяется «туфогенная свита» (500—700 *м*). Ю. М. Бычковым в норийском ярусе обнаружены пачки туффитов и туфов (200—400 *м*), С. И. Гавриковым в бассейне р. Агаякана — нижнеюрские андезиты и их туфы (700 *м*). На п-ове Кони верхнетриасовые и юрские отложения представлены существенно вулканитами андезитового и андезито-базальтового состава (5100—5750 *м*). В восточной части п-ова Тайгонос среди пермских, триасовых и юрских терригенных толщ «... в изобилии встречаются вулканогенные образования, а также отдельные покровы лав» [Марков, Соловьева, Чехович, 1967, с. 189]. Все это свидетельствует о том, что структурный шов, вдоль которого позднее, в конце юры и особенно в мелу, разыгрались бурные вулканические события, существовал в позднем палеозое, триасе и ранней — средней юре. Оказывается, что Охотско-Чукотский вулканоген

имеет вулканическую предысторию, которая должна помочь вскрыть его тектоническую сущность.

Континентальные вулканические и осадочно-вулканические толщи, принадлежащие собственно Охотско-Чукотскому вулканогену, прослеживаются от левобережья р. Уды к п-ову Аян и дальше на северо-восток. Эти верхнеюрские — нижнемеловые толщи существенно андезитового состава сложены в крупные брахиформные складки с углами падения 20—40°. Только вблизи разломов наблюдаются сложные, иногда лежачие или даже опрокинутые складки. Собственно нижнемеловой, также существенно андезитовый магматизм местами продолжает верхнеюрский, а местами несогласно перекрывает более древние отложения. Естественно, что на огромном протяжении вулканогена условия образования раннемеловых вулканических толщ не могут быть одинаковы. На севере, в пределах Восточно-Чукотского отрезка пояса, излияние лав основного состава происходило в подводных условиях. В других районах накопление нижнемеловых вулканических толщ тесно переплеталось с континентальными, нередко угленосными осадками. Нижнемеловые образования повсюду складчаты, углы падения слоев 25—30°, иногда более.

В конце альба на всей территории вулканогена отмечается важная фаза тектогенеза, к которой приурочено складкообразование, поднятие и внедрение гранитных интрузий. Возраст последних определяется тем, что они прорывают нижнемеловые отложения и их галька обнаруживается в составе позднемеловых конгломератов. Как будет видно дальше, развитие Охотско-Чукотского вулканогена очень сходно с эволюцией вулканогена юго-западной части Японских островов.

Движениями конца альбского времени завершилась важная стадия развития вулканогена, состоящая в накоплении мощных линз вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород основного состава, а также в инверсии со всеми ее признаками (складкообразование, воздымание, интрузивная деятельность).

Вслед за этой эпохой, представлявшей собой известную консолидацию вулканогена, наступило резкое изменение глубинных условий образования вулканических толщ. Вулканические продукты позднего мела имели кислый состав. Верхнемеловые вулканогенные породы (эвенская серия, возраст которой считается сенон-датским) представлены в основном липаритами и липарито-дацитами мощностью 1400—2500 *м*. Они смяты в очень пологие складки. Кислые эффузивы местами (например, в Омсукчанском районе) прорваны интрузиями гранитоидов, важных в металлогеническом отношении. Такие же соотношения рудоносных гранитов, прорывающих верхнемеловую толщу кислых эффузивов, известны также в вулканогене Чугоку юго-западной части Японских островов.

История геологического развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена в общих чертах повторяет только что описанное развитие Охотско-Чукотского вулканогена, только с той разницей, что здесь все события мезозойской истории происходили несколько позднее. Несомненно, что в прибрежной полосе Японского моря в позднем палеозое, в триасе и нижней юре среди геосинклинальных осадков большое значение имели подводные вулканиты среднего и основного состава. Так, например, в тетюхинской свите (T_{2-3}) известны мощные пачки диабазов и диабазовых порфиритов. В нижнем мелу и в низах верхнего мела (уктурская, удоминская, петрозуевская и синанчинская свиты) наблюдаются горизонты порфиритов и их туфов. Хотя эти вулканиты относятся к завершающей фазе геосинклинального развития Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба они одновременно фиксируют вулканическую предысторию Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Регионально проявленное угловое несогласие отделяет упомянутую выше

терригенно-вулканогенную (морскую) формацию от мощных (4000—6000 *м*) наземных вулканических толщ, слагающих вулканический пояс. Эти толщи, сложенные в относительно пологие брахиструктуры с углами падения крыльев 15—20°, сформировались в течение нескольких магматических фаз, охвативших промежуток времени от сенона до палеогена.

Выделяется сенон-датский вулканогенный комплекс: 1) туфы кварцевых и дацитовых порфиров, фельзитов и дацитов (77—70 млн. лет); 2) невадиты и их туфы; игнимбриты кварцевых порфиров (72—65 млн. лет). Далее следует внедрение диоритов, гранодиоритов и гранитов владимирского комплекса (72—64 млн. лет) и датско-палеоценовый вулканогенный комплекс (липариты, дациты, игнимбриты; 60—46 млн. лет).

В юго-западной части Японских островов сохранился фрагмент Восточно-Азиатского материкового вулканогенного пояса длиной около 700 *км* и шириной 40—60 *км*. Эта часть пояса выделяется японскими геологами под названием пояса Чугоку (Тюгоку). Ниже, по принятой в настоящем томе систематике вулканогенных структур, он будет называться вулканогеном Чугоку. Магматическая деятельность в этом вулканогене началась накоплением вулканитов среднего состава (нижнемеловая группа Кванмон), общая мощность которых достигает 4000 *м*. Преобладающими породами являются андезиты, лишь в самых нижних и верхних частях группы Кванмон встречаются кислые эффузивы. Толща верхнемеловых кислых эффузивов и пирокластических пород достигает мощности 2000 *м*. Ранее они, так же как и соответствующие толщи Восточного Сихотэ-Алиня, фигурировали под общим названием «кварцевые порфиры». В настоящее время выделяются риолитовые лавы, игнимбриты (по терминологии японских геологов,— сваренные туфы), различного типа туфобрекчии и туфы. Эти кислые эффузивы образуют широкие складки с углами падения пластов и пачек от 20 до 30°. Отмечается заметная роль разрывных нарушений.

Вслед за извержением вулканитов кислого состава последовало внедрение гранитных интрузий, среди которых наиболее изучена цепь крупных гранитных интрузивов (длина 200 *км*, ширина 20—40 *км*) в южной части вулканогена Чугоку. Японские геологи [Geologic Development..., 1965] подчеркивают, что процесс внедрения интрузий происходил в спокойной геологической обстановке без заметного изменения структур вмещающих толщ кислых эффузивов. Эти гранитоиды конца мелового периода, широко распространенные в вулканогене Чугоку, имеют существенное значение для размещения рудных месторождений, главным образом, молибдено-вольфрамовых и олово-вольфрамовых.

Вулканоген Чугоку, являющийся фрагментом Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, в мелу занимал значительную площадь на территории современного Японского моря, обрамляя гипотетический Япономорский массив. На палеогеографических картах [Geologic Development..., 1965] для эпохи неокома, апт-альба и сеноман-турона показана реконструкция этого вулканогена в полном виде.

Северный фланг этого вулканогена прослеживается в южной части Корейского полуострова (Пусанский вулканоген). По данным Т. Кобаяси [1959] и сводке по «Геологии Кореи» [1964], здесь развиты группы Нактонг (Ракюто) и Сираги (Силла), сложенные андезитами и связанными с ними пирокластическими породами, и группа Буккокуджи (Пулгукса), состоящая главным образом из эффузивов кислого состава. Все эти породы прорваны гранитами. Таким образом, восстанавливается одно крупное звено Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, легко увязывающееся с распространенными на территории СССР Восточно-Сихотэ-Алинским и Охотско-Чукотским вулканогенами.

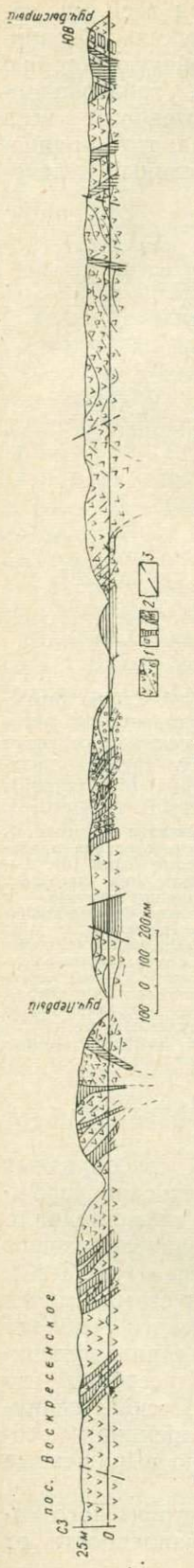


Рис. I-24. Геологический разрез через северную часть Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена (правый берег р. Амур в районе пос. Воскресенское; по В. И. Сухову).

1 — турон — сенон: *а* — андезиты, *б* — туфоконгломераты; *2* — сенон-датский ярус: *а* — экструзивные тела риолитов, *б* — дайки андезитов; *3* — разрывы.

В целом для позднемезозойских толщ вулканогенов характерно широкое развитие брахиформных складок (рис. I-24), осложненных системой разрывов, нередко радиальных. Размеры брахиструктур изменяются в широких пределах. Залегание вулканитов на сводах брахиантиклиналей и в мульдах брахисинклиналей пологое, ближе к горизонтальному. На крыльях наблюдается наклон слоев до 20—40°. Напряженность складчатых деформаций резко усиливается в зонах разломов, а иногда и вблизи крупных интрузивов.

Вулканогенные зоны, или, как их предлагают называть М. И. Иициксон и С. Г. Котляр, вулканогенные цепи, удаленные в сторону материка от описанного выше Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, развивались также в юрское и меловое время и имеют с ним сходные петрологические, тектонические и металлогенические особенности. Некоторые из этих зон завершают геосинклинальную предысторию, а другие резко несогласно, со значительным перерывом, накладываются на более древние образования. Вулканогенные зоны почти всюду находятся в пространственной и генетической связи с континентальными постинверсионными впадинами или впадинами периода активизации. Иногда вулканиты накладываются в виде отдельных разрозненных полей, контролируемых общей разрывной структурой. Краткое упоминание об этих вулканогенных структурах было сделано при описании Яно-Чукотского, Амурского и Ниппонского геоблоков.

Возраст вулканогенных зон омолаживается *в направлении с запада на восток в соответствии* со временем консолидации подвижных областей. Так же, как в вулканогенах Восточно-Азиатского пояса, в вулканогенных зонах первый этап вулканической деятельности отмечается *преобладанием лав основного — среднего* состава, а второй — после известной потери подвижности (обычно после тектонической паузы) — кислого состава. По-видимому, источник андезитовых лав находится в верхней мантии, а риолитовых — в коре. Согласно выводам, сделанным С. Г. Котляр и Г. П. Смирновой (см. т. III), выделяются два типа вулканогенных зон (цепей): 1) унаследованные, продолжающие историю ранее существовавших прогибов, где сохраняется закономерная смена андезитовых вулканитов риолитовыми; 2) наложенные зоны и поля, секущие структуры фундамента. Формирование таких зон и полей существенно оторвано во времени от подстилающих толщ. В них преобладают породы кислого (риолитового) состава. Нередко к подобным зонам и полям тяготеют гранитоиды.

Основные особенности мезозойского литогенеза. При всей множественности тектонических и формационно-литогенетических обстановок намечаются рубежи, позволяющие разделить мезозойскую историю на достаточно индивидуальные литогенетические этапы: триасово-юрский (без титона) и титон-палеогеновый. Титон-палеогеновый этап распадается в свою очередь на два автономных подэтапа: титон-раннемеловой и позднемеловой — палеогеновый. Последний (единый в литогенетическом отношении) в равной мере может рассматриваться в составе как мезозоя, так и кайнозоя.

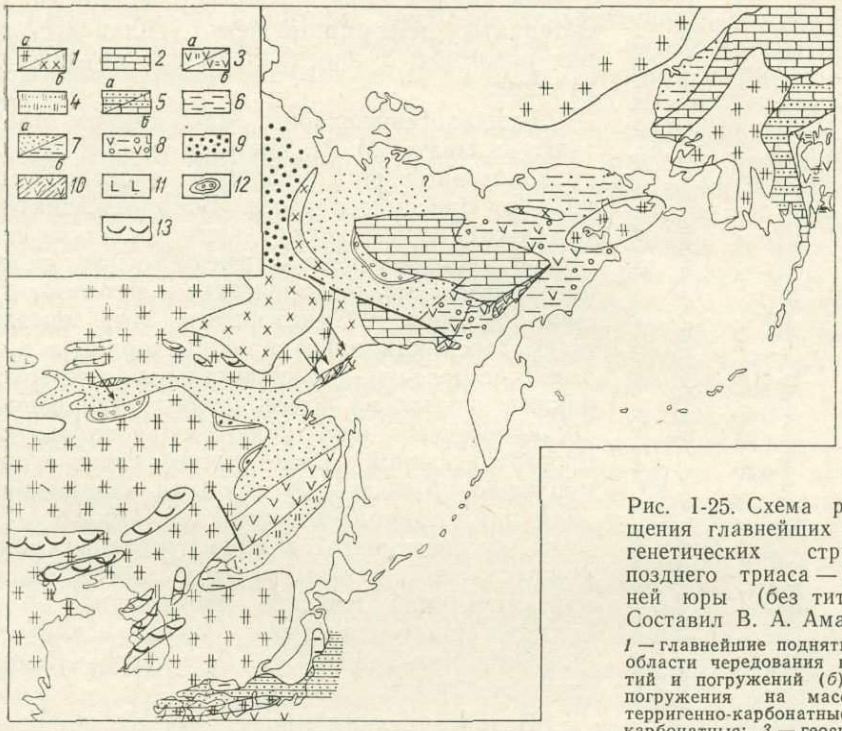


Рис. 1-25. Схема размещения главнейших литогенетических структур позднего триаса — поздней юры (без титона). Составил В. А. Амантов.

1 — главнейшие поднятия (*а*), области чередования поднятий и погружений (*б*); *2* — погружения на массивах; терригенно-карбонатные и карбонатные; *3* — геосинклинальные прогибы: кремнисто-вулканогенные (*а*) и кремнисто-вулканогенно-карбонатные (*б*); *4* — геосинклинальные прогибы кремнисто-терригенные (отдаленные); *5* — периферические прогибы геосинклинальных систем; терригенные (*а*), терригенно-карбонатные в начале и терригенные в конце этапа (*б*); *6* — периферические параллические прогибы и впадины (угленосные); *7* — геосинклинальные терригенные и флишоидные прогибы «верхоянского» типа с амплитудами 1000—5000 *м* (*а*), менее 1000 *м* (*б*); *8* — краевые терригенно-туфовые и шлировые прогибы геосинклинальных систем; *9* — краевой терригенный прогиб Сибирской платформы (малоамплитудный, угленосный); *10* — регматические вулканогенные прогибы; *11* — зоны наземного вулканизма. *Впадины: 12* — инверсионные, *13* — активизации (вулканогенно-молассовые и угленосные).

Триасово-юрский этап. Широкое распространение своеобразных гумидных терригенных прогибов, продолжавших в качественно усложнявшихся формах позднепалеозойские, терригенные геосинклинали «верхоянского» типа, является одной из наиболее знаменательных черт раннего — среднего мезозоя Востока Азиатского континента (рис. I-25). Прогибы этого типа с начала норийского века (а местами много раньше) были развиты далеко за пределами Яно-Чукотского геоблока в Монголо-Охотской области. Тем самым «верхоянский стиль» геосинклинального осадконакопления становится достаточно всеобщим, во всяком случае для советского сектора Восточной Азии. Песчано-глинистые ритмичные формации геосинклинальных прогибов временами, особенно в начале средней юры, нередко приобретали ясно выраженные черты флиша.

Ритмические сочетания осадков разного гранулометрического состава обнаруживали прямую зависимость от разной удаленности от

границ седиментационных бассейнов, структурного положения и от связей с локальными тектоническими изменениями. Однако крайние типоморфные сочетания редки: даже толщи с наиболее выраженными признаками флишоидности (средняя юра Иньяли-Дебинского прогиба Верхоянья, юра Верхнего Приамурья) по совокупности параметров едва ли сопоставимы с эталонными флишевыми сериями Кавказа и Карпат. То же справедливо и в отношении моласс, распространенных только в конце этапа (*моласса и вулканогенная моласса Забайкалья*, вулканогенная моласса среднего — верхнего триаса (?) Охотско-Корякской системы, угленосная моласса мезозойских впадин Корейского полуострова, Южного Приамурья, Южной Якутии).

В терригенных прогибах Верхоянья и Верхнего Приколымья (Иньяли-Дебинский прогиб) господствующие крайне однообразные типы осадков верхоянской серии свидетельствуют об очень незначительных *колебаниях гидрохимического режима морей: от преимущественно* нейтральных (граница окислительной и восстановительной сред) до четко выраженных восстановительных условий. Эти условия с небольшими отклонениями сохранялись от среднего карбона до поздней юры. На всем вертикальном протяжении разрезов они подтверждаются углисто-гумусным характером глинистых пород, присутствием фосфорных, карбонатных конкреций, появлением свободного пирита и марказита, а граница окислительной и восстановительной сред — глауконитом.

Особенно резко восстановительные условия проявились в умеренно удаленных от побережья и умеренно глубоких зонах ранне-среднетриасовых морей Северо-Востока СССР (хр. Черского и южные окраины Омолонского массива). Литогенетические комплексы здесь представлены глинисто-алевритовыми и реже глинисто-песчаными фосфатоносными осадками, содержащими пирит и марказит. С этими слоями исследователи Северо-Востока СССР склонны связывать наиболее перспективные проявления фосфатоносности. Повышенная фосфатоносность бассейнов *объясняется резкими геохимическими и температурными* градиентами, связанными с аридизацией и общим потеплением климата в индском веке, после чего произошел мощный «захват» оленекскими морями новых пространств континентов, покрытых индскими минерализованными корами выветривания.

Примечательно, что примерно та же последовательность гидрохимических изменений (с повышенной фосфатоносностью в раннем триасе) *намечается на юге* Советского Дальнего Востока *в терригенных* прогибах Монголо-Охотской геосинклинальной области, хотя все имеющиеся здесь находки фосфатов этого возраста представляют пока чисто теоретический интерес.

В зонах триасовых и юрских морей, разрезы которых отражают частые колебания береговой линии (на границе окислительной и восстановительной сред), с флишоидной ритмичностью нередки фации глауконитовых песков. В позднем триасе глауконит начинают отмечать на территории Северной Аляски (Колвилл), а в юре (особенно *верхней) эта фация широко распространена в разрезах Верхоянья и* Аляски (Колвилл). Глауконитсодержащие породы на Северо-Востоке Азии и Аляске нередко тесно сопряжены в разрезах с углистыми темными сланцами, содержащими пирит-фосфатные конкреции.

С инверсией геосинклинальных прогибов «верхоянского» типа в конце этапа (средняя — поздняя юра) связано появление крупных гумидных молассовых впадин (Юго-Восточное Забайкалье, Приаргунье, бассейн р. Индигирки, Приамурье).

Следующий ведущий тип отрицательных литогенетических структур раннего-среднего мезозоя — ортогеосинклинальные прогибы кремнисто-вулканогенно-терригенной группы целиком локализуются в Сихотэ-Алине, на Японских островах, Корякском нагорье и в Южной

Аляске, наследуя в общих чертах генеральный план ортогеосинклинальных прогибов позднего палеозоя. В триасе и юре наблюдается меньшая насыщенность прогибов вулканогенным и кремнистым материалом.

Благоприятная для рифообразования общая структурная обстановка вулканических зон (архипелаги островов, сопряженных с глубинными разломами) не является, по-видимому, единственным фактором усиления карбонатообразования в названных районах, во всяком случае, этот фактор не может быть решающим для Южной Аляски и юго-западной части Японских островов, где наряду с биогермами и биостромами широко проявлены песчанистые известняки, карбонатные песчаники и биогенно-хемогенные известняки (Южная Аляска). Несомненно, во всех этих районах важную роль в осадкообразовании этапа начала играть климатическая зональность — факторы более теплого климата с иным гидрохимическим режимом вод. С климатической зональностью связан своеобразный подтип вулканогенно-крабонатных ортогеосинклинальных прогибов Южной Аляски в триасе и юре.

Терригенно-карбонатные и карбонатные формационные группы, напоминающие поздний палеозой, продолжают играть заметную роль в балансе осадконакопления погружений на массивах Яно-Чукотского геоблока. Заметное карбонатообразование фиксируется здесь до конца триаса — начала юры, когда главную роль в пределах стабильных геоблоков начинают играть терригенные малоамплитудные прогибы, охватывавшие периферические их части (Омолонский массив, восточная окраина Сьюардского массива). Весьма близки к этому подтипу по характеру вещественного заполнения периферические параллические прогибы и впадины, развившиеся в конце триаса по границе ортогеосинклиналей Сихотэ-Алиня и Японских островов со стабильными блоками обрамления — «краевыми геоантиклиналями». Лагунная палеогеографическая обстановка периферических прогибов способствовала накоплению угленосных континентальных моласс (монгугайская свита и др.).

С юрским периодом связано наибольшее количество углепроявлений второго подэтапа. Региональной угленосности территории способствовала все возрастающая изоляция структурных элементов. Происходит и массовое появление крупных континентальных впадин с мощными угленосными (лимническими) формациями и континентальными молассами. Континентальные впадины явились элементом, существенно новым среди литолого-генетических форм региона. Их возникновение не было строго единовременным: в пределах Сино-Корейского геоблока они четко проявились в норийское время, в области Алдано-Станового геоблока — в ранней юре (Чульманские, Токинские и другие впадины), в Западном Забайкалье — в средней юре, а в других районах Забайкалья — только в конце юры. Столь же непостоянно размещение углепроявлений внутри впадин, залегающих на разных стратиграфических уровнях. С континентальными впадинами связаны главные массы юрских углей северо-западной части ТПП.

Вторая группа важных углепроявлений конца этапа, наследуемая от прежних эпох, сопряжена с формациями Приверхоянского краевого прогиба; локальные проявления угленосности известны также в параллических флишоидных толщах верхней юры Верхнего Приамурья.

Наземный вулканизм широко проявлялся на протяжении всего раннего — среднего мезозоя. Выбросы туфового материала и извержения лав преимущественно среднего (андезитового) и кислого (липаритового) состава особенно характерны для массивов и обрамления геосинклинальных зон. Среди многих примеров очень типичны проявления туфов и лав в пермских и триасовых отложениях Омолонского массива, наземного андезитового и липаритового вулканизма позднего па-

леозоя, триаса и ранней юры в поднятиях Хингана и Восточной Монголии, Западного Забайкалья, формирующие протяженные вулканические зоны. Вулканические туфы являются нередкими спутниками краевых частей морских терригенных прогибов, а в тех случаях, когда эти прогибы формировались на жестком сиалическом фундаменте обрамления массивов, вулканогенно-туфовые образования становились важной составной частью таких прогибов (средний триас о. Котельного и верхний триас Коркодона на Северо-Востоке СССР).

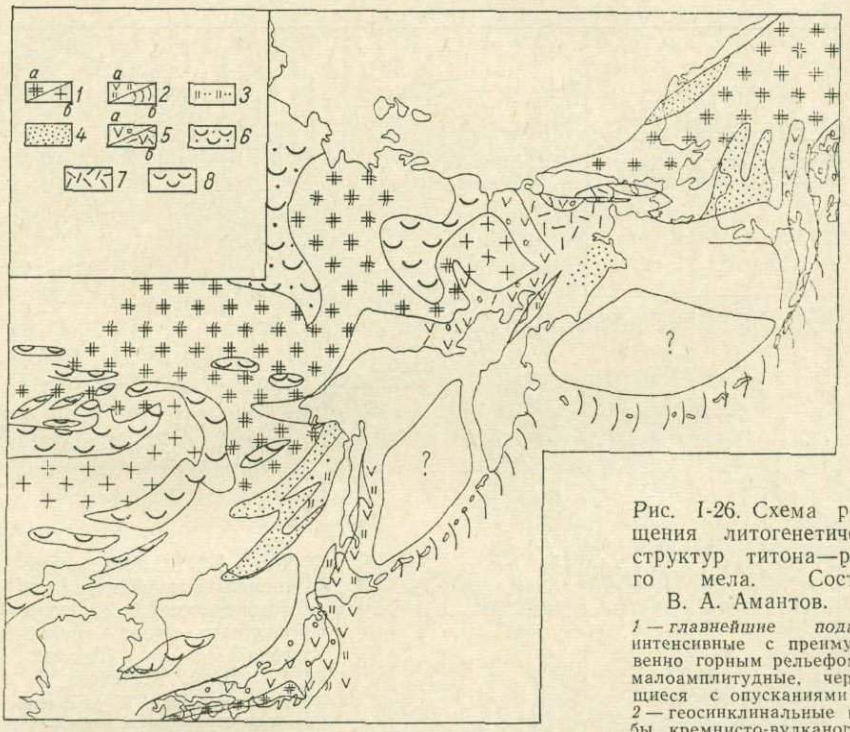


Рис. I-26. Схема размещения литогенетических структур титона—раннего мела. Составил В. А. Амантов.

1 — главнейшие поднятия: интенсивные с преимущественно горным рельефом (*а*), малоамплитудные, чередующиеся с опусканиями (*б*); *2* — геосинклинальные прогибы кремнисто-вулканогенные (*а*), *гипотетическая зона кремнисто-вулканогенных прогибов Периокеанического пояса (б)*; *3* — геосинклинальные прогибы кремнисто-терригенные (отдаленные); *4* — геосинклинальные терригенные прогибы; *5* — периферические прогибы стабильных блоков: вулканогенно-молассовые и молассовые (*а*), сложного формационного типа (*б*) (сочетание параллических угленосных, вулканогенно-молассовых и наземных андезит-липаритовых формаций); *6* — остаточные континентальные угленосные депрессии. *Структурные элементы активизации:* *7* — зоны континентального вулканизма (андезит-липаритовые и липаритовые формации); *8* — угленосные впадины (лимнические молассовые, вулканогенные, вулканогенно-молассовые).

Немало осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, как было видно, переходят из палеозоя в мезозой, не претерпевая существенных изменений. Новые, ранее неизвестные формационные типы появляются только в конце этапа. Таким новым элементом является, в частности, формация «зеленых туфов», упоминаемая североамериканскими исследователями при характеристике юрских разрезов Южной Аляски.

Титон (позднеюрский)-палеогеновый этап. Подобно предшествующему этот этап для большей части территории можно разделить на два подэтапа: позднеюрский — раннемеловой (рис. I-26) и позднемеловой — палеогеновый (рис. I-27). Граница обоих подэтапов выражена мощными тектоническими движениями, проявившимися в одних районах на рубеже раннего и позднего мела, в других — ближе к концу мела.

Наиболее характерной чертой рассматриваемого этапа является изначальная дифференциация территории на две части с противоположными литогенетическими тенденциями. Это, с одной стороны,

большая часть территории северо-востока современного Азиатского континента (за исключением Сихотэ-Алиня, Анюйского прогиба) и Центральная Аляска (за исключением некоторых прибрежных районов Аляски), ставшая уже в начале этапа областью формирования континентальных впадин, образующихся на общем фоне доминирующих поднятий, а с другой — область накопления морских формаций геосинклиналей Тихоокеанского кольца (кремнисто-вулканогенных, терригенных, флишевых, туффито-диатомитовых, молассовых и др.).

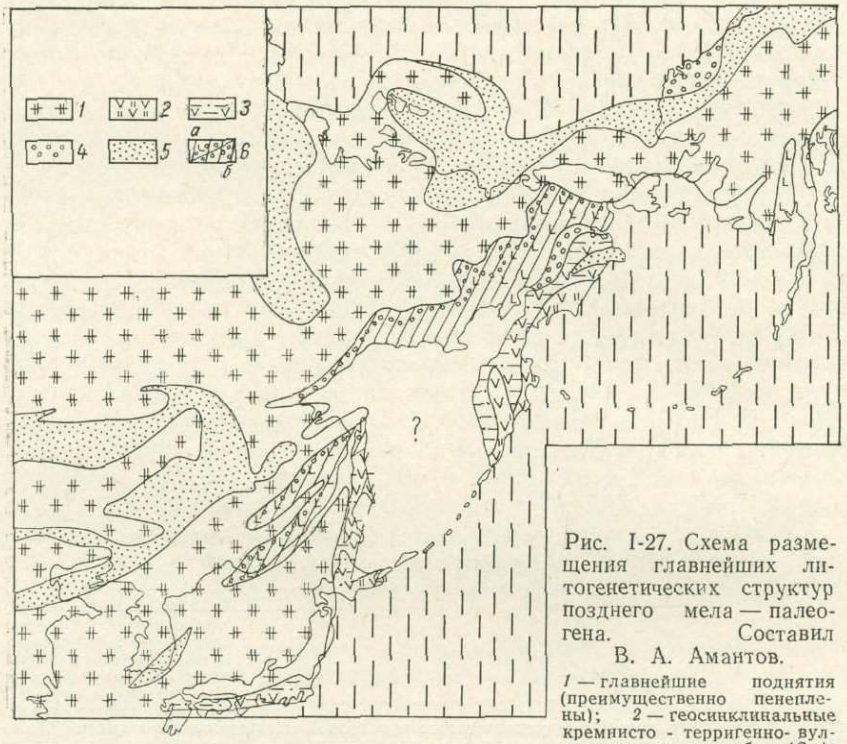


Рис. I-27. Схема размещения главнейших литогенетических структур позднего мела — палеогена. Составил В. А. Амантов.

1 — главнейшие поднятия (преимущественно пенепленены); *2* — геосинклинальные кремнисто - терригенно- вулканогенные прогибы (Cr_2); *3* — позднегеосинклинальные флишоидные прогибы; вулканогенно-флишоидные в начале, песчано-глинистые и туфо-диатомитовые в конце подэтапа; *4* — морские молассовые прогибы (Cr_2) и впадины (Pg); *5* — депрессии и впадины с локальным (преимущественно лимническим) осадконакоплением; *6* — зона блоковых поднятий и опусканий вулканогенного пояса; звенья пояса активные на протяжении всего подэтапа (*а*), слабо активные в послеаатское время, местами с базальтами (*б*).

Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, проявившийся в роли пограничной структуры между новообразованными геосинклиналями и Азиатским континентом, относится некоторыми исследователями к третьей седиментационной области первого порядка.

Рассматриваемый этап, выделяясь среди предшествующих большой тектонической активностью, отличался тем не менее достаточным постоянством климатической зональности. В пределах континента уже давно наметились три области [Синицын, 1962]: 1) умеренного гумидного климата, охватывавшая территорию Северо-Востока СССР и Станового—Джугджура; 2) теплого и умеренно теплого (временами субтропического) климата, занимавшая бóльшую часть Юго-Востока СССР, Японских островов, Южного Приамурья, Сахалина; 3) зона саванн (то сухих, то увлажненных в эпохи максимальных трансгрессий), размещавшаяся на территории Центральной Азии, удаленной от океана. Эта зональность очень существенно влияет на характер осадков континентальных впадин, определив ареалы угленосных лимнических и

пестроцветных формаций. Столь же постоянной была, по-видимому, зональность морских бассейнов, наследовавших для большей части бореальный режим предшествующего этапа (теплолюбивые формы появляются лишь на крайнем юге — в разрезах мела юга Приморского края и Японских островов).

С этим этапом связаны все главнейшие и наибольшие по масштабам проявления угленосности как во впадинах континента, так и в связи с параллическими формациями Тихоокеанского кольца, а также признаки и проявления нефтегазоносности (подробнее см. ниже).

Максимальный размах тектонического горного рельефа вопреки существующим точкам зрения (В. Н. Сакс) следует связывать с первым подэтапом — поздней юрой — ранним мелом, давшим главный объем континентальных накоплений во впадинах всех районов Восточной Азии. На крайнем востоке (Сахалин, Японские острова, Камчатка) возникновение максимальных некомпенсированных трогов и кремнистых прогибов связано с первым подэтапом и началом второго подэтапа (кремнисто-вулканогенные, терригенно-вулканогенные и терригенные песчано-глинистые формации). Тенденции к поднятиям на востоке становятся господствующей формой движений второго подэтапа, давшего пеструю гамму вулканогенно-флишевых туффито-диатомовых, вулканогенно-молассовых и зелено-туфовых осадков в инверсионных прогибах Тихоокеанского кольца.

Основные особенности мезозойского магматизма. *Континентальный сегмоид.* В первой половине мезозоя продолжалась стадия геосинклинального развития восточноазиатских подвижных областей и систем, заложенных в позднем палеозое (Сихотэ-Алинская, Верхояно-Колымская, Чукотская геосинклинали), и происходило дальнейшее развитие прогибов в Монголо-Охотской и Ниппонской подвижных областях. Лишь в некоторых регионах (Забайкалье, юго-западная часть Японских островов) ранний мезозой, ранний и отчасти средний триас в основном были временем устойчивого, местами интенсивного воздымания.

Магматические процессы в пределах слоистого покрова подвижных областей и систем в общем в эту стадию были проявлены слабо. Силлы и дайки триасовых и иногда более поздних габбро-диабазов, диабазов и порфиритов известны для ряда районов Верхояно-Колымской и Сихотэ-Алинской геосинклиналей. Иногда в этой ассоциации встречаются и покровы андезитов и туфов основного и среднего состава. Подвижная область, в которой отчетливо проявлен раннегеосинклинальный (инициальный) магматизм,— Чукотская. Здесь среди отложений нижнего — среднего триаса (кепервеемская свита) установлены типичные образования офиолитовой формации.

Излияния эффузивов преимущественно среднего состава в разрезе от перми до среднего триаса известны в зоне раннепалеозойской консолидации Забайкалья. В позднем триасе и ранней юре в регматических геосинклинальных прогибах (Хабаровском, Киселевском, Восточно-Сахалинском и др.) довольно широко развиты подводные вулканиты (диабазы, порфириты, спилиты). Конец инверсионной стадии развития, и в особенности постинверсионные стадии геосинклиналей континентального сегмоида характеризуются резким возрастанием магматической активности.

В Забайкалье [Интрузивные комплексы..., 1964] с наиболее интенсивными движениями в средней и поздней юре связано формирование кислых и ультракислых гранитов Цаган-Олуевского и Кукульбейского комплексов (140—175 млн. лет), внедрению которых предшествуют наземные излияния эффузивов близкого состава. В Даурской зоне им отвечает харалгинский комплекс. В ряде районов Забайкалья кислым и ультракислым гранитам предшествуют интрузии умеренно

кислого состава, наиболее распространенные в Западном Забайкалье (кыринский комплекс, 182—193 млн. лет; шахтаминский комплекс, 167 млн. лет, и др.).

Весьма сложен магматизм инверсионных и постинверсионных стадий складчатых областей Северо-Востока СССР. В поздней юре, вдоль окраины Колымского массива, сформировалась Уяндино-Ясачненская вулканогенная зона [Гавриков, Попов, 1963] внутриконтинентального типа, сложенная порфиритами, дацитовыми и липаритовыми порфирами. Наряду с излияниями здесь широко представлены субвулканические образования, экструзии и дайки. В пределах самой подвижной области этой внутриконтинентальной вулканической формации отвечает образование полей «добатолитовых» даек, преимущественно среднего состава, контролирующих главную золотоносность Колымского края. В самом конце юры или в неокоме сформировался комплекс колымских гранитоидов, слагающих цепь батолитов, протяженностью более 1500 *км*, приуроченную к системе региональных разломов обрамления Колымского массива. Наиболее ранние члены комплексов представлены гранитоидами повышенной основности, а последующие нормальными гранитами и ультракислыми разностями.

Сходный характер обнаруживает и синхронный магматизм Чукотской области.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь вступила в инверсионную стадию позже — в барем-альбское время. В этот период чрезвычайно активизировалась система региональных глубинных разломов Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва. С активизацей этой системы связано внедрение протяженной цепи интрузивов центрально-сихотэ-алинского и хунгарийского комплексов. Первоначально местами произошло внедрение гипербазитов и габбро (главным образом перидотиты и гарцбургиты); далее следуют граниты (иногда адамеллиты), наиболее широко развитые. Как правило, это крупные массивы. Иногда на участках локальных поднятий место гипербазитовых в начале серии занимают массивы ультраосновных — щелочных пород (например, Кокшаровский массив).

Таким образом, общими чертами эволюции магматизма складчатых областей мезозоид в позднеинверсионные их стадии являются: 1) резкое нарастание интенсивности и экстенсивности интрузивного магматизма против предшествующих доинверсионных стадий; 2) четкая связь интрузивного магматизма с системами региональных разломов; 3) общая направленность эволюции магматизма такова, что первоначально внедряются умеренно кислые, средние и отчасти основные магмы, эпизодически — ультраосновные, и в виде исключения — щелочные магмы, а за ними следует главная, резко количественно господствующая фаза — батолитовые интрузии кислых и ультракислых гранитов или лейкократовых «калиевых» гранитов, олово-редкометальной металлогенической специализации.

После наиболее напряженной складчатости в условиях прогрессирующей консолидации и нарастающей дифференциации тектонических движений, определился существенно иной тип тектонических процессов и магматизма. С поздней юры в Забайкалье, раннего мела в среднем Приамурье и на Северо-Востоке СССР и позднего мела в Сихотэ-Алине области мезозоид вступили в стадию глыбовых (блоковых) движений. Эти движения расчленили структуру на ряд взаимно перемещенных блоков, соприкасающихся по зонам протяженных интрарегиональных разломов. Разломы, контролирующие ограничения блоков, отмечены линейными цепочками гипабиссальных интрузивов или центров вулканизма, нередко кососекущих складчатую структуру или поперечных по отношению к ней.

Среди этих комплексов отчетливо намечаются две петрохимические ветви, различные по своей металлогенической специализации:

1) сложно дифференцированные комплексы многофазных интрузий, колеблющиеся по составу от диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых монцонитов до гранитов. Петрохимически эта ветвь имеет четко выраженные тенденции к повышенному содержанию калия и пересыщению глиноземом против средних типов. С кислыми членами этой серии ассоциирована оловянная и частично олово-полиметаллическая минерализация (омсукчанский комплекс на Северо-Востоке СССР, бачелазский и верхнеудоминский на Сихотэ-Алине, мяо-чанский в Приамурье и др.);

2) менее резко дифференцированные комплексы среднего и реже умеренно кислого состава от диоритов (диоритовых порфиритов) до плагиогранитов, преимущественно слагающих дайковые поля или штоки. Петрохимически они резко отличаются от первой монцонитовой ветви господством натрия среди щелочей, а также заметно повышенным содержанием кальция и магния. Металлогеническая специализация интрузивных образований этой ветви — золото, молибден, полиметаллические руды. В отдельных вариантах — золото, ртуть, сурьма (нерчинско-заводской комплекс в Забайкалье, октябрьско-иораханский в Приамурье).

В структурном отношении интрарегиональные разломы, контролирующие размещение интрузий рассматриваемого типа, ответвляются от более крупных региональных разломов (Охотского, Центрально-Сихотэ-Алинского, Буреинского и др.), в свою очередь использованных более ранними крупными интрузиями позднеинверсионной или постинверсионной стадий развития.

Дальнейшая эволюция магматизма складчатых областей мезозоид после их консолидации в позднем мезозое, а также областей их древнего обрамления протекает уже в иной специфической геотектонической обстановке постконсолидационной и платформенной тектоно-магматической активизации.

Переходный сегмоид. В северной части сегмоида в Корякском нагорье верхнеюрские — нижнемеловые вулканические породы представлены главным образом измененными в различной степени базальтами, спилитами и диабазами. Однако наиболее мощные толщи вулканогенно-осадочных пород известны на о-вах Сахалин и Хоккайдо и в северо-восточной части о. Хонсю. Для них характерна ассоциация основных эффузивов с кремнями, линзами известняков и мощными пачками глинистых осадков.

Присутствие пластов агломератов и так называемых «диабазовых туфов», а также «граувакк» с обломками спилитов и базальтов сближает вулканогенно-осадочные толщи южной части Переходного сегмоида с позднемеловой формацией геосинклинальных базальтов. Возможно, что к этой же формации относятся и мезозойские вулканогенные породы Корякского нагорья. Об этом свидетельствуют некоторые петрографические данные — преобладание в лавах вкрапленников моноклинного пироксена и плагиоклаза [Аникеева, 1965], а также петрохимический состав пород, среди которых встречаются производные оливиново-щелочной и толеитовой базальтовых магм (данные Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецова). На о. Хоккайдо отмечены также щелочные долериты [Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961]. Во многих случаях вулканические породы мезозойского возраста подверглись метаморфизму и превращены в зеленые сланцы, которые часто содержат глаукофан (например, в зоне Камуикотан на Хоккайдо, на Сахалине, в Понтонейских горах и в бассейне р. Майн в Корякском нагорье).

Недостаточно четкое разделение палеозойских и мезозойских вулканогенных образований порождает затруднения при расчленении ассоциирующихся с ними интрузивных пород. В пределах Переходного сегмоида — от бассейна р. Анадырь до Хонсю — широко представлены различные комплексы гипербазитов и габбро, а также сопутствующих им плагиогранитов. Наиболее крупные массивы гипербазитов расположены в Корякском нагорье. Некоторые из них достигают очень больших размеров: так, например, Усть-Бельский массив выходит на площади 900—1000 *км*^{2}. А. Ф. Михайлов [1963] подчеркивал недифференцированный характер интрузивов и преобладание среди слагающих их пород гипербазитов — гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, дунитов и пироксенитов. Очень близок к этим интрузивам Тамватнейский и другие массивы, расположенные вблизи северной границы промежуточной зоны в Корякском нагорье. Многочисленные небольшие конкордантные тела серпентинитов, образовавшихся за счет дунитов, оливинитов, гарцбургитов, верлитов и пироксенитов распространены среди палеозойских (?) — мезозойских вулканогенно-кремнистых пород Корякского нагорья и Сахалина; они ассоциируются с мелкими штоками и дайками габбро и диабазов. В Корякском нагорье установлены сложные интрузивные тела, в которых наблюдается переход от габбро к плагиогранитам, а также массивы плагиогранитов. Однако роль кислого и особенно среднего магматизма ничтожна по сравнению с основным и ультраосновным.

Среди интрузивных пород, встречающихся среди позднеюрских — раннемеловых вулканогенных образований Корякского нагорья, о-вов Хоккайдо и Хонсю, по-видимому, преобладают габброиды [Аникеева, 1965; Михайлов, 1963; Geologic Development..., 1965), в том числе оливиновое и соссюритовое габбро, габбро-диорит и роговообманковое габбро. Кроме них отмечаются гипербазиты и диабазы и в подчиненном количестве диориты, плагиограниты и гранодиориты.

На Хоккайдо в пределах зон Камуикотан и Хидака, сложенных верхнеюрскими и нижнемеловыми вулканогенными породами, присутствуют крупные тела серпентинитов, которые считают позднемеловыми, так как они прорывают фаунистически охарактеризованные осадочные породы верхнего мела.

Таким образом, несмотря на недостаточную изученность этих магматических пород, можно сделать вывод о том, что они принадлежат к формациям собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон. По-видимому, для более древних комплексов (палеозойских? — мезозойских) характерно преобладание гипербазитов, а для более молодых — габбро (соответственно перидотит-пироксенитовая и дунит-пироксенит-габбровая формация). Несколько особняком стоят упоминавшиеся выше крупные гипербазитовые массивы Корякского нагорья. Различные исследователи по-разному трактуют возраст этих массивов, относя их или к раннемеловому, или к позднемеловому времени. Возможно, это эти интрузивы действительно являются относительно молодыми и их появление объясняется существованием глубинных разломов.

Для Переходного сегмоида характерно практически почти полное отсутствие орогенных (инверсионных) магматических формаций. Исключение представляют два района. Первый из них расположен в центральной части Камчатки и представляет собой ограниченный разломами блок метаморфических пород, с которыми ассоциируются крупные массивы гранитоидов: гнейсогранитов, биотитовых, двуслюдяных гранитов, лейкократовых гранит-порфиров и плагиогранитов. Ни возраст, ни тектоническое положение метаморфических пород и гранитоидов не установлены. Предполагается, что этот выступ представляет собой «осколок» гипотетического Охотского массива. Другие исследо-

ватели [Лебедев, Бондаренко, 1962] связывают образование метаморфических пород и гранитоидов с локальными процессами ультраметаморфизма, которым подверглись позднемеловые осадочные толщи.

Второй район локального развития гранитоидов известен в самой южной и северо-восточной частях метаморфического пояса Хидака на о. Хоккайдо, где, по данным японских геологов [Geologic Development..., 1965], интенсивные поднятия в позднем мелу (во всяком случае до эоцена) завершились формированием зонально расположенных роговиков, сланцев и гнейсов. Одновременно по краю поднятия внедрялись габбро (несколько генераций) и, наконец, граниты. В конце мела — начале палеогена магматизм в прилегающей к континенту части Переходного сегмоида почти полностью прекратился, тогда как в его приокеанической части обособился протяженный эвгеосинклинальный магматический пояс.

На протяжении значительной части Переходного сегмоида — от бухты Натальи на побережье Берингова моря (Корякское нагорье) до северо-восточной оконечности о. Хоккайдо (п-ова Немуро) в сантоне, кампане и маастрихте накопилось до 7—10 *км* лав и осадочных пород, состоящих в основном из обломков вулканических пород и их минералов. Тесная ассоциация этих пород с яшмами и окремнелыми глинистыми породами, содержащими радиолярии, нередко шаровые и подушечные строения лавовых потоков, не оставляют сомнения в том, что извержения происходили в подводной обстановке. Целый ряд признаков указывает на относительно глубоководные условия отложения вулканокластического материала.

Детальное изучение петрографических особенностей вулканических пород, проведенное В. К. Ротманом и Б. А. Марковским, позволило установить отличие этой формации от «классических» спилито-диабазовых и других раннегеосинклинальных формаций [Ротман, Марковский, 1965].

Сходство минерального и химического состава позднемеловых вулканических пород Периокеанического пояса в сочетании с особенностями этого состава позволяют сделать вывод о том, что большинство пород происходит из однородной базальтовой магмы повышенной щелочности, в общем отвечающей современным представлениям о щелочной оливиново-базальной магме. Следует заметить, однако, что вопрос о роли толеитовой магмы в позднемеловом вулканизме не может считаться окончательно решенным, так как во многих случаях установлены базальты переходного или толеитового состава.

Все сказанное позволяет отнести позднемеловые вулканогенно-осадочные комплексы Периокеанического пояса к формации геосинклинальных базальтов.

Интрузивные магматические формации, ассоциирующиеся с ранней стадией развития Периокеанического пояса, относятся к двум группам. Первая из них представлена небольшими массивами, внедрившимися вдоль тектонических швов, ограничивающих Периокеанический пояс. Они обычно связаны с оперяющими разломами и располагаются как среди верхнемеловых вулканогенных пород, так и в прилежащих породах «рамы». На Камчатке к этому типу относится комплекс гипербазитов, габбро и сиенитов Срединного хребта, которые образуют самостоятельные тела или сложно построенные массивы. Гипербазиты представлены главным образом пироксенитами с биотитом; однако отмечены также оливиниты и горнблендиты. Заключительная фаза формирования этого комплекса сопровождалась интенсивным калиевым метасоматозом. Согласно данным М. К. Косько, аналогичный комплекс пород распространен также в южной части Корякского нагорья на левобережье р. Ачайваям.

В Корякском нагорье интрузивные породы, располагающиеся вдоль ограничивающего Периокеанический пояс Вивникского тектонического шва, не обнаруживают повышенной щелочности и могут быть, по мнению Л. И. Аникеевой, отнесены к габбро-оливинитовой формации. К последней принадлежат также интрузивные породы Восточного Сахалина.

Таким образом, рассмотренная группа представлена двумя магматическими формациями — гипербазит-габбро-сиенитовой и габбро-оливинитовой, соотношение между которыми в настоящее время не установлено. К другой группе магматических формаций принадлежат гипербазитовые массивы Восточной Камчатки и о. Карагинского, пространственно тяготеющие к выходам позднемеловых вулканогенно-кремнистых пород. Эти массивы сложены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами и диаллагитами. По мнению Н. В. Луцкиной, они по своему петрографическому составу и геологической позиции являются типичными представителями дунит-гарцбургитовой формации раннего этапа развития геосинклинально-складчатых областей. Очевидно, происхождение двух групп формаций может быть различным: если первая группа, несомненно, является производной базальтовой магмы, то вторая может не иметь прямой связи с базальтами.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Мезозоиды Востока СССР придали внешней зоне ТПП тот неповторимый облик, который признается некоторыми учеными только за герцинидами. Следует напомнить высказанную в 1956 г. Н. С. Шатским мысль, что «...герциниды, занимающие громадную площадь с их невероятными количествами кислой магмы, являются кульминационным пунктом развития складчатости земной коры (разрядка наша. — *Л. К.*), который дал огромное количество полезных ископаемых эндогенного происхождения, почти всю гамму соответствующих месторождений, термальных, метасоматических и т. д. Любопытно также то обстоятельство, что герцинские граниты и гранитоиды часто захватывают не только области герцинид как таковых, но выходят далеко за их пределы, создавая иногда очень широкий ареал гранитных интрузий в прилегающих платформах» [1965, т. IV, с. 197].

Однако если обратиться к ТПП, то, заменив в вышеприведенной цитате слово «герциниды» на «мезозоиды», необходимо будет признать, что энергично подчеркнутая мысль Н. С. Шатского может быть распространена и на Циркум-Тихоокеанские структуры. Это относится как к первой, так особенно и ко второй половине цитаты, где Н. С. Шатский справедливо говорит о широком ареале гранитоидов внескладчатых областей. Кстати сказать, мезозойским движениям и созданным ими структурам все большее внимание уделяется и в Средиземноморском подвижном поясе.

В дискуссии, развернувшейся на Международном коллоквиуме по тектонике альпийской зоны (Тбилиси, октябрь, 1965 г.) и позднее на выездной сессии наук о Земле (1966 г.) Л. И. Красным, В. И. Смирновым, Г. А. Твалчрелидзе было указано, что Кавказские мезозоиды имеют право на самостоятельное существование. Однако неоспоримо, что подлинное царство мезозоид находится на Востоке СССР и других регионах ТПП.

В мезозое крупные глыбовые структуры — геоблоки, столь четко индивидуализированные на Востоке СССР и сопредельных территориях, в целом сохранили специфику, уже обозначившуюся в среднем и позднем палеозое.

Однако нельзя пройти мимо четко выраженной тенденции постепенного отступания все более молодых морских геосинклинальных про-

гибов на восток, в сторону Тихого океана. Этот несомненный процесс, отмеченный ранее многими исследователями, сопровождался и омоложением магматизма во внегеосинклинальных областях в том же восточном направлении. Особенно четко его можно проследить в Амурском геоблоке и обрамляющих его с севера жестких сооружениях.

Второй важной чертой мезозойской геологической истории является расчленение ее на несколько подэтапов, которые не всегда совпадают с делением на периоды и эпохи Международной геохронологической шкалы. Так, ранний и отчасти средний триас почти повсюду тесно связаны с пермью и образуют единый комплекс — континентальный в Южном Приамурье и на Корейском полуострове, наземный вулканогенный на северо-восточной окраине Сибирской платформы и морской на большей части Верхояно-Колымской геосинклинальной области. В регионах, где инверсионные и постинверсионные позднепалеозойские — раннетриасовые *геотектонические движения играли* существенную роль — в Монголо-Охотской подвижной области и Сихотэ-Алинской и Ниппонской подвижных системах начиная с конца ладинского века и до одного из веков поздней юры, происходило геосинклинальное накопление осадков. Далее следуют подэтапы, охватывающие титон-неоком (местами до раннего альба включительно) и сеноман (или поздний альб) — маастрихт (местами до палеоцена включительно). *Первый из этих подэтапов во внешней зоне (Ленский бассейн, Момо*-Зырянский прогиб, прогибы западной части Монголо-Охотской области) характеризуется континентальной седиментацией и промышленной угленосностью.

В Сихотэ-Алинской системе и во внутренней зоне ТПП конец юры и значительная часть мела были охвачены морским осадконакоплением. Однако и здесь позднеальбская седиментационная пауза почти повсюду четко обозначена.

В триасе и большей части юры в пределах Яно-Чукотского геоблока *продолжались нисходящие движения с образованием однородных* терригенных формаций. В Амурском и Ниппонском геоблоках происходили в течение всего мезозоя сложные дифференционные движения. Эти геоблоки продолжали оставаться весьма мобильными структурами. Резкое усиление реактивации произошло в Сино-Корейском и Алдано-Становом геоблоках. Во второй половине мела четко проступали контуры Охотского и Берингового геоблоков.

На известную унаследованность в развитии геоблоков в мезозое (триасе, юре и особенно в мелу) накладывается грандиознейший процесс гранитообразования, охвативший все геоблоки континентального сегмоида.

В Верхояно-Колымской и Чукотской областях, в Монголо-Охотской, Большехинганской и Сихотэ-Алинской областях, в юго-западной части Японских островов, являющейся типичным материковым фрагментом, в Центральной Аляске, в Становой области, в Южном Приамурье, на Корейском полуострове — повсюду развиты кислые и умеренно кислые интрузии, *создавшие ту неповторимую магматическую и* металлогеническую специфику, на которую впервые обратил внимание С. С. Смирнов более двадцати лет назад.

Если выйти за пределы рассматриваемого региона, то мезозойские гранитоиды прослеживаются в катазиатском блоке каледонид и вдоль массивов (существующих и гипотетических) в Индокитае, Малайе и, по-видимому, в Восточной Австралии. В Северной Америке растянутые цепи гранитоидов трассируются вдоль Тихоокеанской и Кордильерской (по Ф. Кингу) складчатых областей, местами проникая далеко на восток в окраинную зону Северо-Американской платформы. В Андах и Антарктандах также известны протяжения интрузии гранитоидов. Вопросы генезиса этого планетарного циркумтихоокеанского процесса

образования гранитоидов и возможные связи его с процессами образования базальтов в Тихом океане будут рассмотрены в заключительной части этого тома.

Если принять во внимание количество кислой магмы, поднятой к поверхности геоида в ТПП, а также заключенные в нем эндогенные рудные месторождения, то вряд ли вышеприведенное замечание о кульминационной роли герцинид останется в силе.

Выяснение закономерностей развития мезозойского осадконакопления, магматизма и структур земной коры имеет большое теоретическое и практическое значение. В пределах Дальнего Востока и Северо-Востока СССР в мезозое существовали почти все типы подвижных областей и систем.

1. Развивающиеся на жестком, в целом слабо раздробленном основании с однородным терригенным осадконакоплением (литического или эпикратонного типа). Эти своеобразные геосинклинальные области (Верхояно-Колымская, Чукотская) либо почти лишены инициального магматизма, либо он близок к платформенному (трапповому).

2. Сформировавшиеся на сильно раздробленном фундаменте с разнообразными кремнисто-вулканогенно-терригенными отложениями, нередко с рифовыми постройками (Сихотэ-Алинская геосинклинальная система). Подвидом этих структур являются регматические геосинклинальные прогибы короткого развития (период — два периода).

3. Образованные на опущенных краевых частях массивов, близкие по типу осадконакопления к литическим подвижным областям Северо-Востока СССР (Монголо-Охотская геосинклинальная область).

4. Сводово-глыбовые (Селенгино-Яблоновая, Становая) подвижные области, развивающиеся на плутоногенных стабилизированных структурах с континентальным осадконакоплением и вулканизмом и четко выраженными рядами интрузивных (гранитоиды и щелочные гранитоиды) и интрузивно-эффузивных ассоциаций. К этому типу принадлежат, например, рифтовые системы (Южная Якутия), образовавшиеся на месте зоны разлома в сводовой структуре.

5. Близкие по условиям образования, но имеющие самостоятельный тип развития окраинно-материковые вулканогенные пояса и их звенья — вулканогены с закономерно сменяющимися по вертикали андезитовыми, риолитовыми и базальтовыми формациями (Восточно-Сихотэ-Алинский, Охотский, Чукотский, Чугоку и другие влуканогены).

6. В мезозое на тихоокеанских окраинах продолжалось унаследованное развитие ортогеосинклинального пояса Фрэзер и пояса Симанто (Шиманто).

КАЙНОЗОЙ

Последняя, еще не завершенная эра неогея — кайнозойская, насчитывает около 60 млн. лет, т. е. по своей продолжительности сопоставима с некоторыми, наиболее длительными периодами этого геохрона (кембрий — 75—80 млн. лет; карбон — 54 млн. лет; мел — 60 млн. лет). Многие особенности кайнозоя — осадконакопление, органическая жизнь, вулканизм — исследованы с большой детальностью и с более обоснованным использованием метода актуализма, чем это можно было сделать по отношению к эрам далекого геологического прошлого. Восток СССР вместе с расположенными вблизи него зарубежными территориями в кайнозое и в современную эпоху находился и находится в особо благоприятном положении для изучения и сопоставления разнообразных структурных обстановок геологическими, петролого-геохимическими и геофизическими методами. К сожалению, эти возможности использованы еще мало.

Обзор истории геологического развития по периодам связан с известными трудностями: границы систем международной шкалы (мел — палеоген; палеоген — неоген; неоген — четвертичная система) не совпадают с геологическими событиями северо-западной части ТПП, хотя в целом каждая из систем кайнозоя имеет свои особенности.

В палеогене площадь седиментации по сравнению с мелом заметно сократилась. Это относится как к Континентальному сегмоиду, так и в меньшей степени к Переходному. В разобщенных обширными поднятиями впадинах континентальных геоблоков — Яно-Колымского, Амурского и Сино-Корейского — накопление плиоцен-эоценовых наземных вулканических образований и пресноводно-континентальных отложений происходило в основном в спокойной обстановке.

В позднем эоцене — раннем и среднем олигоцене происходила активизация тектонических движений, усиление вулканических процессов и дифференциация рельефа. Следует подчеркнуть, что в регионах, расположенных ближе к Переходному сегмоиду (Восточный Сихотэ-Алинь, Корейский полуостров), мощность континентальных толщ палеогена достигает 1000—1300 *м*.

В Переходном сегмоиде, в Ниппонском, Охотском и Беринговском геоблоках отчетливо намечаются два типа разрезов: параллический, часто значительной мощности (до 3000 *м*), завершающий геосинклинальное развитие некоторых подвижных систем (например, Охотско-Корякской, отчасти Хоккайдо-Сахалинской и Южно-Аляскинской) или образующий слабо деформированный чехол мобильных окраин жестких сооружений (юго-западная часть Японских островов, Северная Аляска); и геосинклинальный с морскими и местами с подводными вулканогенными толщами (геосинклиналь Симанто, Олюторский прогиб, геосиклинали Восточной Камчатки).

Морские палеогеновые отложения (эоцен и эоцен — средний олигоцен, верхний олигоцен), предваряющие мощное неогеновое геосинклинальное осадконакопление имеют обычно однородный состав терригенных толщ и иногда немного вулканитов (свита Поронай на о. Хоккайдо, краснопольевская и такардайская свиты на Сахалине, богачевская свита на Камчатке, формация Пауль-Крик Юго-Восточной Аляски).

Магматизм палеогенового времени был наиболее ярко проявлен в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене, где широко развиты: 1) раннепалеогеновая дацит-липаритовая («порфировая») формация (1500—2000 *м*) и ассоциирующие с ней интрузии гранитоидов верхнеудоминского комплекса. Раннепалеогеновые вулканиты (66—44 млн. лет) здесь залегают с резким угловым несогласием на отложениях верхнего мела; 2) позднепалеогеновая андезито-липаритовая формация (700 *м*), тесно пространственно и генетически связанная с габбро, диоритами и гранитоидами прибрежного комплекса. В Охотско-Чукотском вулканогене палеогеновые основные вулканиты (плато-базальты) завершают эпоху его активной магматической жизни.

В ряде вулканических зон Сихотэ-Алинской подвижной системы палеогеновые образования приурочены к узлам пересечений тектонических разломов различных направлений. К ним приурочены кальдеры опускания, трещинные излияния лав и мощные извержения центрального типа. По соседству в вулкано-тектонических грабенах и кольцевых депрессиях накапливались угленосные и осадочно-вулканогенные отложения умеренной (не свыше 300 *м*) мощности.

В Переходном сегмоиде о палеогеновом магматизме сведений очень мало. Так, в «Геологии СССР» [1964], в т. 31, посвященном геологии Камчатки и Курильских островов, магматизм этого времени почти совсем не рассматривается. Краткие данные приводятся о палеогеновых интрузиях (диориты, гранодиориты, реже габбро) Корякского

нагорья. Эффузивный магматизм в течение большей части палеогена также был редуцирован. Только в его верхах в Олюторском прогибе появляются маломощные покровы базальтов и андезитов, чередующиеся с туфами, агломератовыми лавами и туфо-песчаниками. Впрочем эти толщи уже относятся, вероятно, к новому позднеолигоценовому — неогеновому циклу.

В неогене за сравнительно короткое время (24 млн. лет) на Востоке СССР и в соседних областях существенно изменяется географический ландшафт и тектонический режим. По сравнению с палеогеном расширилась континентальная и морская седиментация, активнее стали вулканические процессы, резко омолодился рельеф суши, обострилась дифференциация корово-мантийных разломов в пограничной зоне Тихоокеанского талассократона. Родились островные дуги. В их пределах за геолгоически небольшой срок сформировались позднепалеогеновые — неогеновые складчатые системы, обычно тесно связанные с позднемеловой предысторией, и цепи вулканических островов.

В Континентальном сегмоиде неогеновые отложения нередко залегают непосредственно на меловых образованиях (например, в грабенах и депрессиях Северо-Восточной Монголии), а чаще были ограничены палеогеновыми бассейнами седиментации (Амурско-Приморская, Яно-Колымская и Ленская области). В последнем случае нижне-среднемиоценовые отложения обычно составляют единую толщу с олигоценовыми. Однако имеются и значительные блоки суши, где неоген лежит на подстилающих палеогеновых осадках с размывом (Бохайская область седиментации на востоке Сино-Корейского геоблока).

Сводя данные по истории геологического развития рассматриваемой территории в неогене, можно отметить следующие общие закономерности.

1. В большинстве районов миоценовые отложения начинаются грубообломочными толщами и завершаются песчано-глинистыми с пластами угля. В раннем и особенно в среднем миоцене возрастает вулканическая активность среднего и основного состава (андезиты, андезито-базальты).

В миоцене продолжались нисходящие движения в пределах наиболее крупных низменных континентальных равнин (Амуро-Зейская, Ханкайская, Сунляоская), составляющих опущенные части массивов (Хэгано-Буреинского, Ханкайского) (рис. I-28).

2. Плиоценовые отложения представлены существенно грубообломочными толщами, которым подчинены тонкозернистые пачки. Они отлагались в условиях нарастающей дифференциации вертикальных тектонических движений с резким преобладанием воздыманий. Так, например, восходящие движения в Сихотэ-Алине в плиоцене создали горный рельеф, в межгорных и внутригорных понижениях образовались толщи мощностью 100 *м* и более. Мощные трещинные излияния базальтов преобразовали рельеф Сихотэ-Алиня. Лавы выполнили многие речные долины и различного типа впадины и создали вулканические плато.

3. Горообразование в неогене охватило большую часть Континентального сегмоида неодновременно и неоднотипно. В миоцене умеренное сводово-глыбовое воздымание имело место в Забайкалье и сопредельных с юга зарубежных территориях. Позднее, в плиоцене, контрастный горный рельеф сформировался в Сихотэ-Алине. Это показывает, что восходящие активные тектонические горообразовательные движения мигрировали с запада на восток.

В Переходном сегмоиде роль неогенового периода, несомненно, была революционной. Как и в другие переломные времена, эта критическая эпоха была подготовлена предшествующим ходом геологических событий, первые проблески которых можно найти еще в позднем мелу. Однако анализ хода геологических событий показал, что в нео-

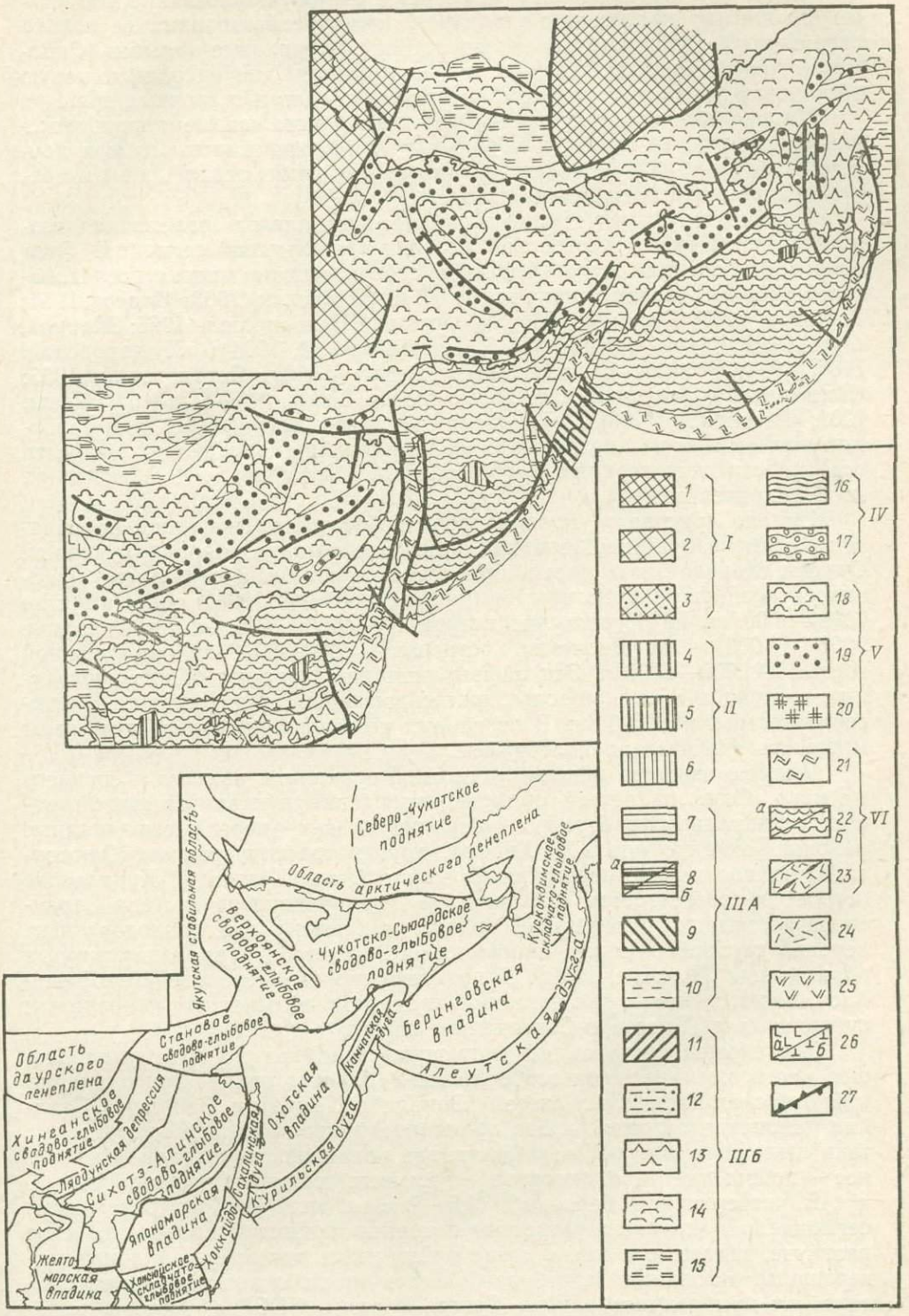


Рис. I-28. Палеотектоническая схема миоцена.
Усл. обозначения см. на рис. I-7.

гене произошла кульминация геосинклинального накопления в регионах, ранее уже завершивших инверсию и складкообразование и местами накопление молассового комплекса. Эти преобразования не только разрушили выдвинутые далеко на восток материковые глыбы (Сино-Корейская, вероятно, Охотская и Беринговская), но и создали новую обстановку краевых морей, глубоководных впадин и островных дуг.

Корово-мантийные процессы, возможно, выраженные в приближении к поверхности геоида глубинных течений конвекционного или другого типа, привели к важнейшим изменениям в типе земной коры в пределах современных окраинных морей.

Какими же фактическими данными располагает современная геологическая наука о неогеновой истории Переходного сегмоида? Этот вопрос в последние годы привлек к себе внимание многих исследователей и целых геологических школ [Васильковский, 1963; Власов, 1964; Горшков, 1967; Горячев, 1966; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Марков, Соловьева, Чехович, 1967; (Б. А. Петрушевский, 1964); Пущаровский, 1963, 1964; Ротман, Сытина, 1966; Рудич, 1962; Святловский, 1966; Сытина, 1966; Тектоника..., 1963; Тихонов, 1961, 1964; Тихонов, Риваш, 1961; Фаворская, 1966]. Появилась серия палеогеографических и палеотектонических схем по отдельным эпохам неогена, помогающих раскрыть особенности этого периода (Г. М. Власов, Е. М. Рудич, С. Н. Алексейчик, А. В. Горячев и др.).

Начало «распада» стабилизированной в палеоцене — эоцене области падает на олигоцен (средний, или чаще поздний) — ранний миоцен. Однако главная эпоха прогибания была в неогене. За это время накопилось осадков: в Олюторском прогибе — 4000—5000 *м*, на Камчатке 7000—9000 *м*, на Курильских островах — 4000—5000 *м*, на Сахалине 9000—10 000 *м*, на Японских островах — 5000—6000 *м*, на Южной Аляске — 6000—8000 *м*. Эти цифры лишь регистрируют общие нисходящие тенденции огромной зоны, протягивающейся от о. Кюсю до Корякского нагорья на 7000 *км*. В отдельных неогеновых прогибах этой зоны мощность значительно колебалась.

Широко известен мощный островной вулканизм раннего и среднего миоцена. Одна из ветвей области накопления вулканитов протягивается от западного побережья Сахалина на юг (через юго-западные районы Хоккайдо вдоль о. Хонсю), другая трассируется от Олюторского залива на юг, пересекая по длинной оси Камчатку, Курильские острова и северо-восток о. Хоккайдо. Для вулканитов неогена характерна ассоциация основных и средних по химизму лав, разнообразных, нередко грубообломочных пирокластических пород и вулканомиктовых образований [Ротман, 1965]. В позднем миоцене — плиоцене наблюдалась смена состава вулканогенных продуктов от основных к кислым и субщелочным (Восточно-Сахалинские горы).

Неогеновый интрузивный магматизм занимает по объему небольшое место, но имеет свои особенности. В районах ранней консолидации кайнозойских подвижных систем (Западная Камчатка, Западный Сахалин, Японские острова) в это время внедрялись мелкие интрузивные тела щелочного состава, в районах, где подвижность сохранилась позднее — небольшие тела диоритов, кварцевых диоритов и гранитов.

В четвертичном периоде* (1,5—2 млн. лет) в Континентальном сегмоиде ряд крупных депрессий и горных поднятий продолжал свое развитие, начавшееся еще в конце олигоцена и в миоцене. Плиоцен-четвертичные отложения занимают большие пространства в пределах арктических прибрежных равнин Северо-Востока СССР и Аляски, в депрессиях Дальнего Востока, в Северо-Восточной Монголии и к востоку

---

* Подробное описание истории геологического и геоморфологического развития см. т. I.

от нее. В последних регионах к плиоцен-раннечетвертичному времени приурочено излияние основных эффузивов, образующих характерные плато. В районах устойчивого осадконакопления (депрессии Амуро-Зейская, Ханкайская и Сунляо) нижнечетвертичные отложения образуют единый комплекс с плиоценовыми толщами. Во многих межгорных впадинах (Нижне-Приамурские, Уссурийские и др.) нижнечетвертичные отложения залегают на неогене с размывом.

Неотектонические движения в четвертичное время были весьма разнообразны по характеру и амплитуде в разных частях Континентального сегмоида. В самом общем виде можно отметить, что активизация этих движений и омоложение рельефа особенно резко сказались в плиоцен-раннеплейстоценовое время. В позднем плиоцене и голоцене имели место сводовые (Верхоянский, Яблоновый и Становой хребты) и сводово-глыбовые движение (в других регионах).

Перемежаемость ледниковых и межледниковых эпох, морских трансгрессий и регрессий (например, на Чукотском полуострове), создание и уничтожение поверхностей выравнивания — все эти взаимосвязанные процессы создали современный облик континентальной части Северо-Восточной Азии. Заметную роль в становлении рельефа в некоторых районах Забайкалья, Приамурья, Сихотэ-Алиня сыграли и вулканические процессы плиоцен-раннечетвертичного времени.

В Переходном сегмоиде история четвертичного периода наиболее изучена на Японских островах [Кропоткин, Шахварстова, 1965]. В крупных депрессиях, расположенных вдоль побережья Японского моря и Тихого океана, в плиоцен-раннечетвертичное время имели место нисходящие движения, во время которых накопилась толща параллических осадков мощностью свыше 2000 *м*. В среднем плейстоцене отложения были главным образом лагунные и эстуариевые (до 300 *м*). В обширной области Кванто (Канто) в позднем плейстоцене преобладали террасовые осадки и пепловые слои. И, наконец, в голоцене имело место накопление разнообразных аллювиальных дельтовых и морских слоев. В течение всего плиоцен-четвертичного времени происходили вулканические извержения в начале основного и среднего состава (плиоцен — средний плейстоцен) и позднее — кислого и среднего состава (поздний плейстоцен — голоцен).

В целом же в Переходном сегмоиде дифференцированные молодые движения создали сложную обстановку, в которой образовались многочисленные поднятия и погружения линейного и складчато-глыбового типа. Не исключено, что в раннечетвертичное время происходили слабые складчатые дислокации (охотская фаза, по И. Б. Плешакову). Вулканизм четвертичного времени хорошо известен в Ниппонском поясе, в Курило-Камчатском вулканическом поясе и в Алеутско-Южно-Аляскинском поясе. Только в Курило-Камчатском поясе ежегодно образуется около 400 млн. *т* пирокластического материала (см. т. III).

ОБЩАЯ СВОДКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Переходя к сводному описанию истории геологического развития Востока СССР и сопредельных территорий в кайнозойскую эру, необходимо сделать следующие предварительные замечания.

Несмотря на известную специфичность эволюции Континентального сегмоида в это время (сокращение площадей осадконакопления, почти полное прекращение интрузивного и ослабление эффузивного магматизма) в отдельных регионах наблюдается унаследованное развитие с мелового периода.

Еще более, чем в мелу, стирается разница в особенностях тектонического режима в геоблоках как внутри Континентального, так и Переходного сегмоидов; однако общие контуры геоблоков и их известная

индивидуализация сохраняются, что позволяет дать обобщенную их характеристику. Эта индивидуализация связана не только с их тектонической предысторией (ее значение в целом уменьшается), но и с климатическими факторами.

Карты палеогеографические и географические, гипсометрические, геоморфологические и климатической зональности достаточно четко показывают обоснованность районирования на геоблоки и в кайнозое.

Амурский геоблок. В кайнозое подвижные области и системы Амурского геоблока продолжали свое постинверсионное сводово-глыбовое развитие. Многообразный процесс горообразования с формированием положительных и отрицательных тектонических структур (межгорных и предгорных впадин и широких депрессий) то усиливался, то ослаблялся.

На западе, в Северо-Восточной Монголии и Забайкалье, продолжалось общее воздымание. Здесь в палеогене была низкогорная страна с контрастным глыбовым рельефом. Осадки накапливались в Восточно-Гобийской, Тамцанской и других впадинах (пестроцветные осадки эоцена — 200 *м* и олигоцена — 60 *м*). В неогене в этом районе контрастность движений усилилась и уже в грабенах Хангайско-Хэнтейского района непосредственно на осадках мелового возраста отложились сероцветные грубообломочные толщи мощностью несколько десятков метров.

В позднем миоцене активность движений еще более увеличилась, к концу неогена сформировалась горная страна с гребнями хребтов, достигающими 2000—2500 *м*. На границе неогена и четвертичного периода отмечено излияние базальтов, происходившее на фоне общего глыбового воздымания. В раннечетвертичное время это воздымание создало горную страну (средние горы на юге и низкие горы на востоке). В геологически более древнем Приаргунье преимущественно развиты слабо расчлененные денудационные равнины, поднимавшиеся вдоль окраин Далайнорской депрессии на 200—300 *м*. В среднем плейстоцене в эпоху оледенения в результате усиления неотектонических движений произошли рост гор и глубокое расчленение древних поверхностей выравнивания. Одновременно с ростом гор нисходящие движения сформировали ряд впадин (Кыринскую и др.). Дальнейшее спокойное моделирование рельефа привело к его современному виду.

Кайнозойская история Приамурья и Сихотэ-Алиня несколько отличалась от вышеописанной. В палеогене, неогене и, отчасти, в четвертичное время осадки накапливались в Амуро-Зейской, Верхнезейской, Среднеамурской, Нижнеамурской, Уссури-Даубихинской, Ханкайской, Южно-Приморской и Восточно-Сихотэ-Алинской впадинах или в группах впадин на территории Советского Союза и южнее во впадинах Сунляо, Иланьской, Притуманганской и др.

В наиболее крупных из этих впадин в кайнозое формировался горизонтально лежащий чехол, перекрывающий древнее докембрийское или более молодое палеозойское и мезозойское основание массивов (Хэгано-Буреинского, Ханкайского и др.). Во всех впадинах и депрессиях различается сложное блоковое строение фундамента. Они представляют собой сочетание различных грабенов и близких к ним структур, разобщенных горстовыми поднятиями. Так, например, в относительно лучше изученной межгорной Среднеамурской впадине, по данным В. Г. Варнавского, глубина залегания пород складчатого основания в юго-восточной части впадины 2000—2700 *м* при средней глубине погружения 1000—1500 *м*. Близкие величины погружения предполагаются для Верхнезейской впадины. Выясняется, что блоковые движения кайнозойского времени создали асимметричность впадин с крутым бортом, тяготеющим к более подвижным частям складчатых сооружений.

Накопление континентальных толщ в таких крупных впадинах, как

Среднеамурская, происходило в течение палеогена и неогена. В начале миоцена в них отмечены размывы, а в начале плиоцена ослабление погружения или даже небольшое воздымание. В плиоцен-раннечетвертичное время увеличивается амплитуда поднятий в соседних горных сооружениях и грубообломочный материал заполняет соседние участки впадин.

Во многих случаях в пограничных с впадинами приподнятых районах синхронно с развитием погружений происходила энергичная вулканическая деятельность. Так, в обрамлении Среднеамурской впадины широко распространены покровы андезитов, андезито-дацитов (палеоцен), кислых эффузивов, андезитов и андезито-базальтов (эоцен), базальтов (верхний миоцен — нижний плейстоцен). Южнее известно излияние щелочных лав Мергеня.

Сино-Корейский геоблок. Палеогеновые, неогеновые и более молодые отложения, развитые во впадинах Желтого моря, Хэхуайской, бассейна р. Ляохе и западного побережья Корейского полуострова объединены Ю. Б. Устиновским в Бохайскую область седиментации.

Во впадинах Желтого моря предполагается развитие морских палеогеновых и миоценовых отложений. Хэхуайская впадина, занимающая бóльшую часть Северо-Китайской низменности, как и упоминавшиеся выше впадины Амурского геоблока, имеет асимметричное строение. Об этом можно судить по мощности палеогеновых отложений: 1700 *м* на юго-востоке и 900—700 *м* на севере. Миоценовые отложения (400 *м*) залегают на палеогене с размывом. Такие же соотношения наблюдаются между миоценом и плиоценом (500 *м*). Эти континентальные толщи относятся к своеобразной красноцветной континентальной формации, отличающейся от внутриконтинентальной пониженным содержанием извести и гипса и увеличением свободных окислов железа и марганца. По направлению к северу во впадинах геоблока постепенно начинают преобладать сероцветные континентальные формации.

Обобщая данные, приведенные в т. II, отметим следующие главные этапы геологического развития геоблока: в палеогене значительная часть геоблока подвергалась выравниванию; в эоцене — олигоцене наряду с умеренным сводово-глыбовым воздыманием происходило погружение днища впадин и депрессий. Иногда море проникало довольно далеко на запад (впадина Сунляо). Некоторые впадины (например, Фушаньская) были ограничены разломом и представляли собой типичные грабены.

В самом конце палеогена и в начале неогена имело место общее поднятие геоблока и размыв палеогеновых отложений, однако после небольшого перерыва в большинстве впадин продолжалось унаследованное прогибание. Во второй половине миоцена более энергичным воздыманием были охвачены Шаньдунское, Тайханшаньское и другие поднятия. В конце плиоцена вновь усилились восходящие движения, приведшие к перерыву в осадконакоплении. В ряде районов в это время изливались базальтовые лавы.

Яно-Колымский геоблок. В раннем палеогене в этом геоблоке продолжалось выравнивание рельефа, начавшееся еще в позднем мелу. К первой половине палеогена относится погребенная кора выветривания (до 2—5 *м*), сохранившаяся в некоторых районах Колымского массива (Алезейское плоскогорье) и в основании разрезов ряда межгорных впадин (Бугчанской, Борулахской и др.). На Новосибирских островах в самом конце мела — среднем палеогене (до эоцена включительно) накопилась мощная серия (1200—1300 *м*) осадочных (лимнических) толщ. Оживление тектонических движений в геоблоке относятся к олигоцену. В это время усилились сводово-глыбовые движения. Амплитуда вертикальных перемещений в олигоцене и миоцене

достигала 1000 *м*. Это обусловило резкое омоложение ранее выравненного рельефа. Во впадинах (Бугчанской и др.) в олигоцене — миоцене накопились грубообломочные толщи мощностью в несколько сотен метров.

Во многих районах Яно-Колымской и Чукотской подвижных областей в кайнозое имела место вулканическая деятельность. Вслед за плиоценовым выравниванием рельефа в самом конце эпохи и в раннечетвертичное время начался новый этап активизации неотектоники движений и омоложения рельефа.

Окраинноматериковый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс. Отдельные звенья пояса (вулканогена) на окраине Азиатского материка в кайнозое развивались неодинаково. В одних (Восточный Сихотэ-Алинь, юго-восточная часть Корейского полуострова и юго-западная Японских островов продолжалось мощное накопление осадочно-вулканогенных толщ, а в других (Охотско-Чукотское звено) уже в палеогене произошло завершение активных вулканических процессов.

В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене осадконакопление и магматизм являлись непосредственным продолжением соответствующих процессов конца позднего мела [Салун, 1964]. В результате палеоценовой вулканической деятельности в пределах нагорья накопилась толща кислых эффузивов и туфов (600 *м*). В соседних впадинах туфогенные палеоценовые осадки составили всего 100 *м*. Конец палеоцена и ранний — средний эоцен были эпохами спокойного развития вулканогена. В позднем эоцене и раннем олигоцене усилилась вулканическая деятельность (потоки андезитов и андезито-базальтов мощностью 100—300 *м*). К концу палеогена извержения кислого состава охватили значительную часть вулканического нагорья. Одновременно расширились и площади осадконакопления. Принос кремнезема в озера и лагуны создал благоприятные условия для накопления опок, трепелов и диатомитов.

В миоцене вновь изменился состав вулканических продуктов. В северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена (от бухты Кхуцин до низовьев р. Амур) накапливались базальты, андезиты, андезито-базальты и их туфы (до 1000 *м*). В пределах вулканогена плиоцен ознаменовался энергичными восходящими движениями, в связи с которыми в межгорных впадинах отложились грубообломочные толщи. В самом конце неогена и в начале четвертичного времени мощные трещинные излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав (до 300 *м*) заполнили речные долины и другие негативные формы рельефа и образовали вулканические плато.

В Пусанском (Цусимском) вулканогене в кайнозое продолжалось накопление осадочно-вулканогенных и вулканогенных толщ, преимущественно кислого (риолитового) состава. На о. Чечжудо в Цусимском проливе распространены верхнеплиоценовые покровы риолитов, трахитов и их туфов. Верхи вулканогенной толщи сложены четвертичными андезитами и базальтами.

Вулканоген Чугоку (Тюгоку) юго-западной части Японских островов после палеоценового поднятия в течение эоцена — среднего олигоцена испытывал в западной части умеренное погружение. Во впадинах древнего залива Сиранухи накапливались параллические толщи, почти не содержащие вулканических продуктов. Только в позднем олигоцене среди морских толщ появляются туфы кварцевых андезитов. В неогене вулканическая активность резко возросла. Согласно сводке Т. Матсумото [Matsumoto, 1963], в северной части вулканогена вдоль побережья Японского моря выделяются несколько стадий вулканизма (табл. I-3).

Несмотря на наличие в неогене морских и параллических толщ, характер вулканизма и последовательность извержений в вулканогене Чугоку весьма сходны с таковыми в Восточно-Сихотэ-Алинском вулка-

Таблица I-3

Юный вулканизм Япономорского региона

Возраст	Стадия	Вулканические серии	Осадочные толщи
Плейстоцен	Позднейшая	Оливиновый базальт, трахит	Морские
Плиоцен	Поздняя	3-я вулканическая серия Известково-щелочные породы: андезит, калиевый риолит	Морские
Поздний миоцен			
Средний миоцен	Средняя	2-я вулканическая серия Известково-щелочные породы: натровый риолит, высокоглиноземистый базальт	Морские и континентальные (внизу)
	Начальная	1-я вулканическая серия Толеит, высокоглиноземистый базальт	Переслаивание морских и континентальных (в средней части)

ногене. Крайний западный фланг вулканогена Чугоку (провинция Сайкай) характеризовался в неогене континентальным режимом и наличием плато-базальтов плиоцен-плейстоценового возраста.

Матсумото подчеркивает, что в юго-западной части Японских островов в позднем мелу и неогене земная кора имела «кратонный характер», что сказалось на особенности неогенового вулканизма, относящегося к кайнозойской петрографической провинции щелочных пород.

В Охотско-Чукотском вулканогене в кайнозое наступила эпоха угасания магматической активности. К палеогену здесь относятся плато-базальты, перекрывающие палеоцен-эоценовые континентальные толщи. В неогене вулканическая деятельность в пределах Западного и Северного Приохотья почти прекратилась, только вблизи восточного побережья Пенжинской губы известны андезиты, перекрывающие верхнепалеогеновые туфо-песчаники. Однако неогеновые вертикальные дифференцированные движения, как и повсюду в Континентальном сегмоиде, были довольно активны.

На северном побережье Охотского моря отложения неогена (в том числе и морские) достигают значительной мощности (до 1000 *м*).

Переходный сегмоид. Позднемеловая и кайнозойская история Переходного сегмоида весьма специфична, вследствие особого состояния в его пределах земной коры и верхней мантии. Расположенные здесь геоблоки Ниппонский, Охотский и Беринговский как бы заходят друг за друга, смещаясь к северо-востоку. Их фронтальная внешняя часть, обращенная к талассократону Тихого океана, окаймлена островными дугами и глубоководными желобами, а тыловая внутренняя покрыта водами краевых морей — Японского, Охотского и Берингова. Острова Японские, Курильские, Алеутские и п-ова Камчатка и Аляска, а также более крупные фрагменты суши, составляющие выступы Северо-Востока Азии и Северо-Запада Америки, не дают возможности уверенно увязать верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные толщи этих регионов. Хотя реконструкция геологических событий в упомянутых выше геоблоках и является задачей увлекательной, но, к сожалению, она еще далека от решения.

Благодаря эшелонированному захождению геоблоков и их сопряжению под значительными углами (несколько больше или меньше прямого) ряд подвижных тектонических систем находится в двух соседних геоблоках (Хоккайдо-Сахалинская и Камчатско-Корякская подвижные системы). Подобные же сопряжения легко заметить и в более южных геоблоках Переходного сегмоида.

Ю. М. Пущаровский [1964, 1965] предложил иное районирование рассматриваемой территории. В пределах выделенного им Азиатско-Аляскинского сектора различаются тектонические и складчатые системы. К первым отнесены Амурско-Аляскинская, Камчатско-Курильская и Японская тектонические системы, а ко вторым — Сахалинская складчатая система.

Ниппонский геоблок. Рождение островной дуги и распад стабилизированной в мелу и палеогене суши Северного Хонсю начались, по данным японских геологов, в самом раннем миоцене. Погружение достигло кульминации в конце среднего миоцена, после чего здесь вновь стали преобладать восходящие движения. Регенерированная Северо-Хонсюйская подвижная система, которую относят к внутреннему поясу Северо-Восточной Японской дуги представляет собой своеобразную вулканическую геосинклиналь весьма короткого периода развития. Среди накопленных здесь осадков (6000 *м*) значительное место занимает формация зеленых туфов. Происхождение ее, по В. К. Ротману [1965], связано с размывом вулканических островов, которые составляли специфическую надводную или подводную кордильеру. Лавы и другие вулканические продукты были андезитового состава. Таким образом, мощные неогеновые толщи Северо-Хонсюйской геосинклинали можно сравнивать с флишоидными осадками позднегеосинклинальной стадии других подвижных областей.

Северо-Хонсюйская подвижная система охватывает юго-западную часть о. Хоккайдо, северо-восток о. Хонсю и район Уэтсу, расположенный непосредственно к востоку от грабена Фосса-Магна. В раннем миоцене в прогибах этой системы накапливались потоки лав андезитов и риолитов, сопровождавшиеся различного рода пирокластическим материалом, включая зеленые туфы (свыше 1000 *м*). В среднем миоцене активность вулканизма еще более возросла. Она характеризовалась кислыми и средними вулканическими породами и зелеными туфами (500—1000 *м*), а в районе Уэтсу — различными андезитами, базальтами, дацитами, риолитами и их туфами.

Во второй половине среднего миоцена и в позднем миоцене вулканическая деятельность заметно ослабевает. В это время происходит наиболее крупная неогеновая трансгрессия, в результате которой накопились мощные толщи (до 1600—1700 *м*) однородных глинистых осадков. В конце миоцена начались воздымания, сопровождавшиеся усилением вулканизма. В результате восходящих движений ранее широкий бассейн разделился на узкие изолированные впадины. В плиоцене поднятия становятся еще более ощутимыми. Верхи неогенового разреза представлены грубообломочными формациями, иногда с кислыми туфами.

В районах развития неогеновых отложений отмечаются цепочки интрузий кварцевых диоритов, которые обычно называются «третичными гранитоидами». Они распространены вдоль разломов, рассекающих комплекс основания неогеновых толщ, представленный большей частью мезозойскими гранитоидами. Хунахаши и Фуджита [Geologic Development..., 1965] справедливо указывают, что эти граниты могут быть связаны с процессами реактивации. Неогеновые отложения смяты в относительно пологие линейные и брахискладчатые формы. Складки часто перебиты сбросами небольшой амплитуды.

Весьма интересный пример разрывных и пликативных структур представляет зона линейно-складчатого неогенового комплекса района Уэтсу с разломом Ишигава-Шизуоки (Фосса-Магна).

Дальнейшее развитие Северо-Хонсюйской подвижной системы происходило в условиях сводово-глыбовых движений, при активном наземном вулканизме, всесторонне изученном геологами Японии [Kuno, 1955]. По подсчетам А. Сугимуры, Т. Матсуды и других в четвертичное время на Японские острова было выброшено около 5000 $км^3$ вулканических продуктов при соотношении мафических (андезиты и базальты) и сиалических (риолиты и дациты) составляющих 8 : 2. Причем на андезиты приходится примерно 75% всех вулканитов.

Охотский геоблок. Прогибы и поднятия Хоккайдо-Сахалинской подвижной системы в кайнозое развивались неравномерно. [Сычев, 1966]. Палеогеновая стабилизация, завершившая развитие мезозойского цикла на о. Хоккайдо, доказывается накоплением в эоцене и раннем олигоцене параллических угленосных осадков (до 3000 *м*). Изменение тектонического режима наступило в позднем олигоцене, представленном морскими толщами (1500 *м*) нижней терригенной формации (аргиллиты с прослоями карбонатных пород), характерной для этапа начального геосинклинального опускания. В неогене в Западном Хоккайдо развивался прогиб Исикари, продолжавшийся к северу на о. Сахалин. Миоценовые отложения (1500 *м*) образуют своеобразные толщи, где преобладают терригенные и вулканогенные отложения. Последние на о. Хоккайдо, так же как в других регионах Переходного сегмоида, характеризуются формацией зеленых туфов.

На западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория на верхнемеловых отложениях с размывом и стратиграфическим несогласием залегают палеогеновые отложения, сходные по типу с соответствующими отложениями Хоккайдо. Это тоже преимущественно континентальные эоценовые — нижнеолигоценовые отложения (2500—3000 *м*). Геосинклинальное прогибание здесь начинается в среднем или позднем олигоцене. Морские терригенно-вулканогенные толщи верхнего олигоцена — низов среднего миоцена (5000—6000 *м*) представлены переслаивающимися туфогенными песчаниками, алевролитами, туффитами и туфами, прослоенными нередко покровами базальтов, андезитов и андезито-базальтов.

После краткого периода воздыманий (позднедуйское время) в Исикари — Западно-Сахалинском прогибе продолжается мощное осадконакопление до конца плиоцена. Любопытно отметить, что доверхнедуйская осадочно-вулканогенная толща принадлежит к геосинклинальным образованиям очень характерного для некоторых альпийских геосинклиналей типа. Сходное ритмичное переслаивание андезитов и морских терригенных пачек известно в южной части Аджаро-Триалетской системы в толщах того же возраста. Несмотря на попытки пересмотреть принадлежность всех сахалинских кайнозойских отложений к геосинклинальным образованиям [Мезо-кайнозойская история..., 1967], один из авторов этой работы (А. С. Шуваев) признает, что Западно-Сахалинский прогиб унаследован в палеогене и неогене от позднемелового и его правильно относить к зонам, «... в которых наблюдается своеобразная попытка регенерации геосинклинального процесса на меловом складчатом основании» (с. 91).

Другой кайнозойский геосинклинальный прогиб прослеживается от восточной части Хоккайдо через Курильские острова к Восточной Камчатке. Его особенности близки к Исикари — Западно-Сахалинскому, хотя и имеют некоторые отличия. В южной части Восточного Хоккайдо палеогеновые отложения континентальные или параллические. В неогене (3500 *м*) в разрезе появляются морские терригенные толщи, представленные в нижней части разнообразными песчаниками и алевроли-

тами, а в верхней — туфогенными образованиями, содержащими прослои и пачки лав андезитового состава. Здесь также известна формация зеленых туфов. В верхах разреза появляются грубообломочные толщи и лигниты.

Вероятно, с позднего олигоцена начинается прогибание в Большом Курильском геосинклинальном прогибе, где развиты в неогене сходные по типу отложения мощностью 4000 *м*.

Все кайнозойские отложения обычно, включая и плиоцен,— складчаты. Иногда это пологая, как пишут японские геологи, субгеосинклинальная складчатость, а нередко настоящая линейная.

Для о. Сахалин характерно наличие брахискладок и куполовидных складок преимущественно в северной части острова и линейных складок на юге. На востоке острова [Тектоника..., 1963], с севера на юг, могут быть выделены 16 антиклинальных зон и поднятий. Для зон, расположенных к югу от п-ова Шмидта (Эхабинская, Сабинская, Некрасовская) харктерно развитие куполовидных складок и брахиантиклиналей в неогеновых отложениях. Далее к югу брахискладки сменяются линейными пологими симметричными складками с углами падения крыльев 30—45° (Паромайская, Оссойская и другие антиклинальные зоны). В северной части острова расположена крупная синклинальная зона (Байкальская) с локальными антиклинальными куполовидными складками. На западе Сахалина для самых северных антиклинальных зон — Энгизпальской и Лангрыйской — также характерно развитие брахиантиклинальных складок.

К югу от этих зон основной складчатой структурой Западно-Сахалинского антиклинория является крупная линейная Камышевская антиклиналь. В ее строении принимают участие меловые, палеогеновые и неогеновые породы. Среди меловых пород отмечаются второстепенные линейные, вытянутые в северо-западном направлении, симметричные и асимметричные, узкие, с крутыми крыльями, иногда опрокинутые антиклинальные складки, а среди кайнозойских пород — брахискладки. В южной части острова расположено несколько антиклинальных зон (Айнская, Томаринская, Крильонская и Первомайская), для которых характерно преобладание линейных антиклиналей с углами падения крыльев от 15 до 40°. Складки часто осложнены сбросами.

В пределах Тымовской синклинальной зоны, приуроченной к центральной части Центрально-Сахалинского синклинория, установлены как гребневидные, так и пологие антиклинальные складки.

Охотско-Корякская подвижная система. В пределах этой системы море после тектонических движений в самом конце мела регрессировало и на месте Срединного хребта возникло поднятие, которое в дальнейшем, как указывает Г. М. Власов [Геологические предпосылки..., 1963], обусловило различную геологическую обстановку Западной и Восточной Камчатки. На Западной Камчатке, к югу от Диагонального шва [Ротман, 1964], в палеоцене происходило накопление континентальных и лагунных толщ значительной (4000 *м*) мощности. Подобные же отложения известны в Марковской впадине, в анадырской и аляскинской группах впадин. В течение раннего и среднего эоцена накапливались морские терригенные осадки (1000 *м*), а в позднеэоценовое время этот бассейн обмелел и морской режим сменился лагунно-континентальным. К северу от Диагонального шва, по-видимому, в течение всего палеогена преобладало морское осадконакопление.

В олигоцене произошло значительное погружение в прогибах Северо-Западной Камчатки и в Опукско-Пекульнейском прогибе Корякского нагорья. Отложения олигоцена представлены терригенными, сравнительно глубоководными осадками с редкими прослоями туфов. Эти олигоценовые прогибы, возможно, относятся к типу пригеосинклинальных, открывавшихся на север и восток.

Раннемиоценовое время характеризовалось усилением воздыманий и проявлением складчатых дислокаций (курильская фаза). Однако на Западной Камчатке эти поднятия были малозаметны, так как осадконакопление умеренной мощности здесь продолжалось с небольшими перерывами до конца плиоцена. В конце миоцена и в плиоцене море было мелководное, а местами произошло осушение некоторых прогибов или превращение их во впадины, где отлагались грубообломочные осадки. Наиболее резко поднятия сказались к концу плиоцена. На Западной Камчатке в плиоцене (?) образовались щелочные интрузии. Слабое складкообразовательное движение в конце плиоцена обусловило пологую складчатость.

В миоцене северо-западная часть Камчатки и некоторые районы Корякского нагорья продолжали развиваться как пригеосинклинальные прогибы. В результате поднятий в начале миоцена в центральной части Камчатки возникла островная вулканическая дуга, явившаяся естественным разделом между Охотско-Корякской подвижной системой и Курило-Восточно-Камчатской активной геосинклинальной системой.

Кайнозойские складчатые и разрывные движения определили основной структурный план п-ова Камчатка. В расположении главных тектонических элементов Камчатки большинство исследователей усматривает северо-восточную ориентировку, совпадающую с осью полуострова. Однако на территории Камчатки тектонические движения в кайнозое проявились неравномерно. Наметилось отчетливое усиление напряженности тектоники с запада на восток и с юга на север, что особенно сильно проявилось в особенностях и количестве разрывных нарушений.

Для западной половины Камчатки более характерны сбросы, хотя в зоне диагонального шва [Ротман, 1964], имеющего северо-западное направление, отмечаются сдвиговые нарушения.

В пределах сложно построенного Западно-Камчатского региона выделяются южная (Большерецкая впадина) и северная части, где расположен Тигильский антиклинорий, отделенный от Срединного поднятия (массива) синклинорием — Паланской впадиной. Южная часть Западной Камчатки отделяется от северной крупной приразломной впадиной («Ичинский прогиб») северо-западного простирания.

Большерецкая впадина (рис. I-29), расположенная в южной части Западной Камчатки, развивается на жестком основании, сложенном метаморфическими породами. Неогеновые отложения залегают здесь преимущественно моноклинально с падением на юго-запад под углами 3—5, до 10—15°. Местами отмечаются пологие складки меридионального и северо-западного простираний, а также брахиантиклинальные складки.

В сложном Тигильском антиклинории выделяется 5 антиклинальных и 4 синклинальные зоны. В пределах антиклинальных зон развита система кулисообразно расположенных линейных антиклинальных складок, осложненных надвигами. В ряде случаев устанавливается асимметричное строение складок: западные крылья антиклиналей несколько более пологие, чем восточные, и имеют углы падения 20—30°, тогда как на восточных крыльях углы падения слоев достигают 60—70°.

Паланская впадина обычно рассматривается как синклинорий, расположенный между Тигильским и Центрально-Камчатским антиклинориями. Она сложена преимущественно самыми молодыми неогеновыми отложениями, собранными в пологие складки (северо-восточного простирания) с углами падения крыльев 2—6°.

Курило-Восточно-Камчатская геосинклинальная система. Эта система прослеживается на 2600 *км* от восточной части о. Хоккайдо через Курильскую островную дугу и Восточную

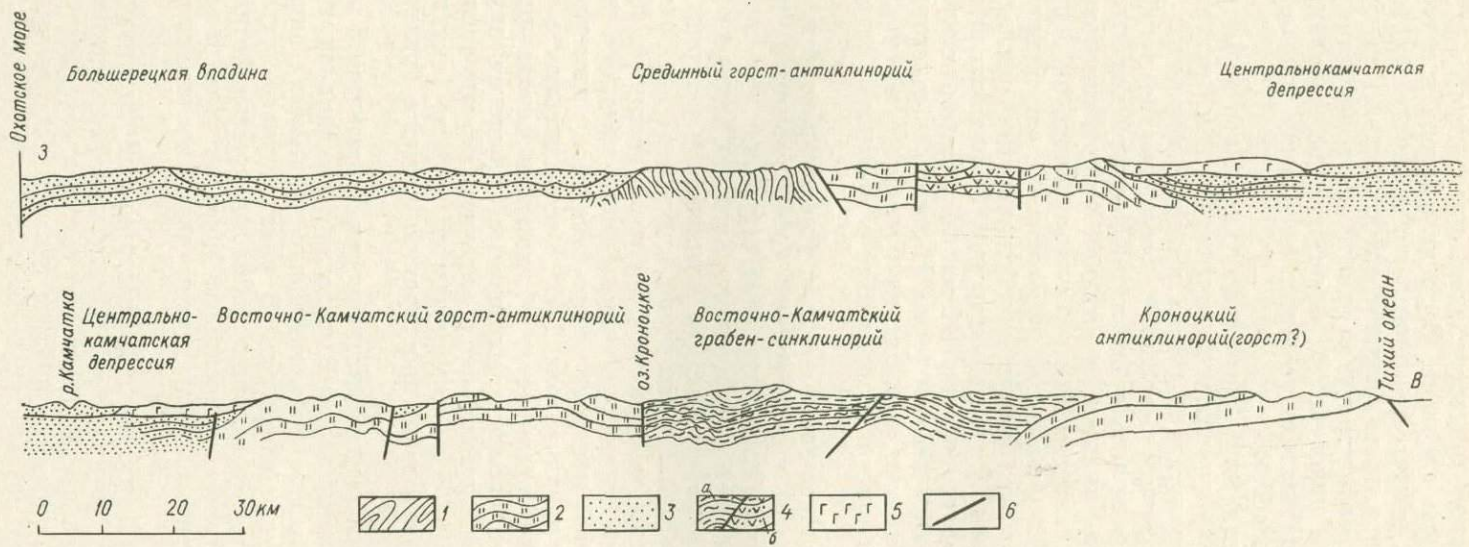


Рис. I-29. Геологический разрез Камчатского полуострова от Большерецкой впадины до Кроноцкого антиклинория. Составил В. К. Ротман.

1 — палеозой—мезозой (?), метаморфические породы; *2* — верхний мел—палеоген, вулканогенно-кремнистые породы; *3* — палеоген—неоген, угленосные отложения; *4* — неоген, флишоидные (*а*) и вулканогенно-молассоидные образования (*б*); *5* — четвертичные базальты; *6* — разрывы.

Камчатку к Олюторскому прогибу. Геологическое строение юго-западного фланга — Восточного Хоккайдо [Мезо-кайнозойская история..., 1967; Geologic Development..., 1965] имеет большое значение, так как там вскрывается мезозойский (юра — мел) фундамент молодой кайнозойской подвижной системы, еще не завершившей своего развития. В южной подзоне Восточного Хоккайдо выше слабо дислоцированных сенонских вулканогенно-осадочных толщ (3000 *м*) распространены верхнеэоценовые — олигоценовые континентальные и частично паралические толщи умеренной мощности, характеризующие район палеогеновых поднятий. В неогене здесь произошло погружение, и мощность морских миоценовых толщ с подводными вулканитами в верхних частях разреза достигает 3500 *м*. Плиоцен залегает в южной подзоне почти горизонтально на дислоцированных породах неогена. Эта подзона, по-видимому, продолжается в Малую Курильскую гряду, где выше верхнемеловых складчатых толщ несогласно залегают, возможно, палеогеновые континентальные основные эффузивы.

В северной подзоне Восточного Хоккайдо неогеновые отложения значительной мощности (4800—5500 *м*). Они сопоставимы с соответствующими отложениями Большой Курильской гряды, где неогеновые отложения отдельных островов (Кунашира, Итурупа, Парамушира и Шумшу) еще недостаточно четко скоррелированы. В основании разреза неогена Восточного Хоккайдо находятся зеленые туфы — сильно измененные андезиты, агломераты и туфобрекчии с прослоями и пачками аргиллитов, туфогенных песчаников и редко покровов риолитов. В конце миоцена и в плиоцене вулканическая активность резко падает. В это время образуются впадины, в которых накапливались грубообломочные осадки и туфы (300 *м*). Неогеновые отложения смяты в пологие складки.

В четвертичное время на стабилизированном основании возникают в континетальных условиях вулканы, в которых наблюдается такая последовательность вулканических событий (от ранних к поздним): 1) оливинсодержащие гиперстен-авгитовые андезиты; 2) спекшиеся риолитовые туфы; 3) оливинсодержащие гиперстен-авгитовые андезиты; 4) гиперстенсодержащие авгит-оливиновые базальты; 5) авгит-гиперстеновые андезиты; 6) пемзы и вулканические пеплы.

Данные об истории геологического развития Курило-Восточно-Камчатской системы в кайнозое были опубликованы В. В. Белоусовым, Е. М. Рудичем [1960], Г. М. Власовым [1964], А. В. Горячевым [1966] и др. Этими данными можно пользоваться с одной поправкой. По-видимому, преувеличено значение эоценовых поднятий в Восточно-Камчатской зоне. Последние данные Б. Х. Егиазарова с соавторами [Геология и полезные ископаемые..., 1965], А. М. Садреева и Б. К. Долматова [1965] по разрезам палеогена в Кроноцко-Олюторском прогибе указывают, что в эоцене и олигоцене здесь накапливались мощные (до 10 000 *м*) геосинклинальные терригенно-вулканогенные толщи, содержащие потоки подводных шаровых лав базальтов и прослои карбонатно-кремнистых пород.

К верхнему олигоцену относятся ритмично наслоенные толщи, известные под названием «восточнокамчатского туфогенного флиша». Вероятно, в Юго-Восточной Камчатке и северной группе Курильских островов также должны присутствовать эоцен-олигоценовые геосинклинальные толщи. Ценно замечание А. В. Горячева, что «... в среднем и верхнем олигоцене произошло резкое усиление общей тектонической подвижности восточной и центральной областей Камчатки; на Восточной и Центральной Камчатке подвижность была в два-три раза выше, чем на Западной Камчатке, где мощность рассматриваемых здесь отложений составляла 2000 *м* против 5000—7000 *м* в первых двух районах» [1966, с. 125].

В раннем — среднем миоцене в Восточной Камчатке имела место фаза тектогенеза (курильская), сопровождавшаяся поднятиями и складчатыми движениями. Однако эта фаза, проявившаяся неповсеместно, не прекратила геосинклинального развития системы, так как мощное осадконакопление продолжалось и позднее. В Южной Камчатке, в Большой Курильской гряде и, как указывалось выше, на Восточном Хоккайдо в раннем миоцене широко развита формация зеленых туфов. В среднем миоцене состав вулканогенных продуктов изменяется, появляются, как указывает Г. М. Власов, кислые (роговообманковые) андезиты и дациты. В это время вулканы извергали большие массы вулканических пеплов. Мощность нижне-среднемиоценовых осадков составила 2500—3000 *м*.

Новые поднятия и складчатые движения позднего миоцена (алеутская фаза тектогенеза) ограничили районы осадконакопления. Помимо разрастающегося поднятия Восточно-Камчатского антиклинория, существовавшего в течение позднего олигоцена и миоцена, появились новые поднятия к востоку от Камчатки и Большой Курильской гряды (Тихоокеанский антиклинорий, по А. В. Горячеву). Линейные цепи вулканов в это время протягивались вдоль Центральной Камчатки и Больше-Курильской зон. В плиоцене на востоке Камчатки воздымание еще более усилилось. В межгорных впадинах, представлявших собой лагунные и озерные бассейны, накапливались грубообломочные породы, напоминающие молассы. Вулканические продукты становятся еще более кислыми. Наряду с роговообманковыми андезитами появляются дациты и риолиты. На Курилах в плиоцене сохранилась вулканическая гряда, подвергавшаяся денудации. В. К. Ротман (т. II) отметил, что в кайнозойской истории Курило-Восточно-Камчатской системы периоды интенсивной вулканической активности совпадали с регрессиями, а ослабление вулканизма — с трансгрессиями, во время которых острова почти полностью размывались.

В неогене намечаются мегаритмы. Нижние их части представлены существенно вулканическими породами, а верхние — осадочными и вулканогенно-осадочными. Такая ритмичность особенно хорошо прослеживается на Курилах. Обострение вулканической деятельности здесь отмечается в раннем миоцене, в конце среднего — начале позднего миоцена и в среднем — позднем плиоцене. В паузах между вспышками вулканизма формировались морские осадочные толщи.

В конце плиоцена и в четвертичном периоде развитие Восточно-Камчатской и Курильской зон системы имело некоторые общие черты. Так, в конце плиоцена произошли очередное поднятие и складчатые движения (сахалинская фаза тектогенеза), в результате которых все отложения, включая плиоценовые, были смяты в пологие складки (углы наклона слоев не превышают 20°). В самом начале четвертичного времени образовались плато-базальты, которые бронировали выработанную перед этим равнину. Затем существенное значение получили сводово-глыбовые движения. Итогом их явилось то сочетание горстовых антиклиналей и грабен-синклиналей, которые создали структурный облик, близкий к современному. В среднечетвертичное время интенсивность вулканизма снова возросла. Сходная (хотя и не совпадающая) картина размещения поверхностей выравнивания в пределах Курильских островов и Восточной Камчатки указывает на единые умеренные по размаху блоковые движения. Объединяет четвертичную историю Восточной Камчатки и Большой Курильской гряды четвертичный вулканизм, сопряженный с развитием единой Курило-Камчатской глубоководной (океанической) впадины. От позднего олигоцена (или раннего миоцена) и до современного этапа состав лав был существенно андезито-базальтовый. Отклонения до базальтов или до дацитов редки и не характерны.

Вулканы Большой Курильской гряды и Восточной Камчатки (Г. С. Горшков, С. И. Набоко, А. В. Горячев и др.) генетически едины. Эта геологически почти непрерывная связь (несомненно, глубинная) андезитового вулканизма (общепризнанно геосинклинального для позднего палеогена и неогена) и современного (нередко оспариваемого как геосинклинального) очень важна.

Уместно подчеркнуть, что ведущим фактором в развитии островных дуг — Курильской и Алеутской, является блоковая тектоника, вызывающая поднятие одних участков земной коры и опускание других. Роль складчатых движений в создании современного структурного плана островных дуг была ограниченной; они вызывали главным образом лишь несогласия между отдельными толщами. Поэтому если отдельные кулисообразно расположенные острова Большой Курильской дуги (Парамушир, Кунашир, Итуруп) представляют собой пологие сводообразные поднятия, ось которых совпадает с длинной осью островов, то другие (например, Уруп) в поперечном разрезе имеют вогнутую форму. Еще более показательно то, что на островах Беринга и Медном (Командорские острова) удлинение острова вообще не соответствует простиранию главных складок.

В отношении Алеутской дуги все американские исследователи сходятся на том, что в общих чертах современный вид Алеутская островная дуга приняла в неогене в результате общего поднятия и блоковых движений по разломам.

Выделение самостоятельной современной подвижной зоны было сделано впервые в 1956 г. и подтверждено на более широком материале в 1963 г. [Красный, 1956; Красный, Воларович, Кропоткин, 1963]. Позднее это признали Г. М. Власов, А. В. Горячев, М. С. Марков и др. Эта молодая геосинклинальная система, образующаяся на стыке Переходного и Океанического сегмоидов, находится в раннем этапе эволюции. Составляющие ее элементы: андезитовый вулканический пояс, глубоководная океаническая впадина, глубоководные (тыловые) впадины краевых морей.

В заключение этого раздела следует задать вопрос: не являются ли подвижные системы Восточно-Азиатских и Алеутской островных дуг особого типа активными тектоническими структурами, не повторяющими пути развития подвижных областей и систем, развитых на континентах? Представляется, что на этот вопрос следует ответить положительно. «Андезитовые» подвижные системы, о которых идет речь, несомненно, близки к ортогеосинклинальному (или эвгеосинклинальному) развитию. Однако это специфический, самостоятельный их тип.

Гипотетический ортогеосинклинальный пояс Западного и Северного Притихоокеанья. В кайнозое завершилось развитие ортогеосинклинального пояса окраинной части Тихого океана. В геосинклинали Симанто в палеогене накапливались флишевые толщи мощностью свыше 5000 *м*.

В восточной части этого прогиба осадконакопление сопровождалось подводными излияниями базальтов. В ряде мест здесь известны мелкие тела серпентинитов, которые одними геологами рассматриваются как палеогеновые, а другими — как миоценовые. После небольшого перерыва в осадконакоплении в самом конце олигоцена возобновилось образование флишевых толщ. Для пояса Симанто характерны линейная складчатость и внедрение гранитов.

В конце миоцена и в плиоцене в более или менее изолированных впадинах накапливались параллические осадки, иногда угленосные. К концу плиоцена вся территория была поднята.

Курильские острова, Восточная Камчатка и Алеутские острова в палеогене и неогене пространственно принадлежат Окраинно-Тихо-

океанскому ортогеосинклинальному поясу. Однако необходимо иметь в виду, что в кайнозое произошли качественные изменения его структуры и тектонического режима.

Геосинклиналь Южной Аляски — крайний северо-восточный фланг рассматриваемого пояса. Выходы палеогена на побережье зал. Аляска принадлежат крупному прогибу, где в палеоцен-эоцене известны мощные (более 2800 *м*) континентальные и морские (в верхах) отложения. Как и в других рассмотренных выше районах, в течение олигоцена и миоцена здесь существовала морская седиментация, однако без существенного участия вулканитов.

Основные особенности кайнозойского литогенеза. Кайнозой (время формирования современных литогенетических элементов ТПП) ознаменовался весьма резкими внутренними изменениями тектонической и седиментационной обстановки, а также значительными, влиявшими на седиментацию, климатическими колебаниями. Тем не менее генеральные очертания морей и суши конца мела не претерпели на протяжении кайнозоя существенных изменений. Исключение представлял пограничный между континентом и океаном Переходный сегмоид — подвижный регион с интенсивным морским и параллическим осадконакоплением и активным вулканизмом.

Наиболее выраженные индивидуальные «кайнозойские» черты начали проявляться в северо-западной части ТПП со времени тектонических преобразований — конца палеогена — начала неогена. Собственно же палеоген, кратко рассмотренный выше при характеристике основных черт позднемезозойского осадконакопления, в большинстве областей несет литогенетические и структурные черты, общие с поздним мелом. На континенте — это умеренная дифференциация рельефа, сочетание широких поднятий с локализованными, малоамплитудными, но значительных размеров депрессиями. В переходной зоне «тыловых» тихоокеанских структур широко развиты позднегеосинклинальные, флишоидные (нередко туфодиатомитовые) прогибы, сочетающиеся по периферии поднятий с унаследованными от мела молассовыми впадинами (Хатырская впадина Корякского нагорья).

На литогенез начала кайнозоя оказали значительное влияние и унаследованные от позднего мела зоогеографические и палеоклиматические факторы палеогена, в частности принадлежность большей части региона к теплоумеренной гумидной области, переходящей на крайнем юго-западе в аридную, а на юго-востоке (Приморье) — в полуаридные субтропики.

Все сказанное не касается внутренней, сопредельной с океаном, геосинклинальной зоны, где палеоген (обычно поздний) тесно связан с неогеном в едином, но циклично-ритмическом седиментационном процессе (Восточная Камчатка, Сахалин, океаническая зона юго-западной части Японских островов).

Интенсивные дифференцированные тектонические движения всего прилегающего к океану сегмента Азии, омолодившие рельеф суши и изменившие состав осадков, в начале неогена определили своеобразие неоген-четвертичного осадконакопления. На Северо-Китайской платформе и в ряде впадин Амурского геоблока движения, создавшие новый рельеф, начались уже в конце палеогена.

Неогеновые движения вызвали в материковой части (главным образом в пределах складчатых областей) развитие горных систем и межгорных впадин, интенсивно заполнявшихся осадками (рис. I-30). Именно в неогене заложился тот геоморфологический «узор», который затем развивался в четвертичное время, определив положение современных горных хребтов и низменностей. В районах, связанных с Тихим океаном, синхронные по времени движения привели к возникновению узких желобообразных морских прогибов. По характеру осадконакоп-

ления в неогене можно выделить несколько типов седиментационных структур. В областях континентального осадконакопления важную роль приобрели вновь образованные рифтовые структуры, возникшие по границе стабильных блоков платформ с активизированными мобильными блоками (сводами) складчатых областей рифея, палеозоя и мезозоя. Уникальной среди структур этого типа является впадина оз. Байкал вместе с продолжающими ее впадинами байкальского типа.

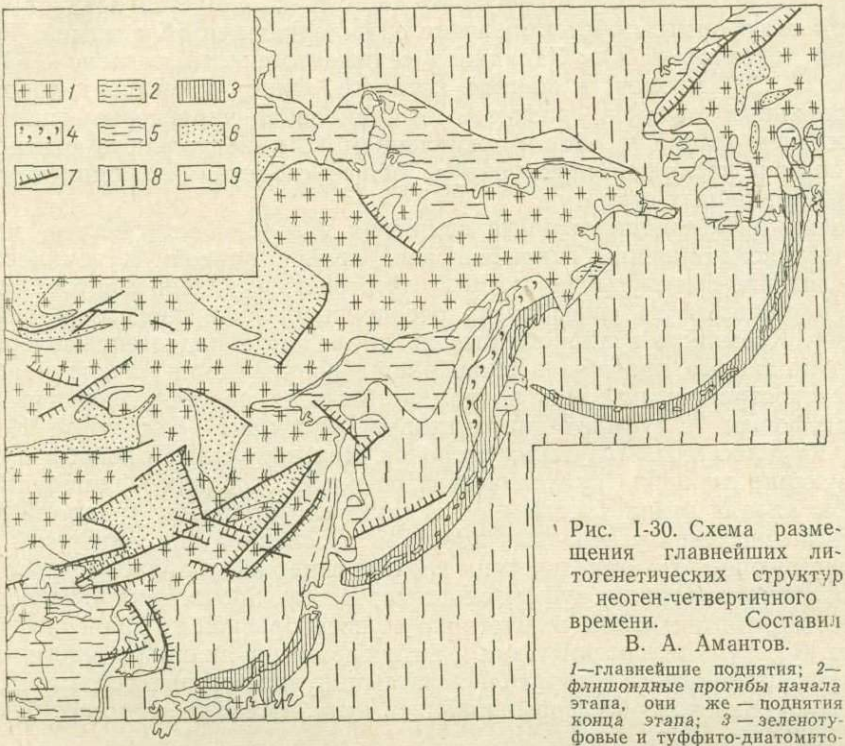


Рис. I-30. Схема размещения главнейших литогенетических структур неоген-четвертичного времени. Составил В. А. Амантов.

1—главнейшие поднятия; *2*—*флишоидные прогибы начала* этапа, они же — поднятия *конца этапа*; *3* — зеленотуфовые и туффито-диатомитовые прогибы начала этапа; *4* — параллические и лимнические угленосные прогибы (преимущественно туффитовые) начала этапа; *5* — параллические погружения на границе континента и океана (прибрежные низменности, временами шельф); *6* — внутриконтинентальные депрессии и впадины; *7* — тектонические уступы, влиявшие на осадконакопление; *8* — акватории Ледовитого и Тихого океанов с их окраинными морями; *9* — плато-базальты.

Амплитуды неоген-четвертичного погружения, компенсированного угленосными песчано-глинистыми и мергелистыми вулканогенно-осадочными и грубообломочными отложениями, а также базальтами (в верхах комплекса) достигают 2000 *м*.

Несравнимы с рифтовыми впадинами по динамике осадконакопления обширные изометричные погружения: межгорные депрессии и впадины, охватывавшие в неогеновое и четвертичное время значительные площади древних массивов и периферических прогибов платформ. Депрессии и впадины этого типа доминируют. Они известны в пределах Алдано-Станового, Яно-Чукотского и Амурского геоблоков (депрессии Алданская, Зее-Селемджинская, Сунляоская и др.). Хотя перепады рельефа, связанные с тектоническими уступами по границе этих депрессий с окружающими поднятиями, очень значительны, мощности неогеновых и четвертичных осадков обычно измеряются в таких депрессиях первыми сотнями метров (максимальные величины мощностей плиоцена и миоцена Зейской, Сунляоской и Алданской депрессий близки, варьируя от 100 до 150 *м* для каждой эпохи).

Климатический фактор резко отразился на формационном составе континентальных формаций. Мало менявшаяся во времени граница между преобладающей частью территории с гумидным климатом, с одной стороны, и Внутреннеазиатским аридным подрайоном — с другой, разделяет ареалы распространения впадин угленосных и красноцветных формаций (Гоби, Бохай).

Б. А. Сальников, обобщивший данные по неогеновому осадконакоплению, указывает, тем не менее, на сходную смену последовательности литолого-гранулометрических типов пород в разрезах удаленных, климатически различных подрегионов (вплоть до сходства осадков Сибирской платформы с обрамляющими ее складчатыми областями). Так, на всей территории Юго-Западного седиментогенного региона (Юго-Восток СССР) миоцен, в составе которого много угленосных хорошо сортированных осадков, разнится от плиоцена, характеризующегося погружением фаций и общим оживлением континентального рельефа. Этот пример наглядно иллюстрирует общее сходство эволюции тектонически различных структур.

Те же дифференцированные движения в зоне кайнозойского, морского осадконакопления Тихоокеанского кольца привели к появлению узких линейно-вытянутых и дуговых литогенетических элементов; прогибов и поднятий со своеобразно очерченными «кайнозойскими» признаками. Кремнисто-вулканогенные позднемеловые палеогеновые ортогеосинклинальные прогибы внешней зоны кольца дали начало наиболее распространенным здесь в неогене (отчасти неоген-четвертичным) зеленотуфовым и туффито-диатомитовым прогибам Восточной Камчатки, Курильских и Алеутских островов. Зеленотуфовые прогибы и сопутствующие им цепи вулканических островов отделяли флишоидные прогибы начала этапа (неоген) от окраинных («тыловых») параллических и лимнических угленосных прогибов. Последний тип, знакомый по предшествующим литогенетическим эпохам, содержит, однако, целый ряд новых признаков: обилие туффитового материала, проявления угленосности, местами интенсивной, в сочетании со своеобразной крупной цикличностью. В результате воздымания и интенсивного вулканизма многие зелено-туфовые прогибы превратились затем в вулканические горные хребты, у подножия которых формировались вулканогенные молассы [Ротман, 1963].

Вспышки вулканизма в кайнозое по времени тесно связаны с эпохами обновления рельефа. Эти пароксизмы либо предшествуют мощным орогеническим движениям, либо разделяют орогенные эпохи. Вулканические процессы (базальты, трахибазальты, реже липариты) достигают максимума в пределах Восточно-Азиатского окраинного вулканогенного пояса.

Вулканические центры возникали синхронно во многих районах внутри континента: на разломах аркогенных сводов, реже в местах сочленения складчатых структур разного возраста (обычно байкалид с герцинидами и мезозоидами). Важнейшие вспышки основного вулканизма приурочивались к границе палеогена и неогена, середине миоцена (первый миоценовый цикл седиментации), границе плиоцена и четвертичного времени.

Кайнозой северо-западной части Тихоокеанского пояса — седиментогенный этап, перспективный в отношении нефти, газа, угля и других полезных ископаемых (гл. VI и VII).

Наибольшие перспективы нефтегазоносности связаны с «тыловыми» прогибами Переходного сегмоида Тихоокеанского кольца. Здесь уже известны промышленные месторождения нефти (палеогеновый прогиб Южной Аляски) и целый ряд перспективных нефтепроявлений в районах Ниппонского геоблока. Угленосность проявлена как во впадинах гумидной зоны континента (бурые угли), так и в периферичe-

ских прогибах переходной зоны. К последним относятся месторождения, имеющие важное практическое значение.

Основные особенности кайнозойского магматизма. Континентальный сегмоид. Активно проявившийся в конце позднего мела — в раннем палеогене магматизм в южной части Континентального сегмоида способствовал дальнейшему формированию Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена [Быковская, 1966]. Продукты магматизма этой стадии, несмотря на их локальный характер проявления, сосредоточивались в полях развития кислых вулканитов верхнего мела. Распространенность их ограничивалась Правоамурским, Срединным [Сухов, 1967], Восточно-Сихотэ-Алинским и другими глубинными разломами и оперяющими их поперечными нарушениями. Магматизм датско-палеоценовой стадии является естественным продолжением позднемелового.

Наиболее распространенными продуктами этой стадии являются игнимбриты и туфы липаритового и дацитового состава, являющиеся производными известково-щелочной магмы и представляющие собой типичную дацито-липаритовую (игнимбритовую) формацию складчатых областей и наложенных вулканогенных поясов. Многочисленные химические анализы показывают, что вулканические породы этой стадии относятся к известково-щелочному типу пород и характеризуются пересыщенностью глиноземом при незначительном содержании магнезии, несколько пониженным содержанием щелочных алюмосиликатов и малым количеством полевошпатовой извести по сравнению со средними типами пород. По сумме щелочей (около 7,0%) и преобладанию калия над натрием они близки предшествующей верхнемеловой серии пород. Названные цифры согласуются с данными Э. П. Изоха, В. В. Русса и других исследователей о сходстве Бачелазского (поздний мел) и Верхнеудоминского (ранний палеоген) интрузивных комплексов, калиевых по типу и оловоносных по своей металлогенической специализации.

Интрузии раннего палеогена (от диоритов до лейкократовых гранитов) отчетливо послескладчатые и многофазные, тяготеющие к Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогену.

В конце палеогена и в первой половине эоцена в Континентальном сегмоиде отсутствовали заметные признаки магматизма. Отмечаемые некоторые проявления основного вулканизма в Охотско-Чукотском поясе к раннему палеогену отнесены условно и, как вытекает из анализа их геологических и петрографических особенностей, скорее характеризуют магматизм второй половины палеогена, о чем будет сказано далее.

В позднем палеогене (видимо, в конце эоцена и в олигоцене) в связи с активизацией тектонических движений и дифференциацией рельефа в Континентальном сегмоиде вновь оживляется магматическая деятельность, характеризующаяся резким сокращением интенсивности интрузивных процессов по сравнению с вулканическими. Результатом деятельности последних явились андезито-липаритовые формации Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена и Чукотской вулканической зоны и формации плато-базальтов, отмечаемые И. М. Сперанской [1962], Н. П. Аникеевым, В. А. Титовым [1966] и В. Ф. Белым [1967] для различных вулканических зон Охотско-Чукотского вулканогена. Общим для палеогеновых базальтоидов Восточно-Азиатского окраинно-материкового пояса являются их линейно-трещинный характер извержения и сопоставимость со средним типом кварцевых базальтов, по Дэли. Химическими анализами выявляется их повышенная глиноземистость и магнезиальность.

Кислые дифференциаты позднепалеогенового вулканизма обычно проявляются в виде экструзивных обсидиановых куполов, небольших лавовых потоков и более значительных отложений раскаленных

пирокластических потоков. Для них и для пород соответствующей им интрузивной серии отмечается увеличение щелочности за счет возрастания натрового компонента.

Небольшие позднепалеогеновые интрузии, чаще измеряемые несколькими десятками километров, относятся к габбро-гранодиорит-гранитовому ряду вулкано-плутонических формаций, по Ю. А. Кузнецову. В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене они известны под именем прибрежного комплекса.

В Охотско-Чукотском вулканогене с излиянием плато-базальтов связано внедрение мелких трещинных интрузий габбро-долеритов, габбро-диоритов и диоритов. В то время, как в этом поясе [Аникеев, Титов, 1966] излияния палеогеновых плато-базальтов, отражающих дальнейшую консолидацию складчатого основания и обусловленных образованием более глубоких разломов, знаменуют завершение развития пояса как тектоно-магматической структуры, в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене в последующем усилились массовые излияния основных лав.

Оживление вулканической деятельности в неогене характерно также для вулканогенов Пусанского (юг Корейского полуострова) и Чугоку (юго-западная часть Японских островов). Как упоминалось, активность вулканических процессов была отражением интенсивных вертикальных разнонаправленных движений и явилась результатом обострения дифференциации корово-мантийных разломов.

Наиболее ярко и интенсивно миоценовый вулканизм проявился в северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена от бухты Кхуцина до низовьев Амура и в восточном обрамлении Амуро-Сунгарийской депрессии. В результате эруптивной деятельности многочисленных стратовулканов стромболианского типа, сосредоточенных в зоне субмеридионального разлома на побережье Татарского пролива, накопилась толща агломератовых и грубопирокластических пород, переслаивающаяся с потоками базальтов и андезито-базальтов. Преобладание тонкоплитчатых афировых и мелкопорфировых андезито-базальтов и андезитов в верхней части разреза миоценовых вулканитов, широко развитых в зоне сочленения вулканогена с мезозоидами, обязано деятельности щитовых вулканов гавайского типа.

Для миоценового вулканизма типичны оливиновые базальты, оливин-авгитовые гиперстенсодержащие андезито-базальты и пироксеновые андезиты. В подчиненном количестве встречаются щелочные разновидности: трахиандезиты, шошониты и др.

Из рассмотрения тройной диаграммы щелочи — железо — магний, составленной по Грину и Польдерварту и опубликованной в книге Е. В. Быковской, Э. И. Блюмштейна (1967), напрашивается вывод о сложном пути дифференциации миоценового вулканизма, составы начальных фаз которого лежат в поле толеит-базальтовых магм, а затем изменяют путь дифференциации на известково-щелочной. Поздние дифференциаты (в основном экструзивная фация) более щелочные. Часть из них близка лавам Этны.

Менее значительные проявления неогенового (?) вулканизма отмечаются Н. В. Струве [1962] в Западном Забайкалье. Они представлены базальтами вершин, образовавшими покровы на выровненных поверхностях гор. Близость возраста и химического состава базальтов Западного Забайкалья и соседних территорий — Прибайкалья [Белов, 1963] и Монголии, дает основание полагать, что в определенное время эта область являлась ареной деятельности щитовых вулканов, а обнаруживающиеся сейчас многочисленные, но разрозненные поля базальтов — уцелевшие участки некогда единого базальтового покрова [Струве, 1962]. По химизму среди этих базальтов различаются две линии: 1) нормальных известково-щелочных базальтов; 2) базальтов

с повышенной щелочностью. Несколько более высокая щелочность базальтов Западного Забайкалья, видимо, связана с более ранним началом его консолидации.

В большинстве своем миоценовые вулканиты могут служить типичным примером «тихоокеанского типа» пород, по А. Н. Заварицкому, и по химизму отвечают наиболее характерным известково-щелочным ассоциациям лав Лассен-Пика и Иеллоустонского парка. От новейших лав Японских островов и Южного Сахалина отличаются повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов и появлением группы пород, по своему составу приближающихся к лавам Этны. По характеру строения и составу толщ они близки базальт-андезитовой и трахиандезитовой формациям, выделяемым Ю. А. Кузнецовым для областей завершенной складчатости в эпоху их полной консолидации.

Несравненно шире миоценовых распространены в Континентальном сегмоиде вулканогенные образования конца неогена (плиоцена) и начала четвертичного периода. Миграция активных восходящих тектонических движений, создавших рельеф, обусловила соответствующее смещение вулканической деятельности в субмеридиональном направлении.

Формирование базальтовых плато, образованных излиянием лав щитовых вулканов гавайского типа, заполнявших неровности рельефа, закончилась в южной части Континентального сегмоида уже в плиоцене (Шуфанское, Шкотовское и другие плато). В зоне же, примыкающей к Переходному сегмоиду (Совгаванское плато), и в Хингано-Баджальском районе формирование их продолжалось и в четвертичном периоде.

Отдельные разрозненные плато трассируют собой глубокие расколы в земной коре, нередко поперечные подстилающим его структурам [Общие черты..., 1956; Берсенев, 1959], и обрамляют опущенные участки рельефа. Примером первого типа может служить широтная полоса плато-базальтов от м. Низменного на побережье Японского моря через Шкотовское и Шуфанское плато в Южном Приморье и далее на запад за пределы СССР. Подобное линейное расположение базальтовых проявлений отмечалось ранее в районах Тахобе — верховье Бикина и в районе г. Советская Гавань. К этому типу относятся также базальтовые плато хр. Станового, бассейнов рек Колымы и Индигирки, приуроченные к глубинным расколам древнего заложения. Второй тип базальтовых проявлений фиксируется в бортах Среднеамурской депрессии, в Западном Забайкалье, и к югу от этих районов. Вполне вероятно, что часть плато-базальтовых излияний северной части Континентального сегмоида имеет более молодой, неоген-четвертичный, возраст, поскольку неогеновые вертикальные дифференцированные движения были довольно активны.

Отсутствие эксплозивных извержений, уменьшение интенсивности процессов (мощность до 400 *м*) и увеличение основности лав свидетельствуют о затухании вулканической деятельности так же, как и одновременные с ними проявления щелочных базальтов, о которых будет сказано ниже.

Среди плиоцен-четвертичных слабо дифференцированных покровных лав юго-восточной части Континентального сегмоида (Сихотэ-Алинь, Южное Приморье) преобладают оливиновые и авгитовые базальты и андезито-базальты. Они являются типичными представителями толеит-базальтовой формации устойчивых областей.

На тройной диаграмме щелочи — железо — магний в книге Е. В. Быковской, Э. И. Блюмштейна (1967) они образуют рой точек, близлежащих к полю развития траппов Тасмании — типичных представителей толеитового типа, и характеризуются сходным с ними

направлением дифференциации со слабой тенденцией к увеличению железистости по мере фракционирования.

Появление в неоген-четвертичное время на поверхности Континентального сегмоида в районах, примыкающих к Переходному сегмоиду, и в зонах глубокого поперечного заложения значительных масс базальтовых лав с повышенной основностью и железистостью по сравнению с поздне-верхнемеловыми и палеогеновыми вулканитами, свидетельствует об «отмирании» гранитоидных очагов и перемещении фронта магмообразования в более глубокие слои земной коры и даже мантии.

Несколько иной характер неоген-четвертичного вулканизма отмечается в областях, относительно удаленных от зоны сочленения Переходного и Континентального сегмоидов, что, вероятно, обусловлено их более ранним платформенным развитием. Так, базальты щитовых плато Мал. Хингана и Баджала обладают отчетливо повышенной щелочностью и железистостью и большим содержанием титана. По данным Е. В. Быковской, среди вкрапленников появляются многочисленные зерна титан-авгита, а в основной массе — калиевый полевой шпат и анальцим.

Сходный характер вулканизма имеют достоверно раннечетвертичные, а, возможно, относящиеся к историческому времени, проявления вулканизма, известные в центральной (Становой хребет) и северной частях (бассейн Колымы и Индигирки) Континентального сегмоида [Рудич, Устиев, 1966]. По составу эффузивы почти полностью представлены лавами базальтовой и андезитовой группы. Однотипность неоген-четвертичных вулканических проявлений хр. Мал. Хингана и Баджала с четвертичными эффузивами хр. Станового и бассейна Колымы и Индигирки дает основание говорить о смещении вулканической деятельности в ходе геологического развития территории с юга на север.

Близкие по типу проявления кайнозойского вулканизма отмечаются В. Л. Масайтисом [1966] на Корейском полуострове. Здесь в плиоцен-четвертичное время вулканизм был связан с зонами трещиноватости в пределах осевого сводового поднятия полуострова (плоскогорье Комаговон и др.). С этими эффузивами связаны силлы и дайки трахидолеритов, лимбургитов и других пород. В последних встречаются обломки ультраосновных пород. Л. В. Масайтис относит перечисленные образования к трахибазальтовой формации, по Ю. А. Кузнецову.

В западной части Западного Забайкалья неоген-четвертичные, возможно, нижнечетвертичные (?) базальтоиды знаменуют собой конечные стадии вулканической деятельности. Они проявились преимущественно в долинах современных рек и носили линейный характер, что могло быть связано с дальнейшей консолидацией региона, залечиванием части трещин и обновлением разломов в обрамлении депрессий.

Базальты представлены многочисленными потоками, изредка переслаивающимися (бассейн Джиды и Чикой) с туфогенными и послеледниковыми галечниковыми отложениями. Сливаясь, они образуют плато, увенчанные шлаковыми и пемзовыми конусами.

Подавляющее большинство лав сложено оливиновыми базальтами, наряду с которыми встречаются, с одной стороны, андезито-базальты, с другой — субщелочные их разновидности — лимбургитовые базаниты, трахибазальты, трахиандезиты, а также комендиты.

Особенностью состава рассматриваемых лав является общая тенденция к понижению их основности и увеличению натровой щелочности. Связанные между собой теснейшими взаимопереходами разновидности щелочных базальтов минералогически и петрохимически ближе всего стоят к муджиерит-кринанит-тешенитовому ряду [Белов, 1963]. И. В. Белов выделяет их в серию «натровых шихлунитов», интересной

особенностью которых является присутствие в их составе дунитовых ксенолитов. С этими лавами сопряжены дифференцированный силл *трахибазальт-гленмуиритового состава и экструзивные купола лимбургитов.*

Наиболее широко развиты кайнозойские щелочные базальтоиды в районах, смежных с Западным Забайкальем, в Монголии, в северном обрамлении Северо-Китайской платформы, где наиболее полно представлена серия собственно щелочных лав, среди которых отмечаются оливиновые лейцититы, лимбургиты, нефелиновые базаниты и разнообразные шихлунитовые лавы Мергеня [Заварицкий, 1939]. По-видимому, отголоском этого интенсивно проявленного щелочного вулканизма *на территории Дальнего Востока являются близкие по составу* субвулканические продукты постплиоценового возраста в Уссури-Ханкайской депрессии и грабене нижнего течения р. Амура. Здесь на границе с Сихотэ-Алинским сводовым поднятием обнажаются отдельные разрозненные выходы субвулканических пород щелочно-базальтоидного состава. Ими образованы силлы и дайки, многочисленные вулканы, трубчатые тела, сложенные эруптивными брекчиями, и экструзивные купола выдавливания, прорывающие как кристаллическую толщу докембрия, так и галечники плиоцена.

Породы щелочно-базальтоидного комплекса Приморья характеризуются, по Г. М. Гапеевой, весьма пестрым петрографическим составом. Характерной особенностью химизма этих пород является повышенная роль щелочей при низком содержании кремнезема и высокой глиноземистости, варьирующими значениями титана и железа. Петрографический состав и геологическая позиция рассмотренных базальтоидов дает основание отнести их к образованиям щелочно-базальтоидной формации континентов [Кузнецов, 1964].

И. В. Белов [1963 и др.] в итоге многолетних исследований кайнозойских базальтоидных лав Прибайкалья, Западного Забайкалья и ряда районов Восточной и Центральной Азии выделяет среди них три серии пород: 1) известково-щелочную серию оливинового базальта (плато-базальты); 2) щелочно-известковую (субщелочную) серию ламбургитовых базанитоидов — комендитов; 3) щелочную серию лимбургитов, оливиновых лейцититов, меланократовых и лейкократовых шихлунитов, не устанавливая каких-либо закономерностей в их распределении.

Е. К. Устиев [1958] считает, что щелочной характер вулканических серий выражен тем более отчетливо, чем выше относительная жесткость стабилизированных областей. В. Л. Масайтис [1966] отмечает, что щелочные и щелочно-известковые лавы развиты почти исключительно в областях, испытавших в кайнозое сводовые поднятия, возможно, обусловленные увеличением ее мощности за счет «базальтового» слоя [Андреев, 1963]. По мнению В. Л. Масайтиса, «известная связь между щелочностью базальтов, характером и возрастом структурных зон, в которых они размещаются, а также удаленностью их от берега Тихого океана может быть обусловлена исключительно неравномерным привносом щелочей из глубинных зон оболочки в область плавления» [Масайтис, 1966, с. 158].

Переходный сегмоид. Наибольшее значение в сегмоиде имело интенсивное проявление позднемелового — кайнозойского геосинклинального магматизма в южной части Корякского нагорья, на большей части Камчатки, в восточных районах о. Сахалин, в северо-восточной части о. Хоккайдо с прилегающими о-овами Мал. Курильской гряды. Образование эвгеосинклинального пояса, судя по мощности толщ, накопившихся за короткий (в геологическом смысле) промежуток времени, сопровождалось исключительно сильным вулканизмом.

Развитие магматизма в пределах Переходного сегмоида было сопряжено с постепенным смещением прогиба в сторону океана. Так, предполагается, что в зоне Восточных хребтов Камчатки и Пылгинского хребта Корякского нагорья распространены верхнемеловые — раннепалеогеновые вулканиты. Палеоцен-эоценовые вулканические образования известны на Кроноцком полуострове и Камчатском мысу, а также на островах, расположенных к востоку от Кенайского полуострова на Аляске. Эти вулканиты также относятся к формации геосинклинальных базальтов, и отделение их от позднемеловых комплексов связано с большими трудностями и во многих случаях проводится условно.

К концу палеогена вулканизм постепенно ослабел, и вулканогенные породы были вытеснены из разреза терригенными.

Интрузивные породы этого времени распространены главным образом в пределах Восточной Камчатки, где они пространственно ассоциируются с позднемеловыми гипербазитами, что, по мнению Д. С. Харкевича, Н. В. Луцкиной, объясняется общностью путей их проникновения. Среди палеогеновых (?) интрузивных пород преобладают габбро, им подчинены диориты. Те и другие являются производными известково-щелочной магмы; однако в ряде случаев (например, на о. Карагинском) в их составе отмечается повышенное содержание щелочей. Н. В. Луцкина относит палеогеновые (?) интрузивы к неполностью проявленной геосинклинальной габбро-плагиогранитовой формации.

Начиная с миоцена, а местами, возможно, уже в конце олигоцена магматическая деятельность на рассматриваемой территории вновь усилилась. В это время в пределах восточной части Переходного сегмоида образуется система морских бассейнов, разграниченных подводными хребтами. Вулканические процессы сосредоточиваются в узких протяженных зонах — вулканических дугах: Алеутской, Внутренней Камчатской (в северной части Срединного хребта) и Курильской с ее продолжениями в юго-восточной части Камчатки и северо-восточной части Хоккайдо. Магматические процессы охватили также западную часть о. Сахалин и прилегающую к Японскому морю часть о. Хонсю, где образовалась еще одна вулканическая дуга. Правильная форма дуг была местами нарушена крупными поперечными разломами, такими, как Фосса Магна на Японских островах и Диагональный шов на Камчатке [Ротман, 1964], которые разделяли отдельные звенья системы дуг и разграничивали блоки с разной интенсивностью вулканизма.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что магматической активизации подверглись некоторые области, не относящиеся к эвгеосинклинальному поясу: например, юго-западная часть Японских островов и Западный Сахалин. Это в значительной степени усложняет картину эволюции магматизма и приводит к сложной металлогении активизированных районов.

Среди неогеновых вулканических пород преобладают андезиты и другие производные известково-щелочные магмы. Наиболее распространенной группой пород являются двупироксеновые андезиты; в базальтах обычно присутствуют вкрапленники оливина, хотя широко распространены плагиобазальты. Для кислых пород характерно отсутствие вкрапленников калиевого полевого шпата, так что наиболее кислые разновидности представлены плагиолипаритами.

Ранее говорилось, что на рассматриваемой территории вулканические породы неогена образуют две формации — «зеленых туфов» и вулканогенную молассу. Первая связана с развитием вулканических островов, а вторая — с наземным вулканизмом. Многочисленные химические анализы показывают, что вулканические породы обеих формаций относятся к одному типу магмы. Петрохимические данные для Ку-

рило-Камчатской провинции обобщены сотрудниками Института вулканологии [Эрлих, 1966].

Характер распределения SiO_2 подтверждает преобладание андезитов и андезито-базальтов среди неогеновых лав вулканических дуг. Однако если рассматривать развитие вулканизма во времени, то можно убедиться в том, что лавы начальной фазы неогенового вулканизма характеризуются более основным составом и являются толеитовыми или высокоглиноземистыми базальтами, тогда как для заключительной фазы, плиоцен-раннечетвертичной, показательно извержение больших количеств кислых пород, главным образом дацитов. Широкие поля игнимбритов и пемз образовались в это время на Камчатке и на Японских островах; повсеместно происходило внедрение многочисленных экструзий вязкой дацитовой или плагиолипаритовой лавы. Таким образом, неогеновые вулканические комплексы являются типичными представителями андезитовой формации.

В неогене намечается отчетливая поперечная петрографическая зональность, характерная для молодых вулканических дуг. Она связана с извержением в тыловых, приближенных к континенту и, по-видимому, более стабильных зонах дуг щелочных пород, образующих многочисленные дайки, силлы и штоки. Более подробно эта формация будет охарактеризована ниже.

Среди неогеновых интрузивных пород преобладают диориты, а граниты и габбро подчинены им количественно и редко образуют самостоятельные массивы. Во многих случаях отмечается повышенная щелочность интрузивных пород, приближающихся вследствие этого по составу к монцонитам. Интрузивные массивы часто имеют зональное строение, причем в ядре их располагаются наиболее лейкократовые разновидности пород. Некоторые исследователи [Прохоров, 1964] рассматривают это как результат кристаллизации гибридной магмы; другие [Geology of Unalaska..., 1961] — как результат метасоматического преобразования внутренних частей массивов.

Таким образом, неогеновые интрузивы принадлежат к диоритовой формации, образуя вместе с андезитовой вулканической формацией ряд формаций, характерных для инверсионного (орогенного) этапа развития подвижных зон.

В ходе развития четвертичного вулканизма активные андезитовые и андезито-базальтовые вулканы сконцентрировались у побережья Тихого океана, тогда как некоторые тыловые районы постепенно утратили свою активность, превратились в «зародыши» общей стабилизации. Полностью прекратилась вулканическая деятельность на Сахалине и в Корякском нагорье; почти угас вулканизм в северной части Срединного Камчатского хребта. Затухание вулканической деятельности в последнем из названных районов сопровождалось увеличением основности и щелочности лав и ослаблением эксплозивности извержения. Среди лав этого этапа преобладают недифференцированные андезито-базальты и базальты с вкрапленниками оливина.

Вулканические постройки представлены главным образом лавовыми вулканами и шлаковыми конусами, причем щитовидные вулканы нередко сливаются своими основаниями, образуя платообразные участки рельефа. По химическому составу лавы близки к высокоглиноземистым базальтам, которые в отличие от толеитовых содержат много известкового плагиоклаза.

Другой тип магматической формации стабилизированных районов представлен уже упоминавшимися ранее небольшими интрузивными телами, реже потоками щелочных пород, которые начиная с позднего миоцена извергались в тылу вулканических дуг. Петрографический состав этой формации необычайно пестрый. Так, на Прибыловских островах, относящихся к Беринговской петрографической провинции,

распространены потоки и дайки базанитов и дайки лимбургитов, иногда отклоняющихся к фонолитам [Barth, 1956].

Приохотская петрографическая область, согласно И. С. Гузиеву [1966], характеризуется преобладанием калиевых пород. Среди них выделяются три серии: трахидолериты — кринаниты, санидиновые породы (абсарокиты, микротонкиниты и селагиты) и шошониты — трахиандезиты. Кайнозойская «щелочная петрографическая провинция Кого-Японского моря» [Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961] объединяет преимущественно натровые породы.

На Японских островах известны интрузивные тела и потоки тешенитов, нефелин-мелилитовых базальтов, фонолитовых порфиров, трахибазальтов, трахитов и щелочных риолитов; на Западном Сахалине — интрузивные тела тешенитов, бостонитов, субщелочных долеритов, монцонитов и сиенитов [Ерохов, Шилов, 1966].

Таким образом, щелочно-базальтоидная формация внутренней части Тихоокеанского пояса может быть разделена на субформации — калиевую и натровую (или нефелин-базальтовую и лейцит-базальтовую, по Ю. А. Кузнецову), причем тектоническое положение обеих совершенно одинаково. По-видимому, эти субформации связаны друг с другом постепенными переходами.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

События кайнозойского времени развивались неровно, с четко различимыми фазами резких изменений тектонического режима. В палеогене легко распознаются многие характерные черты мелового периода — наземный вулканизм преимущественно кислого и среднего состава, интрузии гранитоидные и основные в соответствующих зонах, а также накопление континентальных толщ, в том числе угленосных. Отчетливо обнаруживается в палеогене усиление геократических тенденций (Сихотэ-Алинь и регионы внутренней части ТПП). Поздний палеоген (олигоцен), неоген и плейстоцен (особенно ранний и поздний) представляют собой этап во многом критический: в Континентальном сегмоиде это время мощного горообразования, сопровождающегося нередко развитием межгорных и другого типа депрессий, а в Переходном сегмоиде — образования островных дуг. В современную эпоху активная геологическая жизнь не замерла, она только сдвинулась еще ближе к Тихому океану. Вулканизм островов Рюкю; Марианских, северо-восточной части о. Хонсю, к северу от Фосса-Магна, Курил, Восточной Камчатки, Алеут, Южной Аляски; сейсмичность этих же и некоторых других близрасположенных регионов; развитие глубоководных океанических впадин — все это подтверждает необходимость выделения самостоятельной тектонически активной системы, которую многие геологи, может быть, не вполне правомерно отождествляют с современной геосинклиналью.

В кайнозое еще более определенно ощущается убыстрение темпа тектонических процессов. Молодые геосинклинали, сравниваемые по времени зарождения и развития с альпийскими, от позднего олигоцена до позднего плиоцена, т. е. примерно за 30 млн. лет, прошли стадии осадконакопления, инверсии и горообразования. Таковы, например, геосинклинальные прогибы Хоккайдо и Камчатки. Возросли и темпы в перемене знаков колебательных движений.

ГЛАВА II

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИТОГЕНЕЗА (НА ОСНОВЕ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА)

В создании многообразия типов и форм осадконакопления на протяжении всей истории геологического развития доминирующая роль, безусловно, принадлежала тектоническому фактору. Крупные геоблоки с различным глубинным строением предопределили контуры главнейших седиментационных регионов начиная с рифея или, быть может, даже с раннего докембрия. Длительное (охватывающее обычно несколько этапов вплоть до кайнозоя) существование таких автономных седиментационных регионов (см. т. II), т. е. обширных участков земной коры, выделяющихся среди сопредельных рядом характерных черт литогенеза, а также сравнительным постоянством литогенетической обстановки, является характерной чертой Восточной Азии. Седиментационные регионы иногда соответствуют одному крупному бассейну седиментации, но чаще объединяют несколько изолированных поднятиями седиментационных бассейнов.

Седиментационные регионы Востока Азии, резко различаясь между собой, являются элементами автономных седиментационных единиц — седиментационных провинций, существовавших на протяжении нескольких этапов и охватывавших обширные планетарные сегменты земной коры. Так, Северо-Восточный регион со свойственными этой территории длительными своеобразными геосинклинальными тенденциями в позднем докембрии и палеозое (а быть может, в мезозое) входил в состав единой литогенетической провинции вместе с сопредельными областями Северной и Центральной Канады. Южный регион вплоть до начала мезозоя являлся частью Внутреннеазиатской седиментационной провинции, протянувшейся от Урала до побережья Тихого океана. То же можно сказать и о мезозойско-кайнозойских дугах Восточного региона, имеющих много общих провинциальных литогенетических черт с подвижными элементами притихоокеанской части запада Северной Америки.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ РЕГИОНЫ И ИХ КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Северо-Восточный регион. Данный регион, охватывающий территорию Верхоянской и Чукотской (а на Аляске Бруксовской) геосинклинальных областей, характеризуется наибольшей продолжительностью формирования седиментационных структурных элементов, выделяясь среди прочих областей крайней устойчивостью (постоянством) режимов прогибания и небольшим количеством структурных перестроек.

Сочетание структурных и климатических факторов привело к преобладанию терригенно-карбонатных (ордовик — средний палеозой) и терригенных формаций (поздний палеозой — юра, местами мел).

Геосинклинальный вулканизм слабо проявлен на протяжении большей части истории развития региона. Только в жестких структурах для отдельных эпох девона характерны интенсивные процессы субаквального и наземного вулканизма (девонские эффузивы кедонской серии; пермские и триасовые вулканиты Колымско-Омолонского массива). В позднем мезозое процессами субаквального вулканизма были охвачены обширные территории.

Начиная с позднего протерозоя в регионе принято выделять следующие главные структурные комплексы: верхнепротерозойский, нижне-среднепалеозойский (ордовикско-нижнекарбоновый в большинстве прогибов региона, нижнекембрийский — нижнекарбоновый в Сетте-Дабанском прогибе), верхнепалеозойский — раннемезозойский (средний карбон — юра), позднеюрский (титонский) — раннемеловой, позднемеловой — палеогеновый. При анализе вещественного состава названных структурных комплексов нетрудно подметить совпадение преобладающей части их границ с седиментационными комплексами.

В связи с отсутствием достаточной информации о доордовикской истории региона на большей части его территории возникают серьезные колебания при оценке всеобщности изменений формационной обстановки на рубеже кембрия и ордовика, а также кембрия и протерозоя. Для Приколымско-Омолонского района Верхояно-Колымской складчатой области трудно сомневаться в резкой структурной автономности и заметной формационной обособленности верхнего протерозоя (повышенная кремнистость, магнезиальность, железопродуктивность) от ордовика и среднего палеозоя. Для периферического Сетте-Дабанского прогиба, размещавшегося вдоль восточного края Сибирской платформы, а также для районов Центральной Аляски (правобережье верхнего течения Юкона), вероятно, сходных по развитию с Сетте-Дабаном, этот вопрос решается прямо противоположно. Кембрий (представленный здесь всеми тремя отделами и существенно дополненный согласно залегающими ниже достаточно мощными отложениями позднего рифея) формационно, а тем более структурно не отделим от ордовика и среднего палеозоя (также существенно карбонатного, высокомагнезиального, а отчасти пестроцветного).

Верхнепротерозойский комплекс, выделяемый на южной окраине Приколымского поднятия и в Охотском массиве, является типичным примером терригенно-карбонатной высокомагнезиальной формации (с кварцитами) неглубокого морского бассейна. Мощности этой формации возрастают вблизи вероятной границы с геосинклинальными прогибами (градиенты* 1 : 3, 1 : 4), существование которых предполагается южнее Приколымского поднятия. Зоне максимальных градиентов подчинены и железорудные проявления (спиридоновская свита).

Постоянство терригенно-карбонатных и карбонатных формаций нижне-среднепалеозойского комплекса, проявленное на всем обширном пространстве региона от окраины Сибирской платформы (низовий Лены) на западе до Северо-Западной Канады на востоке, позволяет предполагать, что осадки, составившие эти формации, накапливались в едином, слабо дифференцированном в структурном отношении бассейне. Последний распадался на ряд крупных прогибов, отдаленно напоминавших геосинклинальные со значительными градиентами амплитуд и мощностей осадков, постепенно возраставших от срединных массивов к центральным частям бассейна. Дифференциация фациальной обстановки была минимальной в ордовике и силуре и максимальной в девоне (эвапоритовые фации, субаквальные эффузивы Сетте-Дабана, вулканиты кедонской серии на Омолонском массиве и пр.). К этому

* Под градиентом здесь и далее понимается перепад мощностей при сопоставлении разрезов одновозрастных и фациально сходных отложений сопредельных районов.

времени, по-видимому, следует относить и обособление терригенного прогиба о-вов Врангеля и хр. Брукса, формирование которого, возможно, следует связывать с началом обособления Чукотской области.

При всем однообразии нижне-среднепалеозойского комплекса, трактуемого большинством исследователей как фации теплых открытых морей, выявляются различия между разрезами центральных и периферических зон бассейна, между разрезами трансгрессивных и регрессивных частей комплекса. Наиболее мощные толщи карбонатных пород связаны с разрезами, умеренно удаленными от фиксируемых палеогеографами береговых зон. В соседстве с последними кое-где (но далеко не всюду) возрастает роль обломочных терригенных отложений. В центральных частях прогибов (центральная зона Омулевского прогиба, бассейн р. Маккензи в Канаде) глинистые и карбонатные породы представлены в целом приблизительно в равных количествах. Тенденции к осолонению в виде эвапоритовых фаций фиксируются в разрезах краевых частей бассейна. Появление их связывается с периодическим нарушением солевого обмена, главным образом в регрессивные эпохи (конец ордовика, середина лудлова, конец среднего девона). Эти признаки ограничились формированием пестроцветных пород, доломитов, мергелей, иногда гипсоносных. В большинстве случаев процесс этот был прерван на стадии доломитообразования, а обстановка сульфатных лагун проявлялась чрезвычайно редко.

В рассматриваемом седиментационном комплексе не известны случаи солеобразования, подобные соленосным девонским формациям Эльк-Пойнт Северной Америки или силурийским галогенным формациям Мичиганского бассейна, распространенным в более восточных частях того же региона по северной окраине Канадского щита.

Наибольшие признаки галогенности проявлены в разрезах Сетте-Дабанского прогиба, значительно обособленного от остальных нижне-среднепалеозойских седиментационных элементов Северо-Восточного региона как в структурном, так и в палеогеографическом отношении. Это единственный прогиб перикратонного типа, расположенный вдоль границы с платформой, в котором осадконакопление не прерывалось от раннего кембрия до раннего карбона. Однако и в Сетте-Дабанском прогибе гипсообразование и ангидритообразование в пестроцветно-карбонатных фациях осолоненного залива не достигали условий типичных галогенных бассейнов.

Верхнепалеозойский — юрский комплекс предопределяет специфику «геосинклинальной» истории Северо-Восточного региона, а монотонные терригенные толщи этого комплекса слагают бо́льшую часть его площади. Выделение этого комплекса на Северо-Востоке Азии в свете новых данных наиболее правомерно для Верхоянской складчатой системы, а отчасти и для массивов (Колымского и Омолонского). На Северной Аляске, развитие которой формационно очень близко к Верхоянью, появляются свои особенности, обусловленные довольно продолжительными перерывами (в частности, в раннем триасе). В обособившейся в позднем палеозое Чукотской геосинклинальной системе поздний палеозой и триас характеризуются своеобразными седиментационными чертами (вероятное отсутствие позднего карбона и локальное континентальное молассообразование конца перми).

В Верхоянской системе отмечается направленное смещение прогибов от Западного к Восточному Верхоянью. Эта особенность, при которой прогибы ранних стадий последовательно превращались в мигрировавшие и увеличивавшиеся поднятия, обусловили относительное постоянство амплитуд прогибания на единицу времени, а следовательно, и постоянство мощностей (9000—12 000 *м*). Все особенности перераспределения областей питания, изменения режима развития прогиба и

климатические (как уже отмечалось — ограниченные) отразились на всех уровнях верхоянской серии. Начало поднятий — предвестников изменения палеогеографической обстановки — внутри серии проявлено в поздней перми (восточная часть Западно-Верхоянского антиклинория), в тоаре — начале средней, а затем во второй половине поздней юры (Иньяли-Дебинский прогиб). Более слабые, но достаточно отчетливые аналогичные изменения проявлены в среднем триасе Южного Верхоянья. В это время появляются флишоидные или пестроцветные (в триасе) толщи.

Некоторые исследователи особенно важное значение склонны приписывать поднятиям на рубеже палеозоя и мезозоя, которым предшествовало формирование флишоидной толщи восточного края Западно-Верхоянского антиклинория. Имеется даже крайняя точка зрения, согласно которой эти движения разделяют два самостоятельных седиментационных цикла [Вихерт, 1960]. И хотя состоятельность этой последней точки зрения мало обоснована, необходимо согласиться, что мощная раннетриасовая (индская) регрессия с сопутствующими ей климатическими изменениями, в краевой части прогиба Южного Верхоянья создали картину, немало способствовавшую становлению упомянутых представлений (пестроцветы, грубокластические отложения, вулканогенная моласса во впадинах по границе с платформой).

В юре изменения литогенетической обстановки с многократным усилением и ослаблением флишоидности проявлены на всей территории Иньяли-Дебинского прогиба. В триасе эти изменения фиксируются только в краевых частях Яно-Сугойского прогиба, где широко развиты гумидная параллическая формация (с конгломератами) и терригенные песчано-глинистые осадки мелководья. В центральной части прогиба (бассейн р. Яны, верхнее течение Индигирки и Колымы) монотонная алеврито-глинистая толща удаленной от побережья глубоководного шельфа гумидной зоны характерна для триасовой системы.

Резко меняется формационный состав комплекса в пределах массивов (Колымского, Омолонского); чрезвычайные градиенты мощностей в сравнении с прогибом (1 : 6, 1 : 12) сопровождаются здесь частыми местными перерывами в осадконакоплении. Нижняя половина комплекса (пермь и триас) характеризуется резким усилением карбонатности и туфогенности (битуминозные известняки перми на территории обоих массивов, известковистые сланцы нижнего триаса Омолонского массива и верхнего триаса Колымского массива); верхняя половина комплекса (юра, а на Омолонском массиве также и верхний триас) представлена гумидными терригенными осадками, прибрежно-мелководный характер которых выражен здесь, несомненно, резче, чем в прогибах (обилие ракушечников, глауконитовые глинистые осадки). Наиболее стойкие перерывы и прекращение осадконакопления на бóльшей части площади массивов падает на ранний триас, предтоарское и предтитонское время. Амплитуды нарастают от триаса к юре (от 20—30 *м* для каждого яруса в низах триаса до 100—200 *м* в позднем триасе и юре).

Максимальное, необычное по динамике осадконакопление выделяет титонские толщи окраины Омолонского массива. Эффузивно-пирокластические и туфовые образования в составе комплекса фиксируются по окраинам массивов.

В поздней перми и триасе процессы субаквального вулканизма проявились слабо (андезитовые вулканиты и туфы Омолонского массива, туфовые проявления Западного Верхоянья, связанные с трапповым вулканизмом). В юре же эти процессы резко усиливаются: значительные массы пеплового и вулканического туфового материала были накоплены в раннеюрское время на территории Колымского массива и Алазейского плато (существенно вулканогенные толщи).

В геосинклинальных прогибах вулканогенной и туфовый элемент приобрел широкое распространение только на крайнем востоке Верхоянской системы вблизи Охотского побережья. Здесь в перми, триасе и юре начали проявляться процессы, приведшие в позднем мезозое к формированию вулканогенного пояса (подробнее см. выше, в гл. II). Эти седиментационные структуры позднего палеозоя, триаса и юры, в различной степени насыщенные своеобразными вулканогенными продуктами, представляют литогенетический элемент, очень характерный именно для Северо-Востока Азии. В позднем палеозое и раннем триасе эти прогибы занимали еще ограниченные площади, а отличие их от терригенного прогиба центральной зоны заключалось в значительном количестве туфового материала. Они могут быть выделены в подтипы терригенно-туфовых прогибов (рис. I-25). Состав верхней части комплекса (поздний триас — юра) свидетельствует о разрастании терригенно-туфовых прогибов и об увеличении в них роли вулканогенного материала.

В Чукотской системе с более резко проявленной в ее пределах законченной цикличностью развития пермь и триас несут различные формационные черты и обособляются в самостоятельные формационные комплексы. Пермская континентальная моласса формировалась, по-видимому, в условиях изолированных впадин на фоне поднятий, тогда как нижне-среднетриасовый комплекс Чукотской системы накапливался в обстановке динамичного и относительно глубокого прогиба. Тонкообломочные (алевритовые) черносланцевые отложения с обильно проявленными основными вулканитами и специфическим региональным метаморфизмом приближаются к классическим «аспидным» формациям.

В позднем триасе произошло выравнивание условий седиментации на всей территории Северо-Восточного региона, поскольку в разрезах карнийских и норийских отложений не удается подметить сколько-нибудь заметных различий между Чукотской и Верхоянской системами.

Позднеюрский (существенно титонский — раннемеловой) седиментационный комплекс отражает качественно новый инверсионно-орогенный этап развития региона и характеризуется преобладанием площади сноса и соответственно локализацией и ограниченными размерами бассейнов осадконакопления. В это время сосуществовали континентальные угленосные лимнические формации на западе с морскими терригенными и туффито-терригенными на севере и востоке. Накопление осадков происходило в условиях умеренно гумидного климата.

На большей западной части Северо-Восточного региона осадконакопление сосредоточивалось в двух обширных континентальных депрессионных бассейнах: Ленском и Зырянском, сходных по общему типу формационного заполнения (песчано-глинистые лимнические угленосные формации), но резко различавшихся динамикой погружения и тектоническим положением. Обширная лимническая депрессия Ленского бассейна, питавшаяся с пологих поднятий, начавших формироваться на месте среднемезозойских и раннемезозойских прогибов Восточного и Западного Верхоянья, явилась элементом, унаследованным от краевого (морского и параллического) Приверхоянского прогиба. «Остаточно унаследованный» характер Ленской депрессии, видимо, и был причиной резко ослабленной динамики позднеюрского — раннемелового прогиба. Погружение тем не менее было достаточно устойчивым на протяжении всего этапа, чем, видимо, и обусловлены слабо проявленная ритмичность отложений, а также резкое преобладание в их составе псаммитовых осадков (до 80%).

Существенно по-иному протекал литогенез в Зырянском бассейне, структуре новообразованной, развивавшейся по типу краевого прогиба вдоль окраины Колымского массива. Только в южной части этот

прогиб наследовал периферическую зону позднеюрского прогиба. Большая мощность (6000 *м*) существенно песчанистых (с конгломератами и туффитами) угленосных континентальных, а в нижней части лагунных осадков этого прогиба свидетельствуют о чрезвычайно сильном его прогибании, обязанном инверсионной перестройке Верхоянской геосинклинали.

Чрезвычайно сложная и быстро менявшаяся седиментационная обстановка устанавливается в локальных невулканических прогибах крайнего северо-востока страны (Анюйском, Пучевеевском), Северной и Западной Аляске (Юконский, Кускоквим). Все названные прогибы несут черты либо окраинных, либо инверсионных прогибов (рис. I-26); морское и прибрежно-морское осадконакопление на протяжении этапа неоднократно сменялось здесь континентальным. В окраинных прогибах, открывающихся к Тихому океану (Юконском) и Чукотскому морю, морские песчано-глинистые осадки являются доминирующим типом (гумидные терригенные формации). Палеогеографическая обстановка умеренно глубокого шельфа и вдающихся в горный Бруксовско-Аляскинский континент заливов (Юконский бассейн) способствовала интенсивному привносу терригенного материала. Максимальное осадконакопление (2000 *м*) приходится на альбскую трансгрессию.

Существенно иные литогенетические черты присущи инверсионным проседаниям и прогибам, одни из которых возникли по разломам вдоль фронта мигрировавших геосинклинальных структур Тихоокеанского кольца (Кускоквим), а другие связаны с северо-западными расколами, ориентированными перпендикулярно к простиранию этих структур (Анюйский, Пучевеемский). Морские условия в прогибах данной группы эпизодически существовали в титоне и готериве (терригенно-туффитовые осадки, морская моласса); интенсивный наземный и субаквальный вулканизм, не затухавший на протяжении всего этапа, привел к возникновению таких характерных формационных сочетаний, как наземная липаритовая формация — континентальная моласса (Анюйский прогиб), вулканогенная моласса среднего — основного состава (Кускоквим).

Комплексы позднего мела — палеогена, локально распространенные в депрессиях и впадинах, свидетельствуют об общем выравнивании тектонического рельефа и ослаблении тектонической активности на большей части территории Северо-Восточного региона. Это либо озерно-аллювиальные пески, глины и галечники, иногда (в Ленской депрессии) со следами перемытых кор выветривания, либо близкие им по типу аллювиальные пески Зырянской впадины с обильным туфовым материалом.

Сравнительно слабая раздробленность и гомогенность фундамента, проявившаяся в седиментогенезе Северо-Восточного региона на протяжении палеозоя и мезозоя, продолжала влиять на осадконакопление неогенового и четвертичного времени. Наиболее заметной особенностью неоген-четвертичного осадочного комплекса является приуроченность его к крупным гумидным депрессиям и впадинам, наследующим главные области осадконакопления палеогена, но вместе с тем связанным в пространстве с окраинными морями Ледовитого и Тихого океана. Эта тесная связь с шельфовой зоной океанов привела к появлению в составе комплекса мощных горизонтов морских осадков, вклинивавшихся в континентальные лимнические (местами лигнитовые) неогеновые и четвертичные формации главных депрессионных структур этапа.

Южный регион. Занимает промежуточное положение между Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской (Сино-Корейской) платформой на юге. На востоке структуры региона срезаются структурными элементами Восточного региона.

Сложная тектоническая зональность Южного региона, сочетающего геосинклинальные прогибы Монголо-Охотской области и Южно-Монгольской — Большехинганской системы с крупными малоподвижными массивами и сводово-глыбовыми поднятиями краевых структур, обусловила разнообразие и непостоянство седиментационных комплексов. Последние свойственны также сопредельным с запада складчатым областям юга Сибири и Центральной Азии. Эти черты сходства особенно заметны при сопоставлении формационных комплексов позднего докембрия и палеозоя, среди которых широко развиты кремнисто-вулканогенно-терригенные, отдаленные кремнисто-терригенные и терригенные. Для массивов и краевых поднятий типичны карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные («шлировые») формации литорали, а также более редкие наземные вулканогенные и молассовые отложения.

Литогенетические различия с сопредельными западными областями Азии начинают проявляться с начала мезозоя, все более усиливаясь в последующие этапы геологического развития. Эти различия связаны с возникновением гумидных морских терригенных прогибов (Монголо-Охотская область) и континентальных впадин, вначале локальных (ранний — средний мезозой), а затем (поздний мезозой) широко проявленных по площади и охвативших бо́льшую часть территории региона.

При всей сложности структурно-тектонической зональности региона и формационной изменчивости комплексов в них четко проявлены рубежи всех рассмотренных выше седиментационных этапов и подэтапов, что определяется динамикой циклично развивавшихся структурных элементов. Эта эволюция, начиная с рифея, протекала в условиях очень подвижного геосинклинального пояса. Положение пояса между стабильными геоблоками северной и южной частей Азиатского континента обусловило особенно контрастную его реакцию на внутренние и внешние тектонические факторы осадконакопления. В связи с этим в Южном регионе, как нигде на Востоке Азии, резко проявлена ярусность тектонического строения.

Для преобладающей части структурных элементов Юго-Западного региона по формационному признаку различаются отложения позднего докембрия и раннего кембрия, среднего и верхнего палеозоя, раннего и среднего мезозоя, позднего мезозоя — кайнозоя. Формации каждого из названных временных интервалов в регионе суммарно соответствуют структурному ярусу. Формационные различия между этими подразделениями наиболее значительны в межгеосинклинальных массивах и краевых выступах.

В геосинклинальных прогибах отличия формаций различных структурных этажей часто ослаблены, а местами проявлено наследование формационных черт. Примером подобного наследования является сходство протерозойско-кембрийских образований (хр. Джагды, Забайкалье, север МНР) с развитыми там же отложениями среднего палеозоя (девона — раннего карбона); рифейские вулканогенные серии силура, а местами девона и даже верхнего палеозоя, в геосинклинальных системах на юге рассматриваемого региона местами сходны между собой и одновременно сходны с вулканогенно-рифовыми формациями нижнего кембрия тех же прогибов (рис. I-9). Такое наследование проявляется главным образом в узких зонах долгоживущих глубинных разломов, причем регенерация сходных формаций приурочена к начальным стадиям каждого нового геотектонического цикла.

Позднепротерозойский — раннекембрийский этап в большинстве структурных зон распадается, по-видимому, на два самостоятельных автономных подэтапа развития, соответствующих структурным комплексам: позднепротерозойскому и раннекембрийскому. Структурная (но

не всегда формационная) индивидуальность раннекембрийских прогибов по отношению к позднепротерозойским отмечается в Западном Забайкалье, на юге Витимского плоскогорья и в геоантиклинальных поднятиях Центральной Монголии. Вероятна она и на массивах (Аргунском, Буреинском и Ханкайском), где на границе позднего докембрия и кембрия существовали размывы и имело место ограниченное изменение формационных комплексов.

В пределах региона поздний протерозой и кембрий представлен формационными комплексами: кремнисто-вулканогенно-терригенных глубоких геосинклинальных трогов длительного развития, терригенно-карбонатных (часто вместе с карбонатными) прогибов и регматических вулканических прогибов. Последние два типа местами связаны между собой тесными переходами и сочетаются в пространстве (рис. I-9).

Тип кремнисто-вулканогенно-терригенных трогов известен пока только в пределах Монголо-Охотской области. К нему относятся Джагдинский, Агинский, Хэнтейский и Хангайский прогибы. Возможна принадлежность к тому же типу раннекембрийского прогиба Южно-Монгольской геосинклинальной системы. Благодаря тому что осадконакопление происходило на значительной глубине в пределах континентального склона и донной части трога, такие прогибы пока не дают надежной информации о климатических особенностях этапа. Проблема питания их материалом (преимущественно песчаным и глинистым) также не решена: отчасти этот материал, по-видимому, поступал с местных кордильер, отчасти разносился течениями через зону шельфа с удаленной и умеренно расчлененной суши. Скудные данные о содержании микроэлементов не свидетельствуют о заметных различиях геохимических характеристик рассматриваемых комплексов с комплексами последующих этапов геосинклинального развития той же области. Амплитуды прогибов значительны. Роль вулканогенного материала повсеместно возрастает в краевых зонах, но весьма ограничена в центральных частях, где начинают преобладать глинистые и кремнистые осадки (Агинский и Хэнтейский прогибы).

Для карбонатно-терригенных прогибов с типоморфной для них ритмикой чередования карбонатных и терригенных (сероцветных) отложений свойственна приуроченность к массивам и краевым зонам геоантиклинального обрамления (Буреинскому, Ханкайскому, геоантиклинальным поднятиям Восточной Монголии, краевым геоантиклиналям поздних байкалид Западного Забайкалья).

Здесь же, главным образом в связи с расколами в центральных частях геоантиклинальных сводов второй половины этапа, формировались регматические прогибы. Поскольку такие прогибы геохронологически совпадают с началом раннекаледонского тектонического цикла, именно они и трактуются большинством исследователей как «эвгеосинклинальные ранние каледониды». Примечательно, однако, что типичные спилитовые формации в таких прогибах чрезвычайно редки (Джагдинский прогиб), тогда как в большинстве зон (Курба-Витимская, Восточно-Монгольская) резко доминируют в сочетании с рифами эффузивы среднего состава (и их туфы), а местами кислые эффузивы.

В формациях терригенно-карбонатных прогибов наиболее полно запечатлены климатические особенности этапа. Примечательным, в частности, является однообразие и единство климата на всей обширной площади региона, выявляемое при сопоставлении разрезов (и комплексов фауны) даже для столь удаленных участков, как Витимское плоскогорье, с одной стороны, и Ханкайский массив — с другой. Амплитуды терригенно-карбонатных прогибов, формировавшиеся на месте зарождавшихся массивов (геоантиклинальных и миогеосинклинальных

зон позднего докембрия и раннего кембрия), в 2—2,5 раза сокращены в сравнении с кремнисто-вулканогенно-терригенными прогибами.

Сходные в формационном отношении типы одновозрастных рифейско-раннекембрийских прогибов широко распространены в сопредельных с запада районах Алтае-Саянской и Казахстано-Джунгарской складчатых областях. Кремнисто-терригенные и вулканогенно-терригенные прогибы — аналоги «Монголо-Охотских» прогибов первого типа — известны также в Западном Саяне, Центральном антиклинории Монгольского Алтая и Иртыш-Зайсанской «эвгеосинклинальной» зоне Восточного Казахстана.

Аналогами терригенно-карбонатных и карбонатных «Аргунско-Буреинских» прогибов являются раннекембрийские (а отчасти, и рифейские) прогибы Западного Прикосоголья, Тувинского массива, геоантиклинальных выступов «Котловины озер» Западной Монголии. Примеры регматических, шовных, прогибов также многочисленны. В Алтае-Саянской области — это Кускунугский, Таннуольский, Ханхухэйский и Идэрский прогибы.

Верхнекембрийские — ордовикские седиментационные комплексы северо-западного и южного обрамления Монголо-Охотской области (Селенгино-Яблоновый свод, Центрально-Монгольское геоантиклинальное поднятие и Аргунский массив, Буреинский и Ханкайский массивы) подобны одновозрастным элементам внешних (позднебайкальских) зон Алтае-Саянской складчатой области. Локальное молассообразование и кислый вулканизм, присущие всем названным районам отражают связь со стойкими геоантиклинальными тенденциями и горообразовательными процессами. Отмечается сходство мощных флишеподобных серий, венчающих разрез нижнего геосинклинального этажа в западной части Монголо-Охотской области (куналейский флиш Западного Забайкалья, харинская и дзагинская серии МНР), с горноалтайской и верхами саянской серии каледонид Алтая и Западного Саяна.

На юге региона —в Большехинганской и Южно-Монгольской геосинклинальных системах, возможно, представляющих восточное продолжение Джунгаро-Балхашской системы, позднекембрийское геоантиклинальное развитие проявилось достаточно интенсивно, однако в среднем ордовике вновь возникли морские прогибы.

Формационные комплексы среднепалеозойского этажа отразили сложную дифференциацию областей сноса и накопления. И хотя в очертаниях главных структурных элементов отмечается большое сходство с ранним палеозоем, факторы циклического наследования бассейнами среднего палеозоя предшествующих талассократических фаз развития не повсеместны (рис. I-12). Селенгино-Яблоновая геосинклиналь становится областью устойчивого размыва, тогда как стабильные позднедокембрийские поднятия крайнего юга постепенно превращаются в бассейн интенсивного накопления морских осадков. В Монголо-Охотской области, а также в центральных и восточных частях региона факторы наследования, напротив, преобретают важное значение.

Формации эпиконтинентальных шельфовых бассейнов среднего палеозоя развились в областях с геоантиклинальными тенденциями рифея — раннего кембрия на территории Аргунского и Буреинского массивов, в районах Центрально-Монгольского поднятия и Верхнем Приамурье, т. е. на фундаменте относительно стабильных блоков земной коры, явившихся потенциально благоприятными для развития периферических прогибов среднепалеозойских геосинклинальных систем (рис. I-12). В палеогеографическом отношении периферические прогибы на стабильных блоках трактуются как неглубокие морские бассейны, напоминающие эпиконтинентальные.

Среди этой группы формаций нетрудно выделить ряд подтипов, меняющихся во времени, а также в связи с различным положением

в региональной тектонической структуре. Наименее дифференцированы в литологическом и фациальном отношении осадки силура, сохраняющие довольно постоянный аркозовый состав на всей территории Верхнего Приамурья, в предгорьях Хингана и Северо-Восточной Монголии; карбонатные фации в эпиконтинентальном силурийском море отсутствовали или проявлялись локально только в наиболее удаленной от побережья зоне (Северное Гоби). Значительные различия в амплитудах прогибов не оказали существенного влияния на изменение фациального состава отложений. В большинстве районов разрезы этих отложений поразительно сходны с формациями эпиконтинентальных бассейнов силура восточной окраины Алтае-Саянской области (котловина озер в Западной Монголии, Восточная Тува).

Несравненно большее разнообразие литофациальных черт присуще девонским и раннекарбоновым формациям. Так, глинисто-алевритовые и хорошо сортированные песчаные осадки являлись главным типом девонских прогибов, размещавшихся вдоль окраины геоантиклинальных массивов по периферии мобильных геосинклинальных зон Монголо-Охотской области и Южно-Монгольской — Большехинганской геосинклинальных систем (прогибы Онон-Керуленский, Ургэнгольский, Верхнего Приамурья и Восточного Забайкалья). Строение этих гумидных отложений меняется от крупноритмического (преобладающий тип терригенных формаций Верхнего Приамурья) до флишоидного в наиболее динамичных полуизолированных прогибах (Онон-Керуленский).

Очень характерны для девона отдельных зон окраинных прогибов (на массивах) терригенно-карбонатные формации, накопление которых связывается с эпохами временного спада трансгрессий и стабилизации бассейнов. Подобные формации очень характерны для первой половины среднего девона (эйфеля). Биогенные и биогенно-хемогенные известняки, сочетающиеся с тонкокластическим терригенным материалом, составляют до 30—40% их объема. Эти литогенетические ассоциации по химизму, однако, существенно разнятся с терригенно-карбонатными формациями нижнего кембрия и протерозоя. Карбонатные осадки таких прогибов лишены доломитов и фаций сульфатных лагун, что вместе с тем отличает их и от близких по типу терригенно-карбонатных формаций Северо-Восточного региона. Для внутренних частей наиболее крупных и стабильных блоков (Буреинского массива, Северо-Керуленского поднятия востока МНР, части Аргунского массива), где в девоне формировались локальные наложенные прогибы, характерны морские и лагунные сероцветные молассы.

В раннем карбоне морские, а отчасти, и сероцветные молассы в периферических прогибах геосинклинальных зон и на массивах захватывают обширные площади, вытесняя типичные терригенные формации в восточной части Верхнего Приамурья и Восточной Монголии.

Существенно другой тип осадков среднего палеозоя, отображающий принципиально иной план развития, прослеживается в центральных геосинклинальных зонах Монголо-Охотской и Южно-Монгольской — Большехинганской геосинклиналей (рис. I-12). Первая зона характеризовалась преобладанием сравнительно глубоководных кремнисто-терригенных осадков, а вторая — достаточно многообразным сочетанием вулканогенно-карбонатных и туфокластических толщ (формации вулканических архипелагов). На юге заметную роль приобрели рифы, залегающие внутри вулканогенных образований морской порфиритовой (почти без спилитов) формации. Суммарная амплитуда девонских и раннекаменноугольных формаций достигла здесь значительной величины.

Сравнение девонских и раннекаменноугольных формаций Южного региона с синхронными формационными сочетаниями сопредельных геосинклинальных областей Азии приводит к следующим выводам:

осадочные и вулканогенные серии в целом находят в себе близкие или сходные формационные сочетания среди геосинклинальных комплексов Алтая, Казахстана и Джунгарии. Так, нижняя часть девон-раннекарбонового комплекса Монголо-Охотской геосинклинали близка к черносланцевым формациям девона Анюйско-Чуйского прогиба Монгольского и Горного Алтая. Вулканогенно-терригенно-карбонатные и вулканогенно-карбонатные прогибы Бол. Хингана и южных дуг Монголии сравнимы с соответствующими прогибами Иртыш-Зайсанской эвгеосинклинальной зоны Казахстана.

Анализ девонских отложений рассмотренных выше периферических и «наложенных» прогибов Южного региона (на массивах), отличающихся сероцветностью от сходных прогибов сопредельных областей, подтверждает высказанные выше соображения о большей гумидности климата рассматриваемого региона по сравнению с внутренними частями Азии (пестроцветы локально проявляются только в самых низах девона на Аргунском массиве и в Бол. Хингане).

Для элементов среднепалеозойского структурного этажа наибольшее однообразие литофациальных и климатических условий на всей территории Центрально-Азиатского подвижного пояса (включая западный регион Тихоокеанского подвижного пояса) прослеживается в силуре и раннем карбоне, наибольшая дифференциация — в девоне.

Верхнепалеозойские формационные комплексы, отражающие резкое усиление геократических (инверсионных и орогенных) тенденций на большей части площади региона, запечатлели несколько контрастно различных типов седиментационных структур. Для этого времени (рис. I-14) выделяются: 1) наземные вулканогенные и вулканогенно-молассовые формации областей поднятий и внутри них локальных впадин; 2) терригенные и терригенные флишоидные — молассовые формации остаточных орогенных прогибов, проявившихся внутри геосинклинальных систем в начале инверсионного развития (средний карбон — пермь); 3) собственно морские молассовые формации наложенных краевых прогибов, связанных с концом позднепалеозойской инверсии; 4) особый литогенетический тип составляют терригенно-вулканогенно-карбонатные (рифоидные) формации узких геосинклинальных зон, приуроченных к глубинным разломам вдоль границ с платформенными и геоантиклинальными блоками.

Параллические флишоидно-молассовые прогибы (средний карбон — пермь), развивавшиеся унаследованно от прогибов среднего палеозоя (и конформно с последними), причем синхронно со складчатостью в краевых антиклинориях, являются исключительной принадлежностью западной части Монголо-Охотской области. Седиментационные структуры данного типа были значительно изолированы от открытого моря, сильно опреснены, приближаясь по режиму к крупным озерам гумидных зон, хотя амплитуды их местами очень значительны.

Наземные вулканогенные формации в южном регионе становятся господствующим типом стратифицированных образований верхнего палеозоя. Широко распространены они в северо-западном обрамлении Монголо-Охотской геосинклинали (Северная Монголия, Селенгинская Даурия), на Центрально-Монгольском поднятии, внутри претерпевших инверсию геосинклинальных систем Южной Монголии и Бол. Хингана. Трудно наметить четкую петрохимическую зональность верхнепалеозойских вулканогенных зон, хотя уже теперь обращается внимание на резкое преобладание в одних зонах липаритовых лав и пирокластов (Северо-Керуленское поднятие), тогда как другим зонам присущи лавы андезитового и липаритового состава, образующие смешанные формации.

Собственно молассовые (морские и континентальные) формации наложенных прогибов на севере региона достигли наибольшего

расцвета в поздней перми (рис. I-14). Классической структурой с интенсивным морским молассообразованием явился Борзинско-Предхэнтэйский позднепермский бореальный прогиб, охватывавший Северо-Восточную Монголию, Восточное Забайкалье и, видимо, затухавший в Бол. Хингане. Гумидные туфогенные молассы этого прогиба являют типичный пример отложений узкого, но чрезвычайно протяженного (более 800 *км*) залива с сильно расчлененным асимметричным водосбором. Крупные континентальные впадины (также с молассовым заполнением) размещались вдоль северного и южного фланговых зон прогиба).

Совершенно отличная седиментационная обстановка установилась в прогибах четвертого литогенетического типа, являвшихся структурами типично геосинклинального развития. Наиболее широкой и автономной среди них явилась Внутреннемонгольская подвижная приразломная зона, возникшая в карбоне в полосе глубинных разломов вдоль северного ограничения Китайской платформы. Значительная (до 80—100 *км*) ширина этой зоны, наличие наряду с типично геосинклинальными вулканогенно-осадочными формациями вдоль северного ее борта узкого шлейфа морских шельфовых отложений и ряд других признаков правомерно позволяют рассматривать данную зону в качестве самостоятельной геосинклинальной системы. Главными формационными подтипами заполнения ее в карбоне и перми являются морские андезитовые (рифоидные), кварц-кератофировые (тоже с рифоидами) и туфогенно-терригенные формации. Характерно обилие, большие размеры и долговременность формирования отдельных карбонатных биогермных массивов, несоизмеримых с биогермными постройками других седиментационных районов Востока Азии. Связь главнейших формационных типов Южно-Монгольской системы с субпараллельными и сближенными регматическими вулканогенными зонами — ее характерная литогенетическая особенность.

Кремнисто-вулканогенные регматические позднепалеозойские прогибы окраинных частей Монголо-Охотской области по размерам значительно уступают таковым Внутреннемонгольской зоны, хотя по формационному заполнению они близки. Эти прогибы начали опознавать лишь в последние годы в хр. Джагды и в Восточном Забайкалье.

Литогенетическая обстановка начала мезозоя (раннего — среднего триаса) до недавнего времени для территории Южного региона вообще не расшифровывалась. Для большей части региона эта обстановка не ясна и в настоящее время. Исключение представляют Монголо-Охотская область и ее сводово-глыбовое обрамление — районы, для которых в последние годы получен новый материал, позволяющий выделить два самостоятельных формационных типа осадков и прогибов.

Сероцветные терригенные (песчано-глинистые) и флишоидные (со значительной ролью плохо сортированного псаммитового и галечно-гравийного материала) формации возникли в первой половине триаса в соседстве с Монголо-Охотским линеаментом в локальных, но сообщавшихся палеогеографически прогибах Монголо-Охотской геосинклинали на территории Зейско-Селемджинского и Агинско-Ононского районов. Прогибы данного типа (максимальные их амплитуды приходятся на оленекский век) по многим литогенетическим особенностям сходны с синхронными бассейнами Северо-Восточного региона, уступая последним в размерах. Местами они приспосабливались к контурам остаточных прогибов позднего палеозоя.

Еще больше индивидуализируются расположенные среди жестких структур литогенетические элементы мезозоя начиная с позднего триаса. В это время ведущим типом средне- и позднемезозойского литогенетического этапа становятся формации автономных наложенных впадин. Интенсивность осадконакопления и разнообразие типов вулканогенных

и вулканогенно-осадочных формаций в конце триаса и юре возрастает в северо-восточных и северных частях региона в структурах обрамления Монголо-Охотской области.

Впадинообразование мелового времени охватывало более обширные площади, причем в равной мере широко проявилось в различных складчатых областях: и в герцинских структурах Южной Монголии, и в Монголо-Хэйлунцянском выступе Китайской платформы, и на крайнем юге Дальнего Востока. Отсутствие видимой связи с предшествующей геосинклинальной предысторией, весьма показательное для позднемезозойского осадконакопления, давно привлекало внимание геологов.

Морские прогибы среднего мезозоя (позднего триаса, юры) явились исключительной принадлежностью Монголо-Охотской геосинклинали. Характерная особенность этих седиментационных структур: большие и местами резкие градиенты мощностей, обязанные своим возникновением сложному блоковому строению фундамента: наблюдается непостоянство времени существования в различных звеньях системы — максимальное в Приамурье (до конца юры или начала раннего мела) и минимальное на западе, в Забайкалье (до конца аалена). Характерна значительная выдержанность формационного состава осадков. По заполнению все названные прогибы являются терригенными, с преимущественно распространенными крупноритмичными песчано-алевролитовыми толщами гумидного типа. Последние дают переходы местами, особенно в аалене (Забайкалье) и в средней — верхней юре (Верхнее Приамурье), во флиш и флишоидную формацию. Общее скольжение верхней возрастной границы прогибов с запада на восток (от аалена до верхней юры) при полном сохранении формационных особенностей осадков составляет особенность этих седиментационных структур. Зона их тупикового затухания, размещавшаяся в Забайкалье и Северо-Восточной Монголии, проявлена крупными и чрезвычайно динамичными (амплитуды 1500—3000 *м*) впадинами (Кумыльские впадины Зачикойской горной страны и их аналоги в пределах нагорья Хэнтэй в Монголии). Эти впадины мало отличаются от сопредельного морского среднемезозойского прогиба по литологическому и гранулометрическому составу осадков, относящихся однако к лимническим, а не морским фациям.

В обрамлении Монголо-Охотской области все седиментационные структуры этого времени связаны с локальными зонами и центрами наземного вулканизма и впадинообразования, подчиненными аналогичной закономерности — субширотной миграции с запада на восток, сходной с отмеченной выше для морских прогибов среднего мезозоя. Зоны наземного вулканизма с преимущественным излиянием лав андезитового и трахиандезит-липаритового состава, достигнув на крайнем западе Монголо-Охотской системы максимума в позднем триасе и ранней юре, постепенно смещались к востоку. В поздней юре наиболее активные центры вулканизма достигли Восточного и Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья.

Впадинообразование в обрамлении Монголо-Охотской области, сопряженное с глубинными разломами, весьма локально проявлено в позднем триасе, но нарастает в средней — поздней юре и раннем мелу. К этому времени относится заложение ряда впадин крайнего Северо-Востока Монголии, Приаргунья, бассейна р. Шилки и северо-западных отрогов Бол. Хингана, выполненых наземной вулканогенной молассой и лимническим осадками, повсюду тесно ассоциирующими с эффузивами.

Среди угленосных юрских впадин, за пределами вулканогенных зон региона, выделяется целый ряд своеобразных и генетически различных структур, связанных со сводово-глыбовой активизацией

платформенных структур севернее и южнее палеозойско-мезозойского геосинклинального пояса и внутри геоантиклинальных поднятий предшествующих седиментогенных этапов. Другим типом являются впадины межгорного и предгорного типа, генетически сопряженные с предшествующей геосинклинальной предысторией.

К первому типу могут быть отнесены впадины Южной Якутии (Чульманская и др.), возникшие в ранней юре на южной окраине Алданского щита. На Китайской и Корейской платформах к аналогичному типу можно отнести угленосные впадины севера Корейского полуострова, Ордоса и бассейна Сунгари. Во всех перечисленных впадинах плохо сортированные аллювиально-пролювиальные фации присутствуют только в нижних частях разрезов, а большая часть объемов слагающих толщ характеризуется значительным преобладанием хорошо сортированных озерно-болотных отложений (песчаников), широким распространением алевролитов и практически ценными проявлениями угленосности.

Для инверсионно-орогенных впадин, развившихся по южной периферии Монголо-Охотской области, напротив, типичен более грубый (преимущественно галечниковый и валунный) состав слагающих молассовых толщ и нередко весьма значительные их мощности. Типами инверсионно-орогенными являются среднеюрские Алгачинско-Борзинские впадины Восточного Забайкалья, развившиеся по границе морского юрского прогиба и Приаргунского поднятия.

Восточный регион. Эта область, охватывающая геосинклинальные системы Сихотэ-Алиня, Японских островов, Сахалина, Курильских островов, Камчатки, Корякского нагорья, Алеутских островов и Южной Аляски вместе с окаймляющим их с запада Восточно-Азиатским окраинно-материковым вулканогенным поясом чрезвычайно разнится своими седиментационными комплексами от рассмотренных выше Северо-Восточного и Южного регионов.

Обилие вулканических проявлений, свойственное всем седиментационным эпохам начиная со среднего палеозоя до четвертичного времени, в большинстве структурно-формационных зон этого региона предопределило специфику его развития. Эта особенность, проявленная на фоне продолжительной унаследованности режимов наиболее мобильных тектонических и вулканических зон и больших градиентов тектонического рельефа, обусловила широкое развитие «ортогеосинклинальных» формаций: кремнисто-вулканогенных и вулканогенно-терригенных (спилитовой и морской андезитовой).

Формации геосинклинальных вулканических зон сосуществуют на ранних этапах развития с песчано-глинистыми (терригенными) субаквальными и наземными туфовыми, андезитовыми и андезит-липаритовыми формациями и с грубообломочными толщами зон резкого перепада тектонического рельефа (пограничные части прогибов и поднятых глыб). В последующие стадии геосинклинального развития названные формации вытесняются вначале мощными терригенно-флишоидными сериями, а затем вулканогенными молассами (палеозой, мезозой), либо флишоидными и туффито-диатомовыми формациями (кайнозой).

Климатические факторы в глубоких геосинклинальных прогибах региона играют резко подчиненную роль.

Указанные черты являются общими для Восточного региона в целом. Тем не менее внутреннее районирование размещавшихся в его пределах геосинклинальных троговых зон, постепенно мигрировавших во времени от внешней западной части Восточно-Азиатского пояса в направлении Тихого океана, отличается в разных звеньях региона исключительной сложностью. Соответственно меняются во времени и границы кремнисто-вулканогенных, песчано-глинистых (флишоидных) и молассовых прогибов.

В Сихотэ-Алинской складчатой системе, для которой внешнее окраинное положение по отношению к структурным элементам региона бесспорно, кремнисто-вулканогенные и терригенно-кремнистые формации в главной геосинклинальной зоне играют важную роль на протяжении всего позднего палеозоя, позднего триаса и юры (рис. I-25). Эти формационные особенности для рассматриваемого отрезка времени очевидны и не зависят от точки зрения на цикличность развития системы. Унаследование раннемезозойскими прогибами условий позднего палеозоя должны признать даже сторонники полициклического развития. Данный формационный тип осадков характеризуется неравномерным распределением вулканогенных и кремнистых пород по вертикали. Они тяготеют к зонам локального рифообразования, краевым частям трогов.

Морское геосинклинальное накопление гумидных осадков продолжалось в Сихотэ-Алине в раннемеловое и позднемеловое время (рис. I-26, I-27). Но резкое усиление флишевой обстановки вместе с местными несогласиями и размывами готеривского века позволяют выделить самостоятельный формационный комплекс флишоидных терригенных осадков баррема — первой половины сенона.

Литологические особенности и ритмика этого комплекса связаны со все усиливающимся расчленением территории поднятиями и локальными прогибами.

Следующий седиментационный комплекс Сихотэ-Алиня, постепенно сменивший отложения флишоидного комплекса в эпоху инверсионных движений позднего сенона, характеризуется резким преобладанием наземных вулканитов (липаритовые и дацитовые порфиры и их туфы.)

Эволюция седиментационной обстановки, кратко рассмотренная на примере Сихотэ-Алиня, проявляется и в других подвижных системах Восточного региона сходными формациями. Тем не менее в каждой из них выявляются свои особенности, причем структурно-фациальная зональность во внутренних звеньях Тихоокеанского кольца проявлена сильнее нежели в Сихотэ-Алине.

Узкие линейные «ортогеосинклинальные» зоны, сложенные зеленокаменно измененными кремнисто-вулканогенными формациями позднего палеозоя — юры (местами до мела включительно), проявлены на крайнем юге Аляски и во внешней (периокеанической) зоне Японских островов. В названных подрегионах эти зоны тесно граничат с кремнисто-вулканогенными прогибами силура (?) — девона и раннего карбона, слагающих самостоятельные, но близкие по формационному составу комплексы.

В Охотско-Корякской складчатой системе кремнисто-вулканогенные прогибы ортогеосинклинального типа соответствуют позднему палеозою. Регенерация аналогичных по формационному заполнению прогибов произошла здесь в позднеюрское и меловое время, причем ортогеосинклинальная зона позднего мезозоя (подобно Южной Аляске) оказалась значительно смещенной в направлении современного Тихого океана.

На Камчатском полуострове и Восточном Сахалине образование ортогеосинклинальных вулканогенных формаций происходило и в позднем мелу. Причем на территории Восточного Сахалина был регенерирован прогиб на месте ортогеосинклинальных зон среднего — верхнего палеозоя и, вероятно, поздней юры — раннего мела.

Наряду с собственно эвгеосинклинальными прогибами на территории рассматриваемого региона могут быть выделены еще несколько типов седиментационных структур, одни из которых развивались параллельно с вулканогенными прогибами, другие в эпохи тектонических

перестроек — во время инверсионной миграции вулканических зон. К одному из таких типов следует отнести своеобразные «терригенно-туфовые» прогибы триаса, нижней — средней юры Охотско-Корякской области, сложенные прибрежно-морскими и морскими толщами туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов среднего состава (бассейн р. Анадырь). Они не находят пока полных аналогов среди хорошо изученных формационных ассоциаций других седиментационных регионов Азии. Амплитуды выполняемых ими прогибов в целом весьма умеренные (2—3 *км*). Вероятно, эти седиментационные элементы связаны с окраинными прибрежными погружениями.

Упоминавшиеся в историческом обзоре позднеюрские прогибы, выполненные формацией зеленых туфов на Южной Аляске, и палеоген-неогеновые туффито-диатомитовые прогибы восточных зон региона, судя по положению их в структуре, являются вероятными эволюционными преемниками туффитовых триасово-юрских прогибов Охотско-Корякской области и п-ова Камчатка (рис. I-25).

Туффитовые (терригенные) прогибы пространственно и генетически были тесно связаны с зонами наземного андезит-липарит-дацитового вулканизма «жестких» блоков геосинклинального обрамления, вероятно, начавших проявлять себя вдоль северного побережья Тихого океана еще в триасовое и юрское время. Типоморфными для структур геосинклинального обрамления являются формации липарито-андезитовая, липарито-дацитовая и вулканогенная моласса межгорных впадин, развитые по западной периферии Охотско-Корякской области (п-ов Кони).

Третий характерный тип литогенетических структур, проявленных на Сахалине, Японских островах и на Южной Аляске, представлен линейными прогибами, выполненными существенно терригенными (песчано-алевритовыми и конгломерато-песчано-алевритовыми) осадками с умеренным содержанием туфового материала. Рассматриваемым отложениям присущи крупные ритмы (многие сотни метров), внутри которых местами проявлены флишоидно-ритмичные пачки более высоких порядков. Амплитуды таких прогибов несмотря на относительную кратковременность их формирования весьма велики. Часть их по общему положению в развитии и формационным чертам сходна с рассмотренными раннеинверсионными баррем-нижнесенонскими, раннеинверсионными флишоидными прогибами Сихотэ-Алиня. Другие прогибы этого типа (с наименее выраженными флишевыми признаками) вполне сопоставимы со средне- и позднеюрскими прогибами Сихотэ-Алиня.

В ортогеосинклинальных дугах Южной Аляски в процессе сужения и отступления на юг вулканических трогов в средней — поздней юре на дислоцированных вулканогенных сериях перми — раннего триаса и позднего триаса — нижней юры на большей части территории развивались терригенные прогибы. Общие закономерности развития (даже во времени) близки к Сихотэ-Алиню: общее нарастание инверсионных тенденций (от средней юры к поздней) проявлено последовательным погрубением материала и приобретением все более тонкой и сложной ритмичности (максимального развития эти признаки достигли в поздней юре).

Во внутренних дугах Тихоокеанского кольца, на территории Сахалина и Камчатки сходный литогенетический тип терригенных осадков, синхронных ранней стадии геосинклинального развития, приурочивается к позднему мелу. Позднемеловые прогибы Западного Сахалина и Западной Камчатки характеризуются близкими аплитудами и обычным распределением трансгрессивных и регрессивных ритмов (преобладание псаммитовых осадков в низах серий, а глинисто-алевритовых на средних и верхних уровнях); регрессия прогиба отчетливо сказывается

в датском веке, когда вновь появляются обломочные прибрежно-континентальные осадки.

Структурно-седиментационные формы позднего мела — палеогена особенно рельефно отобразили смену во времени формационных типов прогибов от ранней стадии геосинклинального развития к поздним, равно как и изменения, вызванные общей латеральной миграцией прогибов, начавшейся в предшествующие этапы (рис. I-27).

Мощные кремнисто-вулканогенные прогибы начальных стадий этапа, начинаясь от восточной окраины Анадырско-Корякской области, протягивались на территорию Восточной (а отчасти Юго Западной) Камчатки и Восточного Сахалина. Отдельные фрагменты их можно проследить на крайнем юге Японских островов. Степень насыщения таких прогибов вулканогенными и кремнистыми образованиями неравномерна во времени и пространстве. Нередко нижняя часть прогибов относительно бедна вулканогенными породами и представлена терригенными грубофлишоидными осадками (Восточный Сахалин, Восточная Камчатка), тогда как верхней части отвечают монотонные кремнисто-вулканогенные образования. Слабо проявлен вулканизм и на крайнем юго-западе Японских островов (о. Сикоку), где, видимо, обнажена только периферическая часть ортогеосинклинального трога, выполненная кремнисто-глинистыми осадками (отдаленная кремнисто-терригенная формация).

Тем не менее все кремнисто-вулканогенные прогибы и их «отдаленные» аналоги повсюду четко отделяются от прогибов внешней (периферической) зоны геосинклинальной системы, охватывающих Западную Камчатку, Западный Сахалин и большую часть Японии. Синхронно с кремнисто-вулканогенными формациями сопредельной зоны здесь формировались весьма мощные существенно терригенные комплексы осадков. Все они построены по типу трансгрессивных серий (преобладание песчаных пород в низах и алевритовых в верхних частях) с неравномерным, но характерным присутствием туфового и вулканомиктового материала.

Резкое качественное изменение литогенетических условий фиксируется в разрезах Камчатки, Сахалина, Японских островов начиная с конца позднего мела (датского века), в других районах — с границы мела и палеогена. Поздний мел и палеоген явились эпохой повсеместного развития позднегеосинклинальных и инверсионных прогибов: терригенных, флишоидных, туффито-диатомитовых и параллических (молассовых), а в конце палеогена локальных вулканогенно-молассовых впадин и прогибов (рис. I-27).

В палеогене флишоидные туфогенные прогибы с большой амплитудой охватывали территорию Олюторского прогиба и Восточного Сахалина. Синхронный туффито-диатомитовый прогиб развился на территории Восточной и Центральной Камчатки; близкие по формационному типу осадки известны и на территории Японии. Сходная, но более пестрая картина смены осадков во времени видна в датских и палеогеновых прогибах Западного Сахалина, Хоккайдо, где туфогенные параллические (молассовые), местами угленосные прогибы сменились позднее, в палеогене, вулканогенными. Одни из них выполнены типичной вулканогенной молассой, а другие — формацией зеленых туфов, сходной с вулканогенным флишем. Максимальные регрессии и формирование угленосных осадков (фация прибрежных равнин) в позднегеосинклинальных и инверсионных прогибах Корякского нагорья на Камчатке и Восточном Сахалине приходятся на эоцен, на Западном Сахалине — на датский век и ранний эоцен.

Датское время явилось эпохой значительных революционных преобразований не только в пределах Приохотской области, но и внутри

Окраинно-Континентального вулканогенного пояса, распавшегося на ряд автономных звеньев.

В Западно-Корякском и Сихотэ-Алинском звеньях стратифицированные образования датского века — палеогена отражают интенсификацию наземного андезит-липаритового вулканизма. Туфо-пирокластические накопления этого комплекса являются главными элементами, слагающими вулканогенный пояс в обоих названных звеньях.

В Приохотском звене, напротив, граница мела с палеогеном отмечена резким спадом вулканической активности (локальные впадины кор выветривания и т. д.).

В неогене (или с позднего олигоцена) основным фактором, определявшим характер преимущественно морского осадконакопления региона, была усилившаяся связь седиментационных бассейнов с Тихим океаном. Развитие в кайнозое привело к возникновению современной географической обстановки, поэтому при рассмотрении характера неогенового осадконакопления необходимо учитывать его связь с системой современных седиментационных бассейнов — Берингова, Охотского, Японского, Желтого и Восточно-Китайского морей. Названные моря вместе с разделяющими их островными и полуостровными участками суши, которые соответствуют подводным горным хребтам, в различной степени приподнятым над уровнем океана, образуют единую переходную зону от континента к океану.

Неогеновое осадконакопление, несмотря на его многообразие в Притихоокеанской области, имеет некоторые общие черты. Основные особенности его рассмотрены на примере трех крупных бассейнов седиментации — Японского, Охотского и Беринговского. Как показывают работы японских геологов [Geologic Development..., 1965], образование Японского моря относится к неогену и было связано с погружением крупного блока земной коры, представлявшего в палеогене и ранее сушу. В связи с этим нижняя часть неогенового разреза в восточной части Кореи, на юго-западе о-вов Хонсю и Хоккайдо имеет отчетливый трансгрессивный характер. Во многих местах установлено резкое несогласное залегание раннемиоценовых отложений на более древних образованиях.

В неогене заметное место в прилегающих к Японскому морю («внутренних») районах Японских островов занимает формационный комплекс так называемых «зеленых туфов» (рис. I-30) (вулканогенные брекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и лавы), накопившихся в мелководной морской (приостровной) обстановке. В некоторых случаях отложения характеризуются градационной слоистостью, свидетельствующей об их отложении ниже уровня волнового воздействия. В связи с продолжавшимся погружением бассейна седиментации комплекс «зеленых туфов» сменяется комплексом преимущественно тонкозернистых осадков, в значительной степени окремнелых (туффиты, алевролиты и аргиллиты), ассоциирующихся с диатомитами. По возрасту этот комплекс относится к позднему миоцену — раннему плиоцену. В конце неогена появляется терригенный комплекс среднего — позднего плиоцена, соответствующий регрессии и окончанию седиментации в рассматриваемом регионе.

В самом Японском море по геофизическим данным мощность осадков в его центральной глубоководной части не превышает двух километров.

Хоккайдо-Сахалинская зона, занимавшая промежуточное положение между Японским и Охотским бассейнами, на западе включала цепочку вулканических островов, начинавшуюся у Охотского побережья Северного Сахалина и продолжавшуюся далее к югу через юго-западную часть о. Хоккайдо во внутреннюю область о. Хонсю. Около этой

вулканической дуги в неогене накапливались преимущественно вулканогенные образования формации «зеленых туфов». Далее к востоку с Сахалина на Хоккайдо протягивался узкий меридиональный прогиб, осадки в котором накапливались непрерывно в палеогене и неогене. Лишь местами нижнемиоценовые отложения залегают на палеогеновых со слабым стратиграфическим несогласием.

Неогеновые отложения прогиба большой мощности соответствуют крупному седиментационному циклу, разбивающемуся на четыре подцикла (ранне-среднемиоценовый, среднемиоценовый, позднемиоценовый — раннеплиоценовый и средне-позднеплиоценовый). Начало трансгрессии в каждом подцикле отражено в угленакоплении, максимум трансгрессии — в накоплении относительно глубоководных, часто кремнистых с диатомитами осадков, а регрессия — в формировании флишоидных толщ. Регрессия обычно сопровождалась усилением активности вулканической дуги, вследствие чего в осадки прогиба в начале миоцена, в начале среднего миоцена и в начале плиоцена вклинивались вулканогенные образования («зеленые туфы»). От Охотского бассейна седиментации указанный прогиб был отделен цепочкой невулканических островов, размывавшихся морем в периоды трансгрессий. Эти острова располагались на месте Восточно-Сахалинских гор. Таким образом, Хоккайдо-Сахалинская зона в неогене, в общем, соответствовала двойной островной дуге, разделявшей Японский и Охотский бассейны седиментации.

Помимо Охотского моря, осадки, связанные с Охотским седиментационным бассейном, широко распространены на Западной Камчатке и на Восточном Сахалине, а также известны в Пенжинской депрессии и на северном побережье Охотского моря. В основных прогибах неогеновые осадки тесно связаны с палеогеновыми, хотя для Восточного Сахалина это лишь предполагается. Таким образом, в Охотском бассейне погружения начались раньше, чем в Японском, хотя и происходили в различных частях бассейна с разной интенсивностью. Последним обстоятельством, в частности, объясняется сокращенная мощность неогена (и палеогена) в южной части Западной Камчатки. В основании неогенового разреза в прогибах, связанных с Охотским бассейном седиментации, обычно залегают песчано-глинистые отложения, затем следует толща белесоватых тонкозернистых, иногда окремнелых пород, содержащих прослои туффитов и в верхней части диатомитов.

Во второй половине среднего миоцена произошла регрессия моря, особенно сильно проявившаяся на Сахалине. С ней связано образование параллической угленосной толщи. Новая трансгрессия моря в конце позднего миоцена привела к накоплению на Сахалине тонкозернистых осадков с пластами песков и песчаников; на Камчатке отложения, ассоциирующие с диатомитами, содержат большое количество вулканокластического материала. С начала плиоцена в Охотском бассейне начали преобладать восходящие движения, что привело к формированию в конце плиоцена грубозернистых осадков с линзами лигнитов и многочисленных растительных остатков. В мелководной части Охотского моря мощность рыхлых, возможно, неогеновых отложений, в основном не превышает 2 *км* [Гальперин, Косминская, 1964].

Охотский бассейн отделялся от Беринговского Северо-Камчатской зоной, представлявшей собой, подобно Хоккайдо-Сахалинской зоне, двойную островную дугу. Внутренняя дуга этой системы, протягивавшаяся в северо-восточном направлении и располагавшаяся в северной части современного Срединного хребта Камчатки, была ареной интенсивного вулканизма в течение всего неогена. В миоцене здесь накопилась мощная толща морских вулканических и вулканогенно-осадочных пород, аналогичная миоценовой толще «зеленых туфов» Японских остро-

вов. Она сменяется вверх по разрезу грубообломочной континентальной толщей, состоящей из вулканических брекчий и лав с немногочисленными линзовидными прослоями вулканогенно-осадочных пород потокового происхождения. По возрасту эта толща относится к позднему миоцену — плиоцену.

В пределах узкого (Центрально-Камчатского) прогиба, располагавшегося к востоку от вулканической дуги, в течение миоцена образовалась своеобразная терригенная формация (светлые песчаники, алевролиты и аргиллиты), связанная постепенными переходами с нижележащими палеогеновыми отложениями. В плиоцене их сменила туффито-диатомитовая формация. По-видимому, на месте современных Восточно-Камчатских хребтов в неогене располагались невулканические острова, отделявшие Центрально-Камчатский прогиб от Беринговского и Тихоокеанского бассейнов седиментации. О характере осадконакопления в последних можно судить по выходам неогена на Восточной Камчатке, в прибрежных районах Корякского нагорья и на п-ове Аляска.

Неогеновые осадки, тяготеющие к северной (шельфовой) области Берингова моря, отличаются от отложений прогибов, расположенных южнее, вблизи глубоководной котловины Берингова моря (так называемого «Алеутского бассейна») и Тихого океана. Первые представлены толщами конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, накапливавшихся по большей части в прибрежно-морских условиях и содержащих обильные фаунистические остатки. С подстилающими олигоценовыми отложениями они связаны постепенными переходами, хотя местами отмечается также несогласное залегание [Burk, 1965]. Значительная часть обломков в осадочных толщах представлена вулканическими породами. Характерно почти повсеместное отсутствие морских отложений плиоцена.

В мелководной части Берингова моря, судя по геофизическим данным, общая мощность осадков около 2—2,5 *км* [Гальперин, Косминская, 1964; Shor, 1964]. Какая именно часть их накопилась в неогене, неизвестно.

В более южных районах (Олюторском, Восточно-Камчатском) палеогеновые и неогеновые отложения не могут быть четко разграничены. Здесь преобладают более тонкозернистые, чем на севере Беринговского бассейна, осадки. Характерно флишоидное переслаивание пород, иногда содержащих значительную примесь вулканокластического материала. Верхняя (верхнемиоценовая — плиоценовая) часть неогенового разреза имеет регрессивный характер (грубозернистые пески и конгломераты с линзами ракушняков и подчиненными прослоями аргиллитов, алевролитов и диатомитов). Общая мощность неогена в этих районах очень велика.

Изучение пограничных с Тихим океаном зон Берингова и Охотского морей, представленных системой глубоководных котловин островных дуг и глубоководных желобов (Берингово море и Командорско-Алеутская островная гряда; Охотское море и Курильская гряда), показало:

1) в глубоководных котловинах, прилегающих к тыловой (вогнутой) части этих дуг, осадочные толщи неогена имеют значительную мощность (3—5 *км*) [Гальперин, Косминская, 1964; Shor, 1964];

2) на Алеутских и Курильских островах выходят на поверхность преимущественно вулканогенные породы неогена, относящиеся к формации «зеленых туфов»;

3) периоды усиления вулканической деятельности на островах совпадали с регрессией моря, а вулканические паузы — с трансгрессией;

4) в глубоководных желобах, окаймляющих островные гряды со стороны океана, мощность осадков меньше, чем в глубоководных котловинах [Shor, 1964];

5) в связи с интенсивным неогеновым вулканизмом широко распространены некоторые специфические формации — туффито-диатомитовая, «зеленых туфов» [Ротман, 1965] и вулканогенно-молассовая [Ротман, 1963а]. При этом если туффито-диатомитовая формация накапливается в удаленных от источников вулканического материала бассейнах или в период ослабления вулканизма, то две другие максимально развиваются во время интенсификации вулканизма и концентрируются у подножий вулканов — соответственно в морской и наземной обстановке. По-видимому, эти формации представляют собой единый ряд, соответствующий различным стадиям развития вулканических островных дуг.

ГЛАВА III

ДИНАМИКА СЕДИМЕНТОГЕННЫХ СТРУКТУР НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Скорости осадконакопления в пределах тектонических структур (различных прогибов, впадин, погружений и пр.), развивавшихся в Северо-Восточной Азии и на Аляске начиная с протерозоя и кончая четвертичным периодом, далеко не равнозначны. Различия в скоростях осадконакопления на платформах, массивах и в подвижных областях свидетельствуют о разной динамике вертикальных тектонических движений в седиментогенных бассейнах.

В соответствии с данными Л. А. Варданянца [1963] и С. И. Гаврикова [1965], геосинклинали, массивы и платформы имеют различные скорости осадконакопления, вычисляемые как частное от деления мощности осадков (в миллиметрах) на продолжительность осадконакопления (в годах). Уже первые опыты такого подсчета дали следующие значения скоростей осадконакопления, *мм/год*: для геосинклиналей 0,08—0,2 и выше, для платформ 0,01—0,02, для срединных и других массивов 0,03—0,05. Скорости осадконакопления для геосинклиналей по своим величинам разделены на три группы, *мм/год*: сверхактивного осадконакопления 0,2—0,5, активного 0,08—0,2, малоактивного 0,05—0,08.

Как показывают результаты вычислений, значения скоростей осадконакопления могут отклоняться от вышеприведенных для платформ, устойчивых массивов и геосинклиналей. Подбоные отклонения возникают в результате изменений тектонического режима, происшедших в пределах того или иного сооружения. Так, в пределах геосинклиналей на определенных этапах развития могут существовать скорости осадконакопления, приближающиеся по своим значениям к скоростям осадконакопления на массивах и платформах, и наоборот, но, как правило, эти отклонения редки.

Прежде чем перейти к анализу скоростей осадконакопления следует указать, что последние вычислены в соответствии с геохронологической шкалой (табл. III-1), составленной группой авторов [Абсолютный возраст..., 1964]. В связи с тем, что длительность большинства эпох еще во многом не ясна, продолжительность последних высчитана путем деления продолжительности всего периода на количество эпох. Так же вычислялась продолжительность веков, там где это требовалось.

Платформы. *Сибирская платформа (Среднесибирский и Алдано-Становой геоблоки)*. Формирование собственно платформенного чехла на Сибирской платформе, происходившее в протерозое, палеозое и мезозое, связано с колебательными (преимущественно нисходящими) движениями, обусловившими образование карбонатных и терригенно-карбонатных формаций.

Скорости осадконакопления на платформе, как видно из табл. III-2, колеблются в интервале 0,003—0,025 *мм/год*, а в зонах активизации достигают 0,026 *мм/год*. Скорости осадконакопления, изменяющиеся в

Таблица III-1

Геохронологическая шкала в абсолютном летосчислении

Эры	Периоды	Эпохи	Длительность, млн. лет		Эры	Периоды	Эпохи	Длительность, млн. лет	
Kz	Q	Q		2	Pz	C	C_3	21,6	65
	N	N_2	10	24			C_2	21,5	
		N_1	14				C_1	21,6	
	Pg	Pg_3	14	41		D	D_3	20	60
		Pg_3	11				D_2		
		Pg_1	7				D_1		
Mz	Cr	Cr_2	38	70		S	S_2	15	30
		Cr_1	32				S_1		
	J	J_3	19,3	58		O	O_3	20	60
		J_2					O_2		
		J_1					O_1		
	T	T_3	15	45		Cm	Cm_3	23,3	70
		T_2					Cm_2		
		T_1					Cm_1		
Pz	P	P_2	22,5	45					
		P_1							

приведенном выше интервале, свидетельствуют о сравнительно спокойных платформенных движениях, и лишь только в кембрии на северном склоне Алданского щита скорость осадконакопления повышается до 0,028 *мм/год*, что является максимальным для платформы.

Особое место, как видно из табл. III-2, занимают скорости осадконакопления в Южно-Якутском угленосном районе. В средне-позднеюрское и раннемеловое время скорости осадконакопления здесь резко возрастают (до 0,044—0,046 *мм/год*). Эти значения не типичны для платформ и указывают на существенное изменение геотектонического

Таблица III-2

Характеристика осадконакопления Сибирской платформы

Периоды	Южно-Якутский угленосный район			Сев. склон Алданского щита, р. Амга			Сев. склон Оленекского поднятия			Вилюйская синеклиза (ю.-з. часть)		
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Меловой	32 (Cr_1)	1400	0,044									
Юрский	30 (J_{2+3}) 15 (J_1×)	1400 350	0,046 0,02	58	600—770	0,012				58	650	0,01
Триасовый										15 (T_1)	200	0,01
Пермский							45	300—700	0,01			
Каменноугольный							21,7 (C_1)	200—600	0,007—0,2			
Девонский							60	250	0,004	30	360—570	0,012— —0,019
Силурийский												
Ордовикский										60	375—425	0,006— —0,007
Кембрийский				70	1990— 2000	0,028	70	720— —(900)?	0,009			
Средние скорости осадконакопления			0,03			0,020			0,007			0,013

Примечание. В этой и последующих таблицах крестиком (×) помечены периоды и эпохи, представленные не в полном по времени объеме. Мощности отложений взяты из работы «Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР». М., Госгеолтехиздат, 1963.

режима (усиление нисходящих движений). Подобное увеличение скоростей осадконакопления объясняется образованием в средне-позднеюрское время прогибов и впадин, сформированных в результате процессов активизации.

Северо-Китайская платформа (Сино-Корейский геоблок). Скорости осадконакопления на Северо-Китайской платформе во время формирования платформенного чехла, как видно из табл. III-3, колеблются в пределах 0,003—0,02 *мм/год*, являясь типично платформенными и свидетельствуя о стабильной обстановке, а в зонах активизации достигают 0,04—0,06 *мм/год*.

Восточная часть платформы в ордовике имела скорость осадконакопления 0,05 *мм/год*, что явно выше собственно платформенных и близко к скоростям осадконакопления перикратонных прогибов. Эта часть платформы, по-видимому, в среднем палеозое развивалась по типу перикратонных структур.

Начиная с пермского периода, в триасово-юрское и частично в меловое время Северо-Китайская платформа испытывает активизацию, связанную с формированием глубоких прогибов и впадин. Активизация выражается в резком увеличении скоростей осадконакопления в пермское, триасовое и раннеюрское время до 0,04—0,05 *мм/год*.

В восточной окраинной части платформы (КНДР) активизация наиболее четко проявилась в меловое и палеогеновое время, связанное с формированием глубоких прогибов и впадин, скорости осадконакопления в которых достигают 0,06—0,23 *мм/год*. Последние характерны уже для краевых прогибов и геосинклинальных зон.

Для сравнения скоростей осадконакопления по другим платформенным структурам приведем данные о скоростях осадконакопления на Русской платформе, связанных с формированием в палеозойскую эру платформенного чехла. В Московской и Балтийской синеклизах скорости осадконакопления не превышают 0,01 *мм/год*, а в пределах Пачелмского прогиба, Львовской и Галицийско-Волынской впадин они повышаются до 0,020—0,029 *мм/год*.

Перикратонные прогибы *(Среднесибирский и Алдано-Становой геоблоки).* К группе перикратонных прогибов, расположенных на краевой восточной части Сибирской платформы, отнесены Хараулахский и Сетте-Дабанский ранне-среднепалеозойские прогибы. В этих прогибах, развивавшихся с конца позднего протерозоя или раннего кембрия и до раннекаменноугольного времени (иногда средне-позднекаменноугольного), формировались карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, которые как по типу осадков, так и по закономерности изменения их состава во времени родственны одновозрастным толщам Сибирской платформы. Скорости осадконакопления в названных прогибах (табл. III-4) колеблются в интервале 0,015—0,05, изредка достигая 0,066 *мм/год*, в среднем они равны 0,02—0,045 *мм/год*.

Хараулахский прогиб характеризуется сравнительно низкими скоростями осадконакопления (табл. III-4), присущими сооружениям с платформенным режимом развития. Несколько повышенные значения скоростей осадконакопления в некоторые эпохи (0,021—0,03 *мм/год*) в пределах прогиба свидетельствуют о его большей подвижности по отношению к центральным частям платформы. В среднем и позднем карбоне в Хараулахском прогибе скорости осадконакопления увеличиваются до 0,047 *мм/год* и по своим показателям приближаются к режиму движений подвижных областей. Усиление нисходящих движений в среднем и позднем карбоне связывается с вовлечением краевой части Сибирской платформы, включая и территорию Хараулахского прогиба, в сравнительно крупное прогибание, связанное с развитием позднепалеозойско-мезозойской Верхояно-Колымской подвижной области.

Таблица III-3

Характеристика осадконакопления Северо-Китайской платформы

Периоды	Хуайнаньский район			Бассейн р. Янцзы (средн. и нижн. течение)			Чехол и зоны активизации Северо-Китайской платформы (обобщен. данные)			Восточная окраинная часть платформы (в пределах КНДР), включая зоны активизации		
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Палеогеновый							41	700—1700	0,017—0,041	41	700—9000	0,017—0,23
Меловой							70	200—1400	0,003—0,02	70	3000—4500	0,043—0,064
Юрский							38 (J_{2-3}) 19 (J_1)	600 900—1000	0,016 0,05	38 (J_{2-3}) 19 (J_1)	1200 500	0,03 0,02
Триасовый							37 (P_2+T_1)	1500	0,04	34 ($T_3—J_1$)	550	0,016
Пермский							45	2200	0,049	37—40 ($P_2—T_1$)	200—800	0,005—0,02
Каменноугольный				65	200—600	0,003—0,009	22 (C_2)	300	0,013			
Девонский												
Силурийский	30			30	800	0,02						
Ордовикский	60	400—1500	0,006—0,02	60	480—900	0,01	40 (O_{1+2})	600	0,015	40 (O_{1+2})	2000	0,05
Кембрийский	70	800—1200	0,01—0,017	70	400—900	0,005—0,01	70	600—735	0,01	70	1300	0,018

Таблица III-4

Характеристика осадконакопления перикратонных прогибов

Периоды	Хараулахский прогиб (Среднесибирский геоблок)			Сетте-Дабанский прогиб (Алдано-Становой геоблок)		
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Каменноугольный	35 (C_{2+3})×	1700	0,047	36	2010—2390	0,055—0,066
	18 (C_1×)	560	0,03	18	800	0,044
Девонский	60	900	0,015	60	1800—2100	0,03
Силурийский	30	500	0,017	30	1150	0,038
Ордовикский				60	2500—2700	0,041—0,047
Кембрийский	80	1265—1685	0,016—0,021	80	2650	0,038
Средние скорости осадконакопления			0,026			0,045

В Сетте-Дабанском прогибе, имеющем более повышенные по отношению к Хараулахскому прогибу скорости осадконакопления (0,03—0,04 *мм/год*) и характеризующимся большей динамикой нисходящих движений, также отмечается тенденция к увеличению скорости осадконакопления и соответственно интенсивности погружения в средне-позднекаменноугольное время. Усиление нисходящих движений обусловлено вовлечением краевой зоны Сетте-Дабана в позднепалеозойско-мезозойское прогибание Верхояно-Колымской подвижной области.

Таким образом, следует указать, что Хараулахский и Сетте-Дабанский перикратонные прогибы характеризуются скоростями осадконакопления, колеблющимися в среднем в интервале 0,02—0,045 *мм/год* и отличающимися от типично платформенных (0,01—0,02 *мм/год*) и геосинклинальных (0,08—0,2 *мм/год* и выше).

Краевые прогибы. Выполненные существенно молассоидными образованиями эти прогибы, как правило, развиваются на краевых пограничных частях платформ во время инверсионных и постинверсионных движений в смежных геосинклинальных областях. Они нередко развиваются унаследованно на перикратонных прогибах и являются, вероятно, последующей стадией развития пограничных зон.

Скорости осадконакопления в них (табл. III-5) колеблются от 0,06 до 0,12 *мм/год*, составляя в среднем 0,09 *мм/год*, т. е. по своим значениям они близки к скоростям осадконакопления в геосинклиналях, что указывает на довольно близкую динамику нисходящих движений в краевых прогибах и геосинклиналях.

В позднеюрское время в пределах Приверхоянского прогиба происходили более интенсивные нисходящие движения по сравнению с раннемеловым временем.

Таблица III-5

Характеристика осадконакопления Приверхоянского прогиба

Периоды	Среднесибирский геоблок		
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Раннемеловой	32	2000—2600	0,06—0,08
Позднеюрский	12 ($J_3^{\times}$)	1500	0,12
Средние скорости осадконакопления			0,09

Массивы и их окраинные прогибы. Расположены внутри складчатых областей или чаще между ними, на значительных площадях перекрыты осадочным или осадочно-вулканогенным чехлом.

Развитие массивов тесно связано с развитием складчатых областей и зон. Вертикальные движения, проявившиеся в геосинклинальной области, отмечаются также и на смежном массиве, но в меньших масштабах. Как правило, погружениям в подвижной области соответствует погружение на массиве.

В пределах Яно-Чукотского геоблока известны Колымский, Омолонский, Охотский, Эскимосский (Восточно-Чукотский) массивы, скорости осадконакопления в пределах которых колеблются от 0,03 до 0,08, редко достигая 0,2 *мм/год* (табл. III-6).

В пределах Амурского геоблока известны Аргунский, Буреинский и Ханкайский массивы. Скорости осадконакопления в пределах массивов и их окраинных прогибов свидетельствуют о динамике вертикальных движений (табл. III-7).

Из данных табл. III-6 и III-7 видно, что скорости осадконакопления на массивах Яно-Чукотского и Амурского геоблоков подразделяются на две группы.

Первая группа скоростей осадконакопления соответствует формированию на массивах чехла и является показательной и типичной для них, она по своим значениям занимает промежуточное положение между скоростями осадконакопления на платформах (0,01—0,02 *мм/год*) и в геосинклиналях (0,08—0,2 *мм/год* и выше).

Вторая группа, имеющая более высокие скорости осадконакопления (0,06—0,20 *мм/год*) для окраинных прогибов и впадин, развившихся на периферии массивов, соответствует формированию депрессионной части чехла.

В пределах Аргунского, Буреинского и Ханкайского массивов Амурского геоблока (табл. III-7) в раннем кембрии скорости осадконакопления составляли 0,08—0,1 *мм/год*, т. е. они соответствуют скоростям геосинклинального осадконакопления. В среднем и позднем кембрии скорости осадконакопления резко уменьшились до 0,006—0,03 *мм/год*.

Подвижные области. Динамика тектонических процессов в подвижных областях будет рассматриваться на основе анализа скоростей осадконакопления отдельно по Яно-Чукотскому, Амурскому, Охотскому, Ниппонскому и Беринговскому геоблокам.

В пределах Яно-Чукотского геоблока ранне-среднепалеозойские и позднепалеозойский — мезозойские прогибы связываются с соответствующими циклами развития этой территории.

Таблица III-6

Характеристика осадконакопления массивов и их окраинных прогибов Яно-Чукотского геоблока

Периоды	Колымский массив						Омолонский массив						Охотский массив			Чукотский массив		
				Момо-Зырянский прогиб						Уляганский прогиб								
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Меловой	28 (Cr_2)×	200—500	0,007—0,018	32 (Cr_1)	2200—5000	0,06—0,15				9 (Cr_1)	1200	0,13						
Юрский	20 (J_{1+2})	600—700	0,03—0,035	12 (J_3km—v)	2200—2400	0,18—0,2	32 (J_{1-2}+ +T_3×)	950—1000	0,03—0,031	12 (J_3km+v)	1000	0,08	19 (J_3) 38 (J_{1-2})	700 1200	0,03 0,03	61 (J_3+Cr_1)	1000	0,016
Триасовый	15 (T_3)	400—500	0,03										15 (T_3)	1000	0,06			
Пермский	30 (P_1+P_2)×	900—1200	0,03—0,04				30 (P_1+P_2)	600—1000	0,02—0,033				45 (P_1+P_2)	1500—2000	0,03—0,04			
Каменноугольный							21 (C_1)	600—1000	0,03—0,04									
Девонский							40 (D_{2+3})	1900	0,047				40 (D_{2-3})	1100—2200	0,027—0,05	62 (D_{2-3}+ +C_1)	1200—1600	0,019—0,025
Ордовикский							40 (O_{1-2})	1100—1200	0,03				20 (O_1)	900	0,04	35 (O_3+S_1)	1000—1200	0,02—0,03

Таблица III-7

Характеристика осадконакопления массивов и их окраинных прогибов Амурского геоблока

Периоды	Аргунский массив			Буреинский массив						Ханкайский массив					
							Куканский прогиб						Даубихинский прогиб		
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн.лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, млн. лет	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, млн. лет
Меловой													20 (Cr_2) 32 (Cr_1)	1000 1000—2000	0,05 0,03—0,06
Юрский															
Триасовый													15 (T_3)	800—1800	0,05—0,12
Пермский							30 (P_1+P_2)×	1650	0,05				45 (P_1+P_2)	4000—4800	0,08—0,16
Каменноугольный															
Девонский	20 (D_1)	800	0,04	60	1800—3500	0,03—0,05	60	3200	0,05						
Силурийский	7 (S_1w)	150	0,02												
Ордовикский															
Кембрийский	46 (Cm_{2-3}) 23 (Cm_1)	300 2000	0,006 0,08	46 (Cm_{2-3}) 23 (Cm_1)	600—1800 2300	0,01—0,03 0,1				46 (Cm_{2-3}) 23 (Cm_1)	1500 3200	0,03 0,1			

В ранне-среднепалеозойское время на территории Яно-Чукотского геоблока и Аляски размещалась Верхояно-Бруксовская геосинклинальная область, развивавшаяся в течение кембрия, ордовика, силура, девона и карбона. Последняя состояла из системы широких и нередко пологих прогибов, располагавшихся между устойчивыми геоантиклинальными сооружениями (массивами, геоантиклинальными поднятиями), в которых происходил карбонатный и терригенно-карбонатный седиментогенез.

Из данных табл. III-8 видно, что ранне-среднепалеозойские прогибы (Тас-Хаяхтахский, Селенняхский, Омулевский и др.) характеризуются скоростями осадконакопления, составляющими в среднем 0,04—0,06 *мм/год*. Эта группа прогибов по скоростям осадконакопления приближается к геосинклинальным. По своей природе Тас-Хаяхтакский, Селенняхский, Омулевский и другие прогибы одними исследователями (К. Я. Спрингис, 1958; [Пущаровский, 1963]) относятся к платформенным прогибам, а другими [Резанов, Зарудный, 1962; Богданов, 1963] — к геосинклинальным.

Для того, чтобы решить вопрос о природе названных прогибов, обратимся к скоростям осадконакопления в некоторых геосинклинальных палеозойских прогибах территории СССР и других стран. Так, в герцинских прогибах Урала, Казахстана и Алтая они соответствуют 0,035—0,069 *мм/год*. В герцинских прогибах Центральной и Восточной Европы скорости осадконакопления в среднем равны 0,04—0,05 *мм/год*. В палеозойской геосинклинали Японских островов (зона Хида) в силуре, девоне и карбоне скорости осадконакопления изменяются в пределах 0,014—0,040 *мм/год*. Приведенные данные свидетельствуют о том, что ранне-среднепалеозойские прогибы Верхояно-Бруксовской геосинклинальной области имеют скорости осадконакопления, близкие к вышеупомянутым прогибам Европы, Урала и Казахстана. И соответственно нельзя по режиму осадконакопления Верхояно-Бруксовские прогибы относить к категории платформенных с низкими (0,003—0,020 *мм/год*) скоростями осадконакопления. По значениям скоростей осадконакопления названные прогибы близки к геосинклиналям с малоактивным осадконакоплением.

Позднепалеозойско-мезозойские прогибы, широко распространенные в пределах Яно-Чукотского геоблока, отличаются от ранне-среднепалеозойских более высокими скоростями осадконакопления. Верхояно-Колымская геосинклинальная область, развивавшаяся от среднекаменноугольного до позднемелового времени, состояла из серии терригенных, флишоидных и молассоидных прогибов, мигрировавших в процессе своего развития от Сибирской платформы к северо-востоку в сторону Колымского массива. Эта область состояла из Западно-Верхоянского (средний — поздний карбон, пермь и ранний — средний триас), Южно-Верхоянского (пермь, триас и ранняя юра), Куларского (пермь и триас), Яно-Тарынского (пермь и триас), Сугойского, Иньяли-Дебинского (поздний триас — юра) и Ольджойско-Полоусненского (юра — ранний мел) прогибов.

В табл. III-9 приведены скорости осадконакопления в названных прогибах. Они в среднем колеблются в пределах 0,08—0,30 *мм/год* с некоторыми отклонениями в большую и реже меньшую сторону. Разберем несколько подробнее эволюцию Западно-Верхоянского прогиба, отличающегося непостоянством скоростей осадконакопления и соответственно различной динамикой вертикальных движений. В средне-позднекаменноугольное время, являвшееся начальной стадией формирования прогиба, когда накапливались терригенные песчано-алеврито-сланцевые отложения, скорости осадконакопления составляли в среднем 0,06—0,08 *мм/год*. Названный прогиб заложился на месте ранее существовавшего геосинклинального прогиба, имевшего те же скорости

Таблица III-8

Характеристика осадконакопления ранне-среднепалеозойских прогибов Яно-Чукотского геоблока

Периоды		Тас-Хаяхтахский прогиб			Селенняхский прогиб			Омулевский прогиб			Олойский прогиб			Анюйский прогиб		
		Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, млн. лет	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Каменноугольный	Средн.+верхн.															
	Нижн.	18	850	0,047							18	700—1000	0,038—0,055	18	200	0,011
Девонский		60	2450—3400	0,048—0,066	60	2400	0,040	60	950	0,015	40 (D_{2+3})	1000	0,025	20 (D_3)	1200—1300	0,06—0,065
Силурийский		30	2170	0,07	30	2300—2500	0,07—0,08	30	1700—2600	0,056—0,086						
Ордовикский		60	5600	0,09	60	4600—5200	0,07—0,085	60	4450	0,073						
Средние скорости осадконакопления				0,063			0,069			0,057			0,039			0,045

осадконакопления, что указывает на преемственность в динамике вертикальных движений в развитии ранне-среднепалеозойских и позднепалеозойских (в начальную стадию) прогибов.

В пермское время, знаменательное крупнейшим прогибанием земной коры и накоплением 5—8-километровой существенно терригенной толщи, скорости осадконакопления составляют 0,11—0,28 *мм/год*; они увеличились по сравнению со средне-позднекаменноугольным временем в среднем в 3 раза, подчеркивая тем самым резкое усиление динамики нисходящих вертикальных движений в прогибе.

В ранне-среднетриасовое время в западной части Западно-Верхоянской зоны вследствие поднятия обособляется заполненный молассовыми толщами прогиб со скоростями осадконакопления 0,05—0,08 *мм/год*.

Из группы флишоидных прогибов рассматриваются Сугойский и Иньяли-Дебинский прогибы. По сравнению с пермскими и триасовыми, размещавшимися в западной и центральной части геосинклинальной области, эти прогибы смещены к северо-востоку в сторону Колымского массива. Скорости осадконакопления здесь колеблются в интервале 0,1—0,26 *мм/год*, т. е. они могут быть отнесены к категории прогибов с активным геосинклинальным осадконакоплением.

К прогибам молассового типа отнесен позднеюрско-раннемеловой Ольджойско-Полоусненский прогиб, развивавшийся в инверсионную стадию развития Верхояно-Колымской геосинклинали. Скорости осадконакопления составляют 0,10—0,13 *мм/год*, он отнесен к прогибам с активным геосинклинальным осадконакоплением.

Чукотская геосинклинальная область, развивавшаяся с ранне-позднепермского и до позднемелового времени, состояла из ряда прогибов, выполненных терригенными, флишоидными и молассовыми формациями.

В табл. III-10 приведены сведения о динамике вертикальных тектонических движений в Чукотской геосинклинальной области и Сев. Аляске. В терригенных (аспидных) прогибах Чукотской области, сформировавшихся в геосинклинальную стадию развития, скорости осадконакопления составляют 0,05—0,09 *мм/год*, что ниже, чем в подобных прогибах Верхояно-Колымской геосинклинали (0,08—0,53 *мм/год*).

В стадию инверсионного развития в флишоидных прогибах позднетриасового — раннеюрского возраста скорости осадконакопления составляли 0,1—0,27 *мм/год*, т. е. они были такими же, как и в Верхояно-Колымской области.

В молассовых (и вулканогенно-молассовых) прогибах, соответствующих позднеюрскому — раннемеловому седиментогенезу, скорости осадконакопления уменьшились и составляли 0,04—0,12 *мм/год*, они были также несколько меньшими по сравнению с аналогичными Верхояно-Колымской геосинклинали.

Для сравнения приведем данные по Колвиллскому прогибу (Сев. Аляска). В Колвиллском прогибе скорости осадконакопления колеблются в интервале 0,04—0,07, изредка достигая 0,1 *мм/год*, т. е. они близки к скоростям осадконакопления в Чукотской области. В раннесреднеюрское время Колвиллский прогиб имел низкие скорости осадконакопления (0,04 *мм/год*), которые несколько ниже скоростей в геосинклинальных прогибах с малоактивным осадконакоплением. И только в меловое время скорости нисходящих движений увеличиваются (0,07—0,1 *мм/год*). Колвиллский прогиб попадает в группу прогибов с активным геосинклинальным осадконакоплением.

Для иллюстрации изменения скоростей осадконакопления и соответственно динамики нисходящих движений в прогибах предлагается строить графики, позволяющие сравнивать прогибы или группы прогибов между собой и наглядно изображать их развитие. Для построения графика по вертикальной оси откладывают скорости осадконакопления

Характеристика осадконакопления позднепалеозойско-мезозойских прогибов Верхояно-Колымской геосинклинальной области

Периоды		Западно-Верхоянский прогиб							Южно-Верхоянский прогиб				Куларский прогиб			
			Северная часть			Центральная часть										
		Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, м	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Меловой	Верхний															
	Нижний															
Юрский	Верхний															
	Средний															
	Нижний															
Триасовый	Верхний															
	Средний	12 ($T_2^{\times}$)	Терригенная (аспидная)	230—2300	0,027—0,19	Молассоидная	1200	0,052	24 ($T_{1+2}^{\times}$)	Терригенная (аспидная)	1900—3100	0,079—0,129	12 ($T_2^{\times}$)	Терригенная (аспидная)	2500—3000	0,20—0,25
	Нижний	12 ($T_1^{\times}$)		670—870	0,055—0,072		490—990	0,04—0,082					12 ($T_1^{\times}$)		2500—3000	0,20—0,25
Пермский	Верхний	12,5—15 ($P_2^{\times}$)		2300	0,164	Флишоидная	1300—4000	0,092—0,285	12,5—15 ($P_2^{\times}$)		1950—3000	0,193—0,214	25—30 ($P_1^{\times}+P_2$)		2000—3000	0,07—0,109
	Нижний	12,5—15 ($P_1^{\times}$)		2000	0,14	Терригенная (аспидная)	3350—4000	0,239—0,285	12,5—15 ($P_1^{\times}$)		2100	0,15				
Каменноугольный	Верхний	16,5—18,5 ($C_3^{\times}$)		1800	0,12		2400—2800	0,068—0,08								
	Средний	16,5—18,5 ($C_2^{\times}$)		1200	0,068											
Средние скорости осадконакопления					0,098			0,259				0,142				0,179

Продолжение табл. III-9

Периоды		Яно-Тарынский прогиб, Неро-Аянская зона: Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, м	Скорость осадконакопления, мм/год	Сугойский прогиб: Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, м	Скорость осадконакопления, мм/год	Иньяли-Дебинский прогиб: Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, м	Скорость осадконакопления, мм/год	Ольджойско-Полоусненский прогиб: Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, м	Скорость осадконакопления, мм/год
Меловой	Верхний																
	Нижний													12—15 (Cr_1^X)	Молассовая	1600	0,118
Юрский	Верхний													20 ($J_2 + J_3^X$)	Флишоидная	2000—2600	0,1—0,13
	Средний					20 (J_{1+2}^X)	Флишоидная	2100	0,1	20—25	Флишоидная	5100—5800	0,226—0,257				
	Нижний													10 (J_1^X)		1200—2900	0,12—0,29
Триасовый	Верхний																
	Средний	12 (T_2^X)	Терригенная (песчано-сланцевая)	2100	0,17												
	Нижний	12 (T_1^X)		1100—1700	0,09—0,14												
Пермский	Верхний	12,5—15		6300—7500	0,48—0,53												
	Нижний																
Каменноугольный	Верхний																
	Средний																
Средние скорости осадконакопления					0,28				0,1				0,241				0,136

Таблица III-10

Динамика вертикальных тектонических движений в позднепалеозойско-мезозойских прогибах Чукотской геосинклинальной области и Северной Аляски

Эпохи	Анюйский прогиб				Олойский прогиб				Березовская зона			
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Раннемеловая												
Позднеюрская					19	Моласовая	2000	0,105	19	Моласовая	1800	0,094
Среднеюрская	19	Флишоидная	1400	0,04								
Раннеюрская	10 (J_1)×		400	0,04					8—10 (J_1×)	Флишоидная	1100	0,12
Позднетриасовая	15		2300—2800	0,15—0,18								
Ранне-среднетриасовая	30	Терригенная (аспидная)	1500	0,05					20 (T×)	Терригенная (аспидная)	1200	0,06
Позднепермская	20 (P_2×)		600—1000	0,03—0,05					20 (P_2×)		1000	0,05
Раннепермская	20 (P_1×)		1000	0,05								

Продолжение табл. III-10

Эпохи	Чаунский прогиб				Колвиллский прогиб (Сев. Аляска)			
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Раннемеловая	32	Вулканогенно-молассовая	2300—3900	0,07—0,12	25 (Cr_2×) 25 (Cr_1)	Молассовая	1800 3000—3200	0,07 0,09—0,1
Позднеюрская	19		600—800	0,031—0,044				
Среднеюрская								
Раннеюрская	10—15 (J_1×)	Флишоидная	700	0,056	30 (J_{1-2})×		1400	0,04
Позднетриасовая	15		3700—4100	0,24—0,27				
Ранне-среднетриасовая	15	Аспидная	1200—1400	0,08—0,09				
Позднепермская								
Раннепермская								

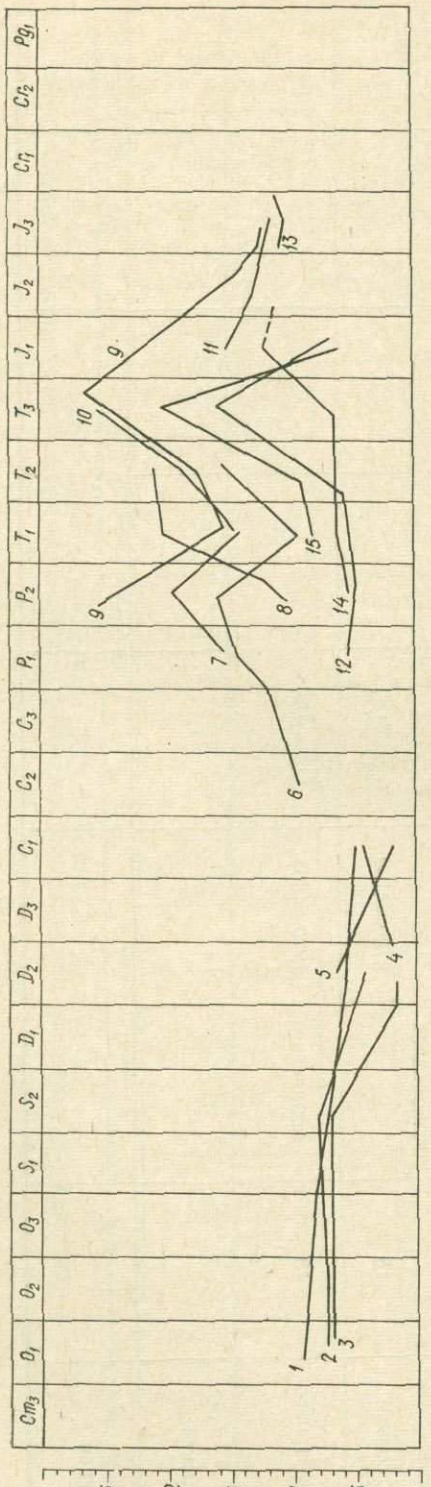


Рис. III-1. График скоростей осадконакопления в ранне-среднепалеозойских и позднепалеозойско-мезозойских прогибах Яно-Чукотского геоблока.
Ранне-среднепалеозойские прогибы: 1 — Тас-Хаяхтахский; 2 — Селенняхский; 3 — Омулевский; 4 — Олойский; 5 — Анюйский. *Позднепалеозойско-мезозойские прогибы:* 6 — Западно-Верхоянский; 7 — Южно-Верхоянский; 8 — Куларский; 9 — Яно-Тарынский; 10 — Эльгинский; 11 — Ольджойско-Полоусненский; 12 — Анюйский; 13 — Олойский; 14 — Березовский; 15 — Чаунский.

в миллиметр за год (рис. III-1), по горизонтальной — геологические эпохи.

На рис. III-1 приведены кривые скоростей осадконакопления в прогибах Яно-Чукотского геоблока (Верхояно-Колымская и Чукотская складчатые области). Различная динамика нисходящих движений в ранне-среднепалеозойских прогибах, имеющих невысокие скорости осадконакопления (в среднем 0,04—0,06 *мм/год*) и характеризующиеся слабой контрастностью движений (отображается вертикальным размахом кривых), и в позднепалеозойско-мезозойских ясно показана на рисунке. На графике отчетливо выражен спокойный характер кривых ранне-среднепалеозойских прогибов с общей тенденцией к уменьшению скоростей осадконакопления в девоне и карбоне.

Позднепалеозойско-мезозойские прогибы отличаются большими скоростями осадконакопления (соответственно скоростями нисходящих движений) и довольно резкими их перепадами, которые указывают на усиление и ослабление нисходящих движений. На графике отчетливо выражены два максимума скоростей осадконакопления для Верхояно-Колымской подвижной области: первый падает на позднепермское, а второй на позднетриасовое время. Эти эпохи соответственно могут считаться наиболее динамичными эпохами, связанными с большими скоростями нисходящих движений.

Для Чукотской области на графике выражается один максимум скоростей осадконакопления, падающий на позднетриасовое время. Эта область отличается также от Верхояно-Колымской более низкими скоростями осадконакопления, что отчетливо иллюстрируется графиком.

Сихотэ-Алинская подвижная система. Заложившаяся в среднем палеозое и развивавшаяся в течение позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, эта система характеризовалась длительной и сложной историей геологического развития. Последнее выражено в неодновременности формирования складчатых структур в западной и восточной ее частях: в западной части структуры были сформированы раньше, чем в восточной. Собственно геосинклинальный седиментогенез в Сихотэ-Алинской системе протекал в течение позднего и отчасти среднего палеозоя и мезозоя (триас, юра и иногда ранний мел), инверсионные процессы охватывали меловой период (в западной части с поздней юры — раннего мела, в восточной с позднего мела) и постинверсионные * — поздний мел (чаще конец его) — кайнозой.

Сихотэ-Алинская подвижная система состояла из ряда прогибов (Ванданский, Центрально-Сихотэ-Алинский, Прибрежный, Амгунский и др.), динамика нисходящих движений в которых отображена скоростями осадконакопления в табл. III-11.

В собственно геосинклинальных прогибах (Ванданский, Центрально-Сихотэ-Алинский, Прибрежный), выполненных вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями, скорости осадконакопления составляли 0,06—0,14 *мм/год*, что свидетельствует о довольно сильных нисходящих движениях. Приведенные скорости по своим значениям могут быть отнесены к типично геосинклинальным скоростям осадконакопления.

В триасово-юрское время в прогибах (см. табл. III-11), выполненных терригенными формациями, скорости осадконакопления в основном почти не изменились. Только в Центрально-Сихотэ-Алинском и Прибрежном прогибах в юрское время скорости осадконакопления понизились до 0,05 *мм/год*.

В меловой период, связанный с накоплением в прогибах флишоидных и частью молассоидных формаций, скорости осадконакопления и соответственно интенсивность нисходящих движений в прогибах возрастает и достигает 0,15—0,22 *мм/год*.

Монголо-Охотская подвижная область. Она имеет черты сложной складчато-глыбовой области и длительную историю развития. В развитии области различаются три эпохи интенсивного седиментогенеза: синийско-кембрийская, силурийско-нижнекаменноугольная (иногда включая и средний и верхний карбон, и пермь) и верхнетриасово-юрская.

Палеозойская эпоха седиментогенеза, связанная с сравнительно крупными погружениями в силурийский и больше в девонский периоды в Джагдинском и Ольдойском прогибах (табл. III-12), характеризовалась скоростями осадконакопления, колеблющимися в пределах 0,04—0,09 *мм/год*. Эти прогибы, выполненные вулканогенно-кремнисто-терригенными, терригенными и флишоидными формациями, по скоростям осадконакопления попадают в группу прогибов с малоактивным геосинклинальным осадконакоплением. Они близки по динамике нисходящих движений к геосинклинальным прогибам Верхояно-Колымской подвижной области.

В Джагдинском прогибе в девонский период выражено резкое возрастание нисходящих движений, в результате чего скорость осадконакопления здесь резко увеличивается до 0,15—0,17 *мм/год*.

Мезозойский седиментогенез, связанный с развитием триасово-юрско-меловых терригенных и молассовидных прогибов, имеющих более локальное размещение, характеризовался большими по сравнению с палеозойской эпохой нисходящими движениями. В табл. III-12 достаточно

---

* Существуют и другие точки зрения о проявлении инверсионных и постинверсионных процессов.

Таблица III-11

Характеристика осадконакопления Сихотэ-Алинской подвижной области (Амурский геоблок)

Периоды	Ванданский прогиб				Центрально-Сихотэ-Алинский прогиб				Прибрежный прогиб			
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Меловой					28 ($Cr_2^{\times}$)	Аспидная	3100	0,11		Флишоидная		
					32 (Cr_1)		2900	0,09	32 (Cr_1)		4000	0,12
Юрский					32 (J_{2-3})	Терригенная	1620	0,05			1000	0,05
Триасовый					23 ($T_3+J_1^{\times}$)		2490—2960	0,1—0,12				
Пермский	45 (P_1+P_2)	Вулканогенно-кремнисто-терригенная	2950—4700	0,06—0,14	45 (P_1+P_2)	Вулканогенно-кремнисто-терригенная и аспидная	5200	0,11		Вулканогенно-кремнисто-терригенная		
Каменноугольный	65		4710	0,07	65		5300—5400	0,08	65		4100	0,06

Продолжение табл. III-11

Периоды	Амгунский прогиб				Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб			
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *м.м/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *м.м/год*
Меловой	38 (Cr_2)	Вулканогенная	4500	0,11	24 ($Cr_2^{\times}$)	Флишоидная	1600—3600	0,07—0,15
	32 (Cr_1)		6800	0,22	32 (Cr_1)		4950—5150	0,13—0,17
Юрский	58	Терригенная	7400—8700	0,12—0,14	32 (J_{2-3})	Терригенная	3020—4620	0,09—0,14
Триасовый	19 (T_3)		1800	0,09	23 ($T_3+J_1^{\times}$)	Кремнисто-терригенная	1100—1200	0,05
Пермский								
Каменноугольный								

Таблица III-12

Характеристика осадконакопления Монголо-Охотской подвижной области (Амурский геоблок)

Периоды	Джагдинский прогиб				Ольдойский прогиб				Верхнеамурский прогиб			
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Меловой										Молассовая		
									40 (J_3—Cr_1)		3500—4200	0,07—0,1
Юрский									50($J^{\times}_{1-2-3}$)	Терригенная	4400—7700	0,08—0,18
Триасовый									15(T_3)		4000	0,26
Пермский												
Каменноугольный	65	Вулканогенно-кремнисто-терригенная	3500—4100	0,05—0,06	22(C_1)	Терригенная и флишоидная	800—920	0,04				
Девонский	60		9300—10 400	0,15—0,17	60		3120—5620	0,05—0,09				
Силурийский					30		1500—2300	0,05—0,07				
Кембрийский	23(Cm_1)		1900—2000	0,08								

Продолжение табл. III-12

Периоды	Буреинский прогиб				Удский прогиб				Торомский прогиб			
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Формация	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Меловой		Молассовая			$20(Cr_1^{\times})$	Молассовая	800—1100	0,05	$6(Cr_1v)$		400	0,06
	$32(Cr_1)$		1095—2300	0,03—0,07						Терригенная		
Юрский	$40(J_{1-2}^{\times})$	Терригенная	3200	0,07	58	Терригенная	8200	0,14	58		5900	0,1
Триасовый	$15(T_3)$		1750—3150	0,11—0,2	$12(T_3^{\times})$		840	0,07				
Пермский												
Каменноугольный												
Девонский												
Силурийский												
Кембрийский												

Характеристика осадконакопления в под

Периоды	Сахалин			Хоккайдо (сев. часть)		
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Неогеновый	24	5200	0,2	24	3500—4300	0,15—0,17
Палеогеновый	41	3500—4000	0,08—0,09			
Меловой	38 (Cr_2)	4700—7000	0,02—0,17	26 ($Cr_2^{\times}$)	2500—3300	0,09—0,12
				12 ($Cr_1^{\times}$)	1300	0,10

Характеристика осадконакопления в под

Периоды	Юго-западная часть (юго-западная часть о-вов Хонсю и Кюсю)		
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Неогеновый	12 (N_1)	3800	0,31
Палеогеновый	41	3000—3500	0,07—0,08
Меловой	38 (Cr_2)	3000	0,08
	32 (Cr_1)	2100	0,06
Юрский	28 (J_{1-2})	2200	0,08
Триасовый	30 (T_{2+3})	5000—6000	0,16—0,20
Пермский	30 (P_{1+2})$^{\times}$	Более 2000	Более 0,06

Таблица III-13

вижных зонах Охотского геоблока

Курило-Восточно-Камчатская система					
Курильская			Камчатская		
Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
			24	3000—5000	0,12—0,20
20 ($Pg - N_1$)$^{\times}$	3400—4000	0,17—0,20	25 ($Pg - N_1$)$^{\times}$	4000	0,16
10 ($Cr_2^{\times}$)	700	0,07	38 (Cr_2)	7700	0,20

Таблица III-14

вижных зонах Ниппонского геоблока

Центральная часть (о. Хонсю)			Северо-восточная часть (о. Хоккайдо)		
Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
24	500—7000	0,20—0,29	24	3300	0,14
			41	3700	0,09
12 ($Cr_2^{\times}$)	1000	0,08	30 ($Cr_2^{\times}$)	2900	0,09
25 ($Cr_1^{\times}$)	1400—1800	0,05—0,07	32 (Cr_1)	3100	0,09
38 (J_{1-2})	1800—3000	0,06—0,09			
45	3200—6300	0,17—0,14			

отчетливо выражено усиление по скоростям осадконакопления нисходящих движений в Верхнеамурском, Буреинском, Удском прогибах по сравнению с палеозойскими прогибами.

Мезозойские прогибы по скоростям осадконакопления, колеблющимся в среднем в интервале 0,08—0,18 *мм/год*, могут быть отнесены к группе геосинклинальных прогибов с активным осадконакоплением, в отдельных случаях — к прогибам сверхактивных осадконакоплений (0,22—0,26 *мм/год*).

Охотский геоблок. Динамика нисходящих движений в пределах Охотского геоблока выражена в табл. III-13. По скоростям осадконакопления прогибы этих зон могут быть отнесены к геосинклинальным прогибам с активным геосинклинальным осадконакоплением (0,08—0,2 *мм/год*).

На Сахалине геосинклинальное осадконакопление протекало в позднемеловое — неогеновое время. Скорости осадконакопления в прогибах этого времени колеблются примерно в тех же интервалах 0,08—0,17 *мм/год*. Уменьшение скоростей осадконакопления до 0,08—0,09 *мм/год* в палеогеновый период связывается с инверсионными движениями, охватившими этот регион. В неогене скорости нисходящих движений увеличиваются и достигают 0,2 *мм/год* (геосинклинальные прогибы с сверхактивным осадконакоплением). Тектоническая природа этих неогеновых прогибов дискуссионна.

В Курило-Восточно-Камчатской системе в позднемеловое и палеогеновое время (геосинклинальная и инверсионная стадия развития) скорости осадконакопления в прогибах в основном составляют 0,1—0,2 *мм/год и свидетельствуют о значительных скоростях нисходящих* движений и весьма активном осадконакоплении. В неогеновых прогибах и впадинах скорости нисходящих движений остаются по-прежнему высокими.

Ниппонский геоблок. В геосинклинальных прогибах геоблока скорости осадконакопления изменяются в интервале от 0,06 до 0,31 *мм/год*. В табл. III-14 приведены скорости осадконакопления по юго-западной, центральной и северо-восточной частям геоблока.

Из таблицы явствует, что в пермское, триасовое, юрское и раннемеловое время скорости осадконакопления в геосинклинальных прогибах колеблются в среднем в пределах 0,08—0,10 *мм/год*. В поздне- и частью раннемеловое время они уменьшаются до 0,06—0,08 *мм/год* и прогибы могут быть отнесены к прогибам с малоактивным геосинклинальным осадконакоплением.

В неогене ярко выражено усиление нисходящих движений: скорости осадконакопления в неогеновых прогибах повышаются до 0,20—0,31 *мм/год*. Эти прогибы следует относить (по значениям скоростей осадконакопления) к прогибам со сверхактивным геосинклинальным осадконакоплением.

Беринговский геоблок. В табл. III-15 приведены данные о скоростях осадконакопления по Корякской зоне, относящейся к северной части Охотско-Корякской системы.

В прогибах Корякской зоны геосинклинальное осадконакопление происходило в триасовый, юрский и меловой периоды до палеогена, а иногда включая и палеоген. В триасовое и юрское время скорости нисходящих движений в прогибах были сравнительно слабыми: не превышали 0,05—0,08 *мм/год*. В меловое и палеогеновое время они резко увеличиваются (до 0,11—0,28 *мм/год*), свидетельствуя о довольно сильных нисходящих движениях в прогибах. Подобные скорости осадконакопления характерны для прогибов с активным и сверхактивным геосинклинальным осадконакоплением.

Таблица III-15

Скорости осадконакопления Корякской зоны

Периоды	Корякская зона		
	Продолж. осадконакопления, млн. лет	Мощность, *м*	Скорость осадконакопления, *мм/год*
Неогеновый	24	7000	0,29
Палеогеновый	11 ($Pg_3^{\times}$)	1300	0,11
Меловой	30 ($Cr_2^{\times}$)	4300	0,14
	32 (Cr_1)	7000—9000	0,21—0,28
Юрский	58	3200	0,05
Триасовый	30 (T_{2+3})	2000	0,06
Пермский			
Каменноугольный	35 ($C_3 - P_1^{\times}$)	3000	0,08

В неогене скорости осадконакоплений очень высокие (0,29 *мм/год*); *они свидетельствуют о крупных нисходящих движениях в прогибах и* впадинах.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Осадконакопление на платформах в период формирования платформенного чехла характеризуется стабильными скоростями осадконакопления, *колеблющимися в пределах* 0,003—0,025 *мм/год* (*в среднем* 0,01—0,025 *мм/год*). Активизация участков платформ выражается *в резком повышении* скоростей осадконакопления от 0,04 *мм/год* и выше.

2. Перикратонным прогибам, развивающимся на краевых частях платформ, свойственна повышенная динамика нисходящих движений: скорости осадконакопления в них колеблются в интервале 0,02—0,045 *мм/год*, являясь промежуточными между платформенными и геосинклинальными.

3. *Краевые прогибы, формирующиеся на окраинах платформ на* границе с подвижными областями, отличаются по динамике нисходящих движений от перикратонных прогибов и имеют скорости осадконакопления, изменяющиеся в интервале 0,06—0,12 *мм/год*.

4. Устойчивые массивы, располагающиеся внутри подвижных областей, по интенсивности нисходящих движений занимают промежуточное положение между платформами и геосинклиналями и характеризуются скоростями осадконакопления, колеблющимися в пределах 0,03—0,05 *мм/год*. Их окраинные прогибы отличаются более высокими скоростями *осадконакопления* (*в среднем* 0,06—0,08, *изредка* 0,2 *мм/год*), которые соответствуют скоростям осадконакопления в геосинклинальных прогибах.

5. В подвижных областях по скоростям осадконакопления, колеблющимся от 0,05 (иногда 0,04) до 0,5 *мм/год*, могут быть выделены три группы прогибов:

а) прогибы с малоактивным геосинклинальным осадконакоплением (0,05—0,08 *мм/год*) — вялые или малоактивные;

б) прогибы с активным геосинклинальным осадконакоплением (0,08—0,2 *мм/год*) — *активные*;

в) прогибы со сверхактивным геосинклинальным осадконакоплением (0,2—0,5 *мм/год* и выше) — сверхактивные.

Приведенный анализ является одним из первых опытов отражения динамики седиментогенных структур и их сравнения на основе подсчета скоростей осадконакопления.

ГЛАВА IV

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Первоначальные самые общие представления о закономерностях размещения рудных полезных ископаемых в пределах отдельных регионов востока СССР были намечены для районов Забайкалья и Приамурья более 100 лет назад (Н. П. Аносов, А. Д. Озерский и др.).

К концу XIX — началу текущего столетия относятся исследования В. А. Обручева, А. П. Герасимова, К. И. Богдановича, П. К. Яворского, В. Н. Зверева, П. И. Полевого, Э. Э. Анерта и других ученых, посвященные изучению золотоносных районов Восточной Сибири и Дальнего Востока, охватившие огромную территорию от Ленского бассейна до Охотского побережья. В основном это был этап накопления фактических данных по территориям, ранее геологически совершенно не изученным. Металлогения Колымо-Чукотского региона стала изучаться значительно позднее, главным образом в 30-х годах текущего столетия. Первые обобщения по геологии и полезным ископаемым этого края принадлежат С. В. Обручеву и Ю. А. Билибину с сотрудниками, В. И. Серпухову и др.

Широкие металлогенические обобщения в ту пору были немногочисленны. Следует отметить интересные построения В. А. Обручева, который в 1924 г. наметил перспективы по эпитермальному золоту и полиметаллическим рудам окраинно-материкового вулканогенного пояса, обрамляющего с запада Тихий океан, на основе сравнительного анализа с симметричным ему относительно океанической впадины Кордильеро-Андским поясом. Прогноз этот впоследствии получил подтверждение открытием эпитермальных золотых и золото-серебряных месторождений.

Подтвердились заключения А. Е. Ферсмана [1926] о наличии протяженного регионального Монголо-Охотского геохимического пояса, следующего из Забайкалья к Охотскому побережью. Эти первоначально чисто регионально-геохимические представления в дальнейшем легли в основу широких геотектонических и металлогенических построений, и в частности в обоснование Главного Приамурского золотоносного пояса [Ициксон, Кормилицын, Красный, 1960] — основной золотоносной структуры Восточного Забайкалья и Приамурья.

В 30-е и 40-е годы на всей территории Востока СССР были развернуты широкие поисковые работы, проводившиеся различными геологическими коллективами. Результаты этих работ позволили наметить первые металлогенические схемы для ряда крупных регионов — Верхоянья (С. С. Смирнов и Г. Л. Падалка), Колымского края (Ю. А. Билибин), Забайкалья (С. С. Смирнов, О. Д. Левицкий), Приморья (Г. П. Воларович, М. П. Русаков), которые были положены в основу оценки перспектив и направления поисковых работ на олово, золото и другие металлы.

Четкой вехой, определившей начало нового этапа в познании металлогении восточных районов СССР и сопредельных областей, явилась вышедшая в свет в 1946 г. статья С. С. Смирнова «О Тихоокеанском рудном поясе». В ней впервые установлены общие принципы планетарной металлогенической зональности. Анализ этой работы в свете современных данных опубликован сравнительно недавно [Идеи..., 1966].

Дальнейшее развитие идеи С. С. Смирнова получили в работах Ю. А. Билибина [1958]. Им был намечен специфический дальневосточный тип минерализации, характерный для восточноазиатских мезозоид, с четко выраженной металлогенией средних и поздних этапов развития, при резко ослабленном проявлении минерализации начальных и ранних этапов развития.

За двадцатилетие, истекшее после опубликования работ С. С. Смирнова, а затем Ю. А. Билибина, большими коллективами геологов и геофизиков территориальных геологических управлений, местных и центральных научных учреждений были проведены обширные геологические и металлогенические исследования. Для главнейших рудных районов и целых провинций Востока СССР были составлены металлогенические и прогнозные карты как комплексные, так и на отдельные виды минерального сырья.

Наиболее крупные исследования по металлогении советского сектора Тихоокеанского пояса были опубликованы Б. А. Андреевым, Н. П. Аникеевым, И. И. Берсеневым, Н. А. Беляевским, Г. М. Власовым, Г. П. Воларовичем, И. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой, Д. И. Горжевским, Ю. К. Дзевановским, И. Е. Драбкиным, Б. Х. Егиазаровым, В. В. Еловских, Б. Н. Ерофеевым, Д. И. Ивлиевым, Э. П. Изохом, Р. М. Константиновым, В. С. Кормилицыным, Л. И. Красным, П. Н. Кропоткиным, О. Д. Левицким, С. Ф. Луговым, В. Т. Матвеенко, М. П. Материковым, С. А. Музылевым, С. И. Набоко, М. С. Нагибиной, И. Я. Некрасовым, В. В. Онихимовским, Г. Л. Падалка, Е. С. Павловым, Ю. М. Пущаровским, Е. А. Радкевич, И. С. Рожковым, М. Г. Руб, Л. А. Снятковым, К. Я. Спрингисом, В. А. Титовым, И. Н. Томсоном, Н. И. Тихомировым, С. Ф. Усенко, М. А. Фаворской, Б. Л. Флеровым, Н. А. Фогельман, В. К. Чайковским, М. В. Чеботаревым, Е. Т. Шаталовым, Н. А. Шило, Ф. К. Шипулиным, А. Д. Щегловым, В. А. Ярмолюком и многими другими.

Предлагаемый ниже очерк не ставит своей задачей всестороннее рассмотрение металлогении восточных районов СССР. Здесь будут освещены лишь отдельные геологические аспекты этой проблемы в связи с общей геологической эволюцией тихоокеанской окраины СССР и сопредельных территорий Тихоокеанского сегмента Земли.

ГЛАВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Длительная история геологического развития притихоокеанской окраины СССР отмечена многочисленными металлогеническими (минерагеническими) эпохами, приведшими к эндогенным, экзогенным и метаморфогенным концентрациям химических элементов — полезных ископаемых. Наиболее существенными металлогеническими эпохами являются раннедокембрийская (протогей и мезогей), рифейско-кембрийская и мезозойско-кайнозойская (неогей).

Раннедокембрийская металлогения интенсивно проявлена на Алданском щите, обрамляющем его поясе ранних протерозоид, а также в пределах массивов, поднятий и горстовых блоков внутри складчатых областей мезозоид. Эта древнейшая металлогеническая эпоха также мощно представлена в сопредельной с юга провинции Сино-Корейской платформы.

Наиболее ярким металлогеническим процессом, отвечающим этой древнейшей эпохе, были крупнейшие концентрации железа, главным образом в раннем протерозое, очевидно, обязанные своим возникновением процессам хемогенной седиментации, связанной с широко развитым в ту пору подводным вулканизмом. Высокая кислотность (главным образом хлоридность) океанических вод того времени, возникшая за счет кислых вулканических дымов и эксгаляций, способствовала значительному относу поливалентных элементов (железо, марганец, кремнезем, частично алюминий) от береговой линии и фиксации их в форме пелагических отложений [Страхов, 1963]. Это предопределило широкое площадное распространение этих образований в древних толщах в форме железистых кварцитов (джеспилитов); последующие метаморфогенные трансформации в ряде случаев приводили к образованию крупных концентраций более богатых руд.

С этой стадией развития раннедокембрийских структур связаны крупные железорудные месторождения Алдана (Таежное, Сивагли). Залежи железистых кварцитов Станового хребта (Золотогорское, окрестности Бомнака и др.) характеризуются в известных своих проявлениях убогими рудами. Сходного типа проявления железных руд известны и на р. Кадон (Омулевский массив). Железорудные месторождения этой формации имеются в северной части Сино-Корейской платформы, где выделяются объекты крупного горнопромышленного значения Аньшань и Мусан. Здесь же в наиболее полной форме представлены сопровождающие железо метаморфизованные продукты пелагического «доломито-джеспилитового» и «глиноземного» осадочно-вулканогенного ряда в виде мощных накоплений магнезитов, тальково-магнезитовых пород и диаспоритов (манчжуритов).

Вторым весьма типичным металлогенным элементом раннедокембрийской эпохи является золото. Протяженная цепь золотоносных россыпей локализуется вдоль южных склонов Станового хребта, в районе среднего течения Зеи, на Мал. Хингане, в пределах древнего ядра Колымо-Омолонского массива и в ряде других мест. Источником золота для этих россыпей неизменно являются гнейсо-мигматитовые комплексы, обогащенные цветными минералами и инъецированные сульфидами. Следует предполагать, что золото, не дающее в этом случае существенных коренных месторождений, обособилось здесь в процессе метаморфизма древних вулканогенных образований основного и среднего состава. Весьма вероятно также, что для сепарации и концентрации золота могли иметь значение и позднейшие наложенные процессы, связанные с мезозойской тектоно-магматической активизацией. Однако наличие древней (домезозойской) золотоносности с определенностью доказывается наличием золота в грубообломочных отложениях юрского и более древнего возраста и в Приамурье, и на окраине Алданского щита (конгломераты юрских угленосных отложений в районе оз. Бол. Токо и др.).

Наконец, еще одним интересным элементом докембрийской металлогении являются своеобразные рудные формации, ассоциирующие с габбро-анортозитовым комплексом обрамления Алданского щита. Они представлены пластообразными телами и линзами титаномагнетита в анортозитах, а также вкрапленностью ильменита в габбро. Размыв последних дает начало россыпям ильменита, известным на Охотском побережье. Имеются также признаки сульфидной минерализации с никелем, кобальтом и медью. В связи с неясностью вопроса о происхождении анортозитов проблема генезиса этих рудных образований не может считаться решенной. На рис. IV-1 с большой долей условности эта формация обозначена как имеющая магматическое происхождение.

Рифейско-кембрийская металлогения. Проявлена в пределах Алданского щита и прикрывающего его слоистого покрова,

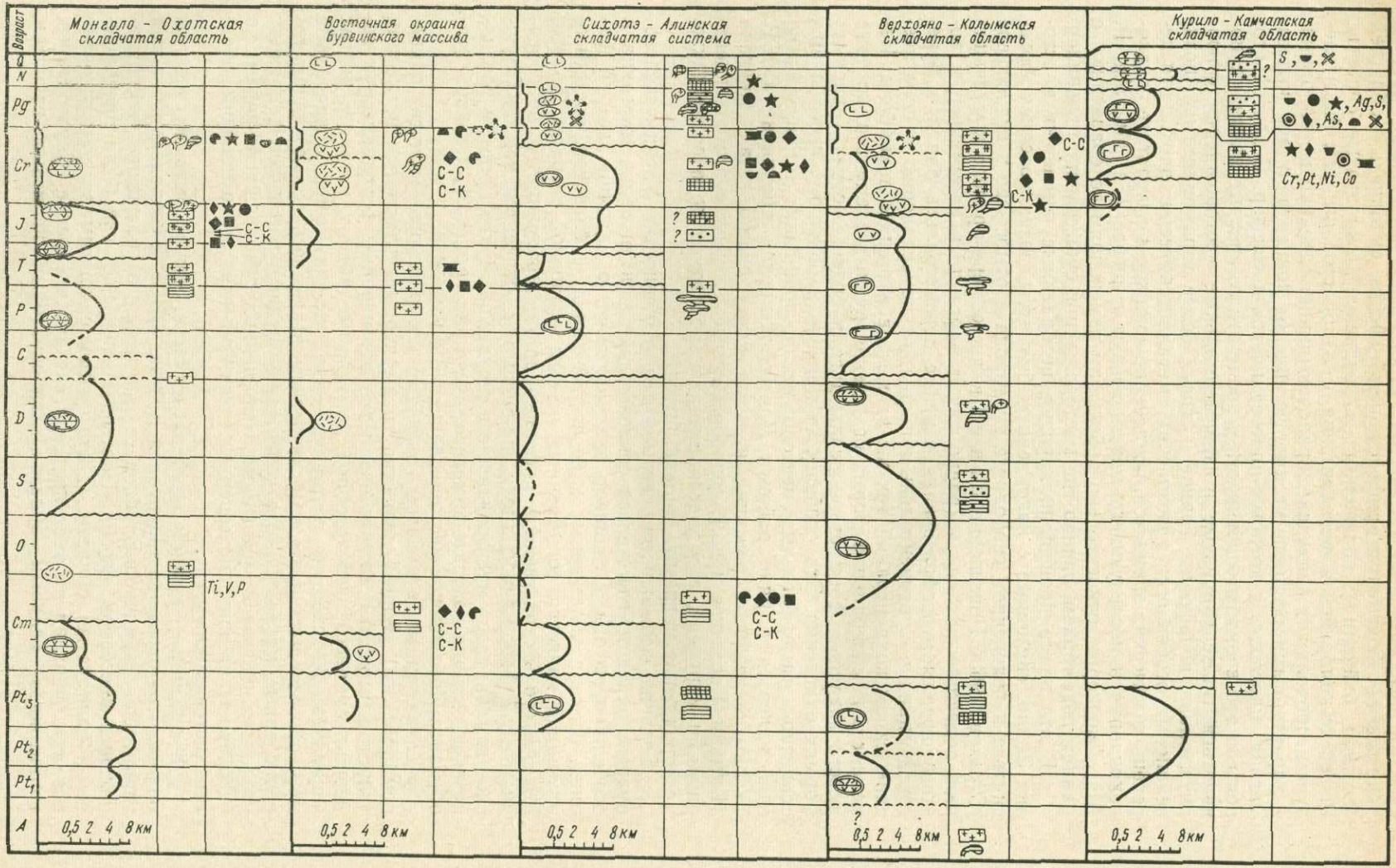
а также во фрагментах рифейско-кембрийских складчатых областей (поздних байкалид), включенных в позднейшие складчатые системы. Рифейско-кембрийская металлогения, с одной стороны, как бы наследует и продолжает раннедокембрийскую линию развития металлогении с характерными осадочно-метаморфогенными концентрациями железа, магния, марганца, к которым присоединяется и фосфор. С другой стороны, в это время, в особенности в конце этапа, впервые начинают появляться также скарновые и гидротермальные месторождения флюорита, олова, вольфрама, свинца и цинка, более характерные для позднейших (в особенности мезозойских) металлогенических эпох. Хотя перечень химических элементов, концентрирующихся в результате осадконакопления и последующего метаморфизма в рифее (Fe, Mn, Mg, P, Al?), подвергся относительно небольшим изменениям по сравнению с ранним докембрием, однако тип месторождений существенно изменился.

В это время произошли крупные необратимые изменения в истории Земли, связанные с накоплением биомассы, возникновением фотосинтеза и появлением свободного кислорода в атмосфере и гидросфере [Страхов, 1963]. Повышение Eh и pH в гидросфере привело к уменьшению подвижности железа (равно как и марганца и алюминия), и поэтому ареалы рудообразования в рифее переместились ближе к береговой линии и континентальным площадям по сравнению с пелагическим типом концентраций тех же элементов в раннем докембрии. Изменилась и минеральная форма осаждения рудных элементов, которые вместо закисных форм стали осаждаться в более высоких (окисных) формах окисления. Эти особенности привели к большому своеобразию осадочно-метаморфогенных месторождений, возникших в рифее и на заре палеозоя в ряде районов Притихоокеанской провинции СССР. Таковы железистые роговики и гематитовые сланцы Мал. Хингана (Кимкан, Костеньга и др.), сопровождаемые промышленными концентрациями марганца, а в подстилающих карбонатных горизонтах также месторождения магнезита, талька, брусита.

Большие возможности связываются с обширным Удским железорудным районом, где железо сопровождают концентрации марганца и особенно фосфора. Возникает предположение о наличии здесь в фациях, более приближенных к береговой линии, и бокситов, поскольку алюминий является естественным членом осадочной тетрады Fe, Mn, Mg, Al, столь свойственной рифеидам других провинций. К образованиям этой ферригенной эпохи, по-видимому, относится также Гаринское железорудное месторождение в Приамурье с отчетливыми признаками наложения контактово-метасоматических процессов, а также своеобразное Побединское месторождение в Приколымье.

Характерным элементом рифейско-кембрийского (точнее раннекембрийского) разреза являются также черные углисто-глинистые или углисто-кремнистые сланцы с заметно повышенным геохимическим содержанием рассеянных фосфора, ванадия, молибдена, иттрия и других элементов. В исходном состоянии — это, по-видимому, мелководные илы, обильно насыщенные органическим веществом, сорбирующим перечисленные металлы. Хотя содержания рудных элементов в сланцах находятся далеко за пределами современных требований к рудам, но устойчивое наличие повышенных геохимических концентраций представляется важным.

В среднем — позднем кембрии (отчасти, может быть, захватив и ордовик) на огромной территории Востока СССР и сопредельных с юга территорий заканчивался процесс длительного развития геосинклинальных бассейнов рифеид. Претерпев инверсию, они были превращены в складчатые области. С этим революционным этапом развития поздних байкалид на заре палеозоя связано внедрение разнообразных гранитоидов, главным образом лейкократовых калиевых гранитов,


Возраст
Монголо - Охотская складчатая область
Восточная окраина бурейнского массива
Сихотэ - Алинская складчатая система
Верхояно - Колымская складчатая область
Курило - Камчатская складчатая область
Q
N
Pg
Cr
J
T
P
C
D
S
O
Cm
Pt3
Pt2
Pt1
A
C-C
C-K
Ti,V,P
Ag,S,
As,
Cr,Pt,Ni,Co
0,5 2 4 8км

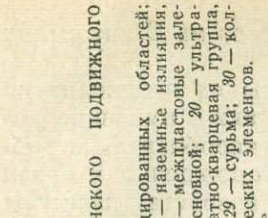


Рис. IV-1. Схема связи колебательных движений, магматизма и минерализации в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Составили М. И. Иициксон, Н. И. Тихомиров, Д. С. Харкевич.

1 — мощность осадочно-вулканогенных толщ, отражающая важнейшие колебательные движения; *2* — тектоно-магматическая активизация консолидированных областей; *3* — несогласие, перерыв, фаза складчатости; *4* — то же, предполагаемые. *Эффузивы и экструзии:* *5* — преимущественно подводные излияния; *6* — наземные излияния, экструзии; *7—9* — состав пород (*7* — кислый, *8* — средний, *9* — основной). *Интрузии:* *10* — массивы; *11* — штоки; различные малые тела, дайки; *12* — межпластовые залежи. *Состав пород:* *13* — щелочной; *14* — субщелочной; *15* — кислый; *16* — умеренно кислый; *17* — основной; *18* — основной—щелочной; *19* — ультраосновной; *20* — ультраосновной — щелочной. *Минерализация:* *21* — золото (*а* — все месторождения, кроме эпитермальных, *б* — эпитермальные); *22* — олово (С—К — силикатно-кварцевая группа, С—С — силикатно-сульфидная); *23* — вольфрам; *24* — молибден; *25* — полиметаллические руды; *26* — медь; *27* — ртуть; *28* — ртуть предполагаемая; *29* — сурьма; *30* — колчеданы; *31* — железо; *32* — флюорит; *33* — вторичные кварциты (алунит, пирофиллит). Остальные месторождения обозначены индексами химических элементов.

Масштаб мощностей осадков условный: для отложений малых мощностей крупнее, для средних и больших мощностей мельче.

местами турмалиновых, сопровождаемых минерализацией флюорита, олова, свинца и цинка и в менее интенсивной степени вольфрама, мышьяка, железа и золота (Приханкайский р-н, Мал. Хинган). Наиболее благоприятной средой для локализации оруденения являлись карбонатные породы, в которых развивались своеобразные высокотемпературные образования так называемой апокарбонатно-грейзеновой формации [Говоров, 1963], относительно слабо представленные в позднейших металлогенических циклах северо-западной части ТПП.

Своеобразно рифейская (включая и кембрий) металлогения проявлена в пределах юго-восточной окраины Сибирской платформы и прилежащей части Юдомо-Майского прогиба, где распространены стратиформные полиметаллические месторождения. Здесь четко выражены две эпохи магматизма и ассоциированная с ними минерализация. С первой из них (предположительно раннерифейской — абс. возраст 941—1 100 млн. лет) связаны гипабиссальные, частично субвулканические массивы, силлы и излияния субщелочных и щелочных гранитов и порфиров (рибекитовые граниты, граносиениты, альбитизированные граниты и т. п.). Они приурочены к системе долгоживущих разломов, ограничивающих юго-восточную часть Сибирской платформы в месте ее сочленения с зоной ранних протерозоид (становид). Весьма вероятно также наложение на эти позднедокембрийские образования последующей стадии щелочного метасоматоза, связанного с мезозойской активизацией. Рудоносность этого магматического комплекса мало изучена. Имеются указания на связь с ним рудопроявлений олова. По ассоциации магматических пород намечается большое сходство рассматриваемого комплекса с молодыми гранитами рудоносной провинции Северной Нигерии (плато Джос). Это дает основание предполагать наличие в связи с этим комплексом более широкой металлогенической ассоциации.

Вторая металлогеническая эпоха (абс. возраст 650—580 млн. лет) характеризуется признаками минерализации в связи с кольцевыми интрузиями ультраосновных и щелочных пород и ассоциированных с ними карбонатитов (массивы Арбарастах, Ингили, Кондер, Инагли и др.), столь типичных и для других платформ и щитов — Африканского, Балтийского и др.

Средне-позднепалеозойская металлогения. В отличие от Атлантической и Центрально-Азиатской провинции СССР, где мощно проявлена металлогения герцинид, палеозойская металлогения территории Притихоокеанской окраины СССР представляется мало значительной. С геосинклинальным этапом развития Монголо-Охотской геосинклинали связаны ультраоснов-

ные интрузии с рудопроявлениями хрома (м. Феклистов на Шантарских островах).

В Зейско-Депском золотоносном районе в россыпях неоднократно находились знаки платины и сперрилита, видимо, также имеющие коренные источники рудопроявления в палеозойских гипербазитах и габброидах. Некрупные скарновые железорудные месторождения в связи с гранитоидами предположительно палеозойского возраста известны в Забайкалье (Железный кряж, Яковлевское, Тарбазитуй).

Признаки медно-сульфидного оруденения, иногда самородной меди, в гранатовых скарнах в контакте со штоками девонских габбро и диабазов известны в Колымском и Омолонском массивах.

Мелкие месторождения убогих марганцевых руд связаны с процессами пермского осадконакопления в геосинклинальном троге Сихотэ-Алинской геосинклинали (хр. Вандан в районе Комсомольска-на-Амуре). Интересно, что близкие по типу и возрасту марганцевые и железомарганцевые месторождения широко распространены на о. Хонсю в зоне неметаморфизованного палеозоя, обрамляющего метаморфические блоки — Сангун, Самбагава и северную часть Рюкю.

Говоря о малой интенсивности металлогенических процессов в среднем — позднем палеозое, следует тем не менее подчеркнуть, что изученность соответствующих образований в металлогеническом аспекте еще слаба. Имеется ряд геологических данных для более оптимистической оценки этой эпохи по некоторым видам минерального сырья. В частности, определенные предпосылки для локализации месторождений бокситов связываются с девонскими геосинклинальными отложениями Восточного Забайкалья, Приамурья, Западного Приохотья [Геологические предпосылки..., 1963].

Уже обращалось внимание [Ициксон, 1966] на перспективы медно-колчеданного и полиметаллического оруденения герцинид Лаоелин-Гродековской зоны в юго-западной части Приморья и других областях с развитием в той или иной степени метаморфизованных толщ основных вулканитов и зеленых сланцев палеозойского возраста.

Мезозойская металлогения. С развитием мезозоид связано формирование наиболее существенных месторождений золота, олова, вольфрама, молибдена, полиметаллических руд, сурьмы, ртути, флюорита и других видов полезных ископаемых.

На рис. IV-1 [Циксон, Тихомиров и Шаталов, 1967] показана очень схематично связь минерализации с колебательными движениями и магматизмом в ходе геологического развития складчатых областей северо-западной части ТПП. Анализ приведенной схемы и материалов, положенных в основу ее составления, дает возможность сделать некоторые выводы, важные для понимания распределения мезозойской, равно как и кайнозойской, минерализации во времени. Во-первых, можно видеть отчетливую тенденцию к «омоложению» в направлении с запада на восток, т. е. в направлении впадины Тихого океана, где металлогенические процессы достигли наиболее интенсивного развития в неогене.

Разница во времени проявления металлогенически близких циклов, например, между Восточным Забайкальем и побережьем Японского моря превышает период (соответственно средняя и верхняя юра в Забайкалье — верхний мел и палеоген в Сихотэ-Алине). Подобное же возрастное скольжение несколько менее отчетливо проявлено и по территории Северо-Востока СССР. Таким образом, более или менее сходные по своему типу рудные формации развиваются асинхронно в различных складчатых областях, которые в разной мере удалены от Тихого океана. Это отчетливо видно на рис. IV-1 при сопоставлении граф «триас — юра — нижний мел» и «верхний мел — палеоген». Во-вторых, из того же рисунка можно сделать выводы и о связи минерализации с определенными типами геотектонического режима.

Таких «продуктивных» типов два: 1) складчатые области и 2) области платформенной и постконсолидационной тектоно-магматической активизации.

1. Анализируя приуроченность минерализации к определенным стадиям развития мезозойских складчатых областей, можно заключить, что стадии геосинклинального прогибания их практически свободны от эндогенной минерализации.

Отчетливые признаки минерализации (золото, олово и вольфрам) появляются в позднеинверсионные и послеинверсионные стадии, уже после замыкания геосинклинали и превращения ее в складчатую область. Ярким примером рудоносных структур этой стадии является Яно-Индигиро-Колымский золотоносный пояс, где оруденение ассоциирует главным образом с «добатолитовыми» малыми интрузиями среднего (диоритового) и умеренно кислого состава. Столь же типичны Полоусненско-Колымская и Таскыстабытская олово-редкометальные зоны, окаймляющие с севера и запада Колымский срединный массив. В этом случае многочисленные олово-вольфрамоносные высокотемпературные гидротермальные образования и реже скарны тесно ассоциируют с цепью батолитоподобных массивов калиевых (микроклиновых) гранитов, относимых по возрасту к концу юры или началу мела.

Интенсивные проявления минерализации (олово в месторождениях касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формаций, золото, полиметаллические руды, сурьма, ртуть и др.) связаны со стадией консолидации складчатых систем.

Примерами рудоносных структур этой стадии являются Арму-Иманская, Комсомольская и другие зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы, где минерализация касситерит-силикатной формации ассоциирована с позднемеловыми сложно дифференцированными интрузивными сериями состава от габбро через монциониты, монцонито-граниты до лейкократовых гранитов. Другим примером являются минерализованные зоны золото-сурьмяно-ртутной металлогенической специализации, где оруденение ассоциирует с цепочками малых интрузий и даек среднего состава (например, Иорахан-Афанасьевская зона в Приамурье).

2. Области тектоно-магматической активизации, в целом весьма продуктивные, имеют различную металлогеническую специализацию в зависимости от характера активизации, которой они подверглись, и предшествующего геотектонического состояния активизируемой области.

М. И.Ициксоном, Н. И. Тихомировым, Е. Т. Шаталовым [1967] предложена схема классификации типов тектоно-магматической активизации с указанием металлогенической специализации. В значительно дополненном виде схема представлена на рис. IV-1.

Металлогенические циклы, связанные с тектоно-магматической активизацией, охватившей в мезозое обширную территорию Востока Азии, проявлялись в различных районах неодновременно.

Здесь обнаруживается та же, что и для стадий развития геосинклинально-складчатых областей, тенденция к закономерному скольжению времени начала активизации с запада на восток. Начало тектоно-магматической активизации и сопутствующей ей металлогении в Западном Забайкалье относится к триасу, в Восточном Забайкалье — к концу юры и началу мела, в восточной части Буреинского массива и, вероятно, в Верхояно-Колымской складчатой области — к середине нижнего мела, а в Сихотэ-Алинской складчатой области — к позднему мелу (сенон).

Кайнозойская металлогения. К началу кайнозоя складчатые области мезозоид были консолидированы и активные геологические и металлогенические процессы переместились к востоку в область окраины Тихого океана, где в меловое время начали формироваться молодая Ниппонская и Охотско-Корякская геосинклинальные системы.

Несколько нарушив геохронологическую последовательность, здесь удобно рассмотреть и металлогению меловых гипербазитовых комплексов, являющихся неотъемлемыми элементами ранней стадии развития этих систем. С учетом информации по зарубежным территориям, можно говорить о двух разновозрастных металлогенических формациях:

1) позднемеловой офиолитовой (гипербазитовой) ранних стадий развития геосинклинали с концентрациями Cr, Pt (Ir, Os), Ni, Co, Cu, отчасти асбест, и габбровой с Fe, Ti;

2) миоценовой субвулканической риолит-андезитовой с концентрациями Hg, Cu, Au—Ag (эпитермальные), Pb—Zn, S (самородная), алунит, диккит. Проявления минерализации этого типа (в особенности Hg и S), правда в ослабленном виде, имели место и в позднейшее время, вплоть до позднечетвертичного (послеаптского в Корякской складчатой системе).

Ниже приведены краткие выводы по распределению минерализации во времени.

1. Признаки минерализации в пределах восточных районов СССР фиксируются на всем протяжении их геологической истории от древнейших периодов до антропогена. Однако наиболее существенными металлогеническими (минерагеническими) эпохами являются раннедокембрийская, рифейско-кембрийская, мезозойская (главным образом позднемезозойская), кайнозойская (главным образом неогеновая).

По относительной ценности металлов, добываемых и резервируемых в недрах, наибольшее значение имеет мезозойская металлогеническая эпоха. Распределение отдельных металлов по эпохам показано на рис. IV-1.

Как видно из рисунка, некоторые элементы, в особенности золото и отчасти олово, проходят через несколько металлогенических эпох, меняя только форму концентраций.

2. В распределении мезозойской и кайнозойской минерализации во времени на отрезке от Забайкалья до Тихого океана отчетливо устанавливается последовательное смещение («омоложение») возраста минерализации в направлении от континента к океану.

3. Прослеживая эволюцию отдельных генетических и геохимических типов концентраций металлов во времени, можно видеть, что для раннедокембрийской металлогении почти полностью, а для рифейско-кембрийской (поздние байкалиды) металлогении в значительной степени характерны осадочные (в широком понимании), в том числе и осадочно-вулканогенные, с наложением эпигенеза и метаморфизма концентрации, а также метаморфогенные концентрации металлов.

В дальнейшем, в неогее, преимущественно развиты уже эндогенные, в основном гидротермальные, отчасти скарновые и в значительно более слабой степени пегматитовые месторождения.

Неотектонический этап (начиная с позднего неогена, а в отдельных частях континентальной области — с позднего мела) является интенсивнейшей эпохой детритогенных концентраций металлов (особенно золото, отчасти олово) в форме россыпных месторождений, столь мощно проявленных на Востоке СССР.

4. С точки зрения эволюции геохимических типов концентраций намечается тенденция развития (в схематизированном виде) от существенно сидерофильных концентраций в докембрии через литофильно-халькофильные в мезозое к сидерофильно-халькофильным в кайнозое (включая сюда и поздний мел Ниппонской и Охотско-Корякской складчатых систем).

5. С точки зрения минеральных форм фиксации рудных элементов во времени также, хотя и в не столь резкой степени, можно усмотреть закономерно направленную эволюцию: раннедокембрийские концентрации в основном представлены в форме кислородных соединений (Fe,

Mn, Al) или в меньшей мере карбонатов (Mg, отчасти Mn). Практически отсутствуют существенные рудные концентрации в форме сульфидов; в рифее и главным образом на заре палеозоя появляются сульфиды (Pb, Zn, Fe, Mo), галогениды (фториды), фосфаты. Этот рубеж, видимо, обусловлен в широком плане развитием биосферы и ее влиянием на развитие эндогенных процессов в земной коре; мезозой характеризуется широкой гаммой минеральных форм — окислы (Sn, Ta, Nb), сульфиды (Pb, Zn, Fe, Mo, As, Hg, Sb и др.), карбонаты (W), вольфраматы (W), самородные элементы (Au); кайнозойские концентрации — это в основном сульфиды (Cu, Pb, Zn, Ag, Hg и др.), самородные элементы (S, Pt, Os, Ir, Au) и отчасти сульфаты (Ba, Al, Fe).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРОСТРАНСТВЕ

Трансрегиональная металлогеническая зональность. Притихоокеанская область СССР состоит из трех весьма крупных блоков (сегмоидов), различающихся строением земной коры и, повидимому, верхней мантии.

Важнейшей особенностью магматизма континентального сегмоида является преимущественно кислый, отчасти умеренно кислый, или реже средний состав магматических продуктов. Переходный сегмоид отмечен сложным магматизмом. Типичны подводно-вулканогенные, спилито-диабазовые, ультрабазитовые и ультрабазито-габбровые комплексы. В дальнейшем широко проявились андезитовые и андезито-базальтовые излияния, а также щелочные базальты. Океаническому сегмоиду свойствен магматизм базальтового состава. С точки зрения эндогенной металлогении область Тихоокеанского телассократона совершенно не изучена. Участки перидотитового слоя в глубоководных впадинах, вероятно, несут минерализацию хрома, платины и платиноидов, возможно в ассоциации с медью и золотом. Экзогенные процессы приводят к накоплению железо-марганцовых конкреций с примесью меди, никеля, кобальта и редких элементов.

Особо важное металлогеническое значение имеют разделы между перечисленными (сегмоидами) блоками разнородной коры и верхней мантии. Эти разделы отмечены крупнейшими глубинными разломами, трассированными четкими гравитационными ступенями и вулканогенными поясами [Ициксон, 1964 а, 1964 б]. Так, вдоль сочленения блоков коры материкового и переходного типа (т. е. между Переходным и Континентальным сегмоидами) располагается Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, прослеживающийся вдоль ограничения Азиатского материка более чем на 8000 км от Чукотки до Северного Вьетнама [Устиев, 1959; Ициксон, Красный, 1959]. Это крупнейшая структура, названная Риолитовой линией Тихого океана [Ициксон, 1963]. Зона сочленения океанической коры с корой переходного типа, т. е. зона сочленения Океанического и Переходного сегмоидов, проходит вдоль грандиозного Западно-Тихоокеанского глубинного разлома (линеамента), падающего под материк, отмеченного глубоководными впадинами и цепью кайнозойских и современных вулканов, так называемой Андезитовой линии Тихого океана [Заварицкий, 1946; Хесс, 1952; Штилле, 1957; Беньоф, 1957 и др.].

Ведущие металлогенные элементы, характерные для перечисленных сегмоидов и «межсегмоидных» пограничных структур — вулканогенных поясов, показаны на рис. IV-2.

В связи с намеченными крупнейшими геоструктурными элементами, отражающими особенности глубинного строения и историю развития, предопределившими и особенности металлогении, выделены следующие четыре металлогенические (точнее петро-металлогенические)

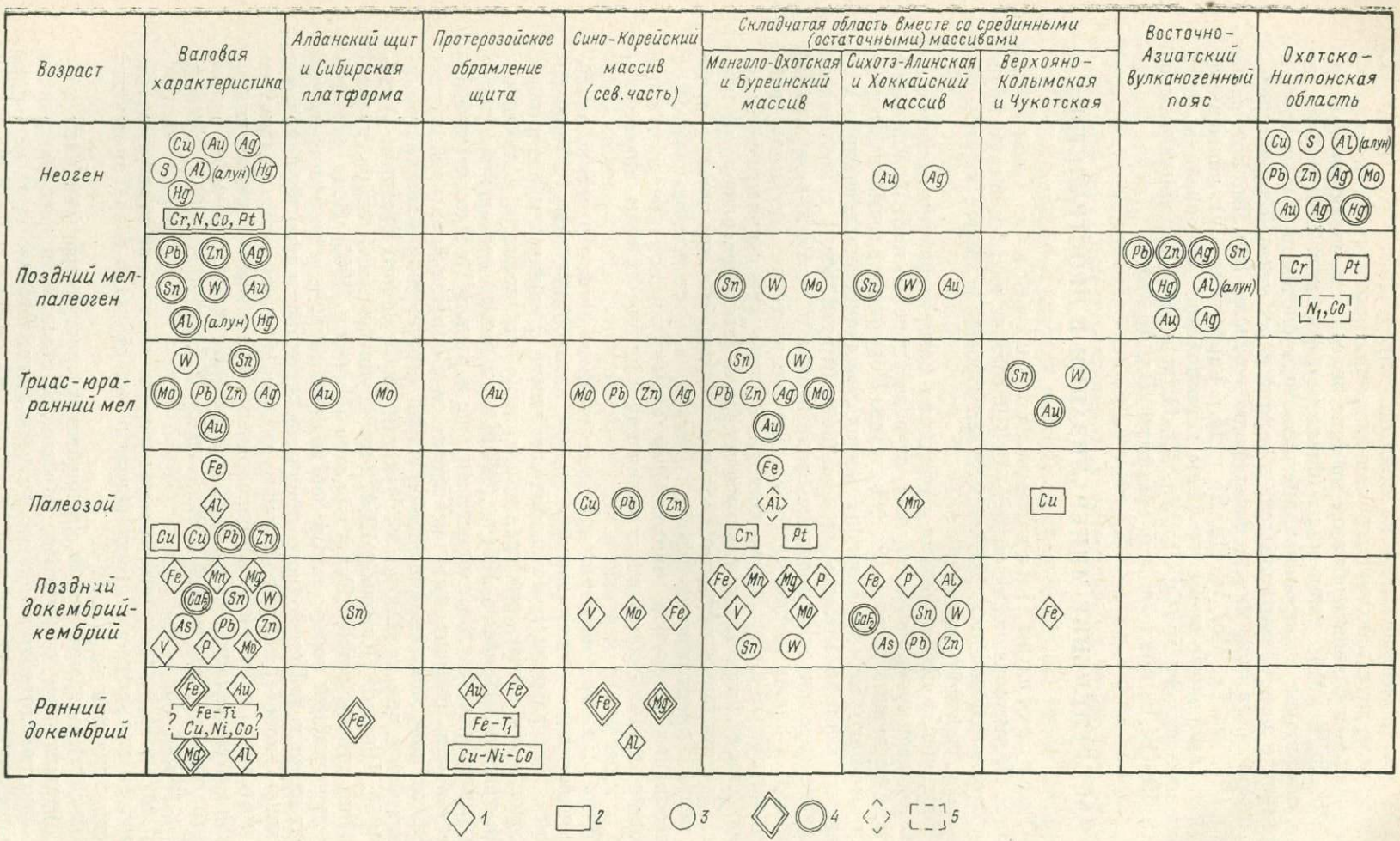


Рис. IV-2. Распределение практически важных концентраций элементов во времени и пространстве.

Типы месторождений: *1* — осадочный и осадочно-метаморфогенный; *2* — анхимагмати ческий; *3* — пегматитовый, гидротермальный, контактово-метасоматический; *4* — месторождение крупное; *5* — наличие месторождений предполагается.

мегапровинции (в направлении от впадины Тихого океана к Азиатскому континенту).

1. Океаническая — охватывает непосредственно талассократон Тихого океана, ограниченный глубоководными рвами.

2. Периокеаническая (Западно-Тихоокеанская), связанная с системой геотектонических элементов непосредственного обрамления Тихого океана островными дугами альпийской, отчасти современной геосинклинали, периферии Тихого океана и вулканической цепью Андезитовой линии.

3. Периконтинентальная, объемлющая своеобразную пограничную структуру вулкано-плутонического пояса Риолитовой линии, трассирующего планетарный глубинный разлом, ограничивающий континентальный блок Восточной Азии.

4. Континентальная мегапровинция, связанная с развитием подвижных областей континентального блока Восточной Азии.

Дадим краткую характеристику металлогенических особенностей перечисленных мегапровинций.

Океаническая мегапровинция была охарактеризована выше как гипотетическая область концентраций, хрома, платины, меди, никеля, кобальта, золота в местах проявления подбазальтового субстрата, а также придонных накоплений марганцовых и иных рудных конкреций с примесью малых и редких элементов.

Периокеаническая мегапровинция тесно связана в своем развитии с комплексом позднемезозойских начальных и ранних прогибов системы альпийских притихоокеанских геосинклиналей. Рудоносность локализована в относительно узкой зоне островных дуг западного (северо-западного) ограничения впадины Тихого океана. Минерализация в ней ассоциирована с различными ветвями офиолитовой формации. Известны медные, медно-колчеданные и родственные им месторождения подводно-эксгалятивного генезиса, тесно связанные с подводной вулканогенной спилито-кератофировой формацией (Северо-Восточная провинция о-вов Японии, Филиппины). Однако наиболее типична ассоциация рудных элементов, связанных с производными ультрабазитовой и в меньшей мере габброидной магмы.

Как указывалось (т. III, гл. V), гипербазиты западной части Тихого океана являются элементом единого позднемезозойского гипербазитового пояса, который прослеживается от Алеутских островов до Новой Гвинеи [Заварицкий, 1946; Хесс, 1952; Штилле, 1957; Беньоф, 1957 и др.]. Теперь можно говорить и о восточном, симметричном, звене этого пояса, значительно наращивающем его вдоль западного ограничения Американского континента. Речь идет о комплексе гипербазитов, отчасти габброидов, сопровождаемом, хотя и в менее интенсивной степени минеральной ассоциацией — хром, платина и платиноиды, асбест, никель и кобальт, прослеживаемом из западных штатов через Британскую Колумбию (крупное асбестовое месторождение Кассиар) в Юго-Западную Аляску. Продолжением этого пояса, видимо, являются цепи гипербазитовых массивов Майнско-Анадырского района и Хатырки, где известны существенные концентрации хромита. Хромитоносны также районы Восточной Камчатки (о. Карагинский). Алеутская гирлянда, возможно, также содержит массивы гипербазитов под покровом молодых вулканогенных образований.

Существенным хромитоносным районом является Северный Хоккайдо (хр. Хидака-Ибури), где разрабатываются трубообразные тела хромитов в серпентинитах (месторождение Хатта). В этой же зоне известны месторождения никеленосных пирротинов в связи с интрузиями роговообманковых габбро. Там же на Хоккайдо в хр. Камуикотан разрабатываются россыпи платины, осмистой платины и хромитов, а также коренные месторождения платины в хромитах. Вкрапленные руды

хромита в серпентинитах установлены на о. Хонсю. На о. Хоккайдо на Охотском побережье ранее разрабатывались прибрежные россыпи ильменита и титаномагнетита, образовавшиеся, по-видимому, за счет размыва интрузий основного состава.

Крупную хромитоносную провинцию представляют Филиппинские острова. Здесь известны две субмеридиональные цепи гипербазитовых массивов с многочисленными хромитовыми месторождениями, в том числе и крупными (р-н Масинлок на о. Лусон). В той же ассоциации имеются и весьма значительные месторождения латеритных железоникелевых руд, содержащих также кобальт (о-ва Минданао, Нонок и др.). Сходные рудные формации распространены и далее на юг вдоль перидотитового пояса о-вов Сулавеси, Калимантан и других, вплоть до Новой Гвинеи и Соломоновых островов.

Металлогения андезитовой линии тесно связана с планетарным Западно-Тихоокеанским линеаментом, отмеченным глубоководными впадинами, зоной глубокофокусных землетрясений, островными дугами и цепью кайнозойских (отчасти современных) вулканов. Наиболее характерные эндогенные рудные образования ассоциированы с подводной вулканогенной спилито-кератофировой формацией (медные, медноколчеданные и родственные им месторождения подводно-эксгалятивного генезиса), а также позднейшими вулканогенными, частично субаэральными формациями дальнейших стадий развития островных дуг (медные, медно-полиметаллические, серные, золото-серебряные, эпитермальные, ртутные, баритовые и другие месторождения).

В совокупности рудные районы этого типа с крупнейшими концентрациями перечисленных металлов слагают общую цепь, протяженностью около 11 000 *км*, окаймляющую впадину Тихого океана как с востока, вдоль береговой линии обеих Америк, так и с запада. Звеньями этой западной ветви являются Центрально-Камчатская металлогеническая зона, продолжающаяся вдоль Курильской гирлянды, зона Хоккайдо, Северо-Восточной провинции о-вов Японии и Филиппины.

На всем огромном протяжении этого металлогенического пояса главнейшая рудная минерализация приурочена к неогену. Миоцен является крупнейшей металлогенической эпохой концентраций меди, золота и серебра, а также полиметаллических руд, сопровождаемых ртутью, селеном, теллуром и т. д., тесно связанных с альпийским геосинклинальным вулканизмом [Вулканические пояса..., 1965]. С молодым вулканизмом связаны также накопления серы. В экваториальной зоне рассматриваемый пояс сочленяется с аналогичным по характеру, синхронным и сопоставимым по размеру Индонезийско-Новозеландским металлогеническим поясом золото-серебряного и медного оруденения, продолжающим на восток Индо-Бирманскую ветвь Тетиса, через Зондский архипелаг, Тимор, Северо-Западную Австралию к Новой Зеландии (рис. IV-3).

Периконтинентальная металлогеническая мегапровинция связана с окраинно-материковым планетарным глубинным разломом, отмеченным протяженным Восточно-Азиатским вулканогенным поясом Риолитовой, или, если говорить строго, Андезито-Риолитовой линии Тихого океана [Ициксон, 1963, 1964]. Эта линия сопоставима по своей протяженности с Андезитовой линией и прослеживается вдоль окраины Азиатского материка от Чукотки до Аннамских гор (Индокитайский п-ов). Она состоит из отдельных звеньев, разобщенных водами окраинных морей востока Азии. Эти звенья — Охотско-Чукотское, Сихотэ-Алинское, Пусанское и, видимо, связанное с ним звено Тюгоку (юго-запад о. Хонсю), Южно-Китайское и малоизученное Северо-Вьетнамское, являются с учетом зарубежных территорий ТПП мощнейшими рудоносными провинциями полиметаллических руд, олова, флюорита, ртути, алюмокварцитов (алунита, пирофиллита), бора, а также золота

и серебра в виде эпитермальных месторождений. Предполагается наличие в этом поясе также месторождений прожилково-вкрапленных руд меди, молибдена и молибденово-медных [Ициксон, 1966]. Развитие отдельных звеньев этого грандиозного пояса происходило не строго синхронно, а колебалось в разных его частях от поздней юры до палеогена.

Звенья вулканогенного пояса при наличии общих черт имеют заметные металлогенические различия, видимо, обусловленные особенно-

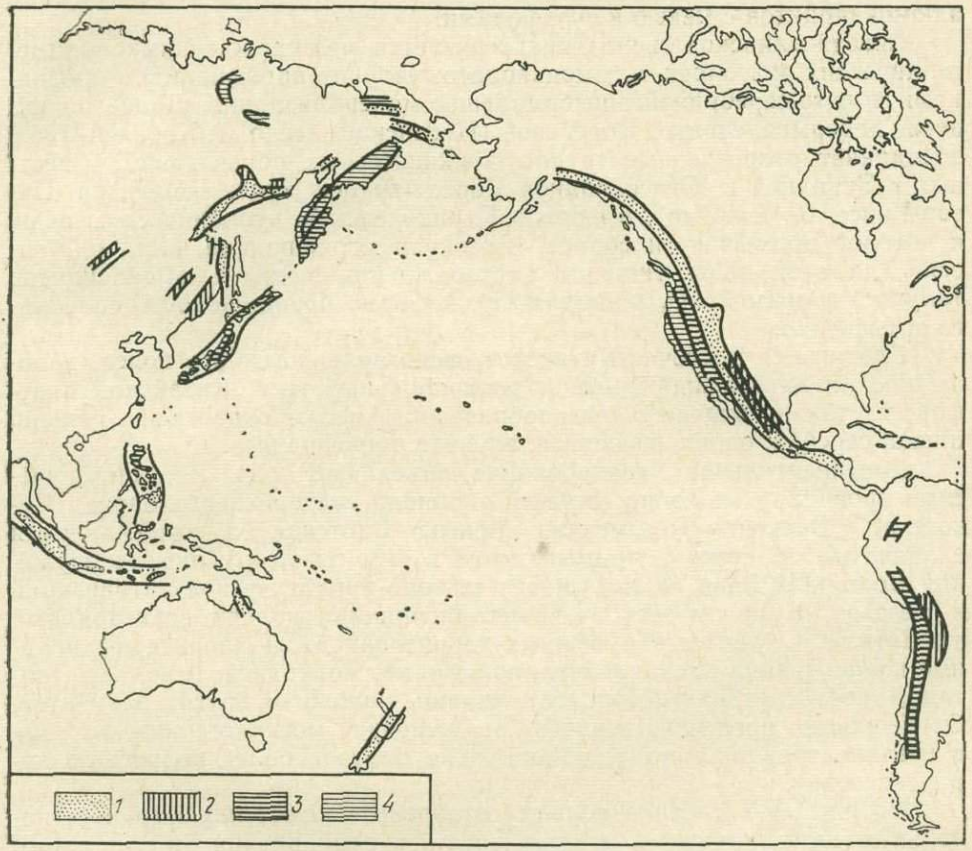


Рис. IV-3. Главнейшие металлогенические зоны Тихоокеанского кольца, связанные с вулканогенными поясами (по М. И. Ициксону, Л. И. Красному, В. Т. Матвеенко, 1965).

1 — золотоносные; *2* — оловоносные; *3* — медные и медно-молибденовые; *4* — ртутные.

стями истории геологического развития каждого звена. Анализ конкретных районов обнаруживает, что в наибольшей мере на металлогеническую специализацию в каждом случае влияют литологический состав и мощность довулканогенного фундамента, степень его консолидации и характер соотношения структур фундамента со структурой вулканогена, а также величина интервала времени между завершением развития фундамента (довулканогенного цоколя) и временем начала вулканической деятельности.

Проследим особенности металлогении отдельных звеньев вулканогенного пояса.

Насколько можно заключить по имеющимся материалам, на Аляске не существует «компактного» звена вулканогенного пояса. Однако протяженные цепочки позднемезозойских вулкано-плутонических образований широко развиты, в особенности вдоль крупных глубинных разломов, разделяющих главные структурно-фациальные области, напри-

мер разлом Кобук, Денали и др. С ними ассоциируют промышленные месторождения ртути, золота и серебра, меди (прожилково-вкрапленного типа).

Начиная с Северо-Восточной Чукотки и далее на юг следует протяженное Охотско-Чукотское звено вулканогенного пояса, для которого типичны концентрации ртути, золота и серебра в эпитермальных месторождениях, менее существенные концентрации олова и полиметаллических руд (м-ние Хета), молибдена и малоизученные проявления алюмокварцитов с медью и сульфидами.

Сихотэ-Алинское звено характеризуется месторождениями полиметаллических руд, олова, алюмокварцитов (алунит, пирофиллит) и признаками золото-серебряной эпитермальной минерализации. Далее на юг, после перерыва, следует Корейское (Пусанское) звено. Т. Кобаяси [1959] объединяет разрозненные группы вулканогенных образований, известных в Западной и Юго-Западной Корее (грабен Кылчжу-Менчхон, Пусан-Рансе, о. Чечжудо), в единую Перикорейскую вулканическую цепь, к которой примыкает и область Тюгоку в юго-западной части о. Хонсю. Для этой зоны типичны месторождения меди, алюмокварцитов (алунит) и молибдена, по-видимому, в форме прожилково-вкрапленного оруденения.

Следующее Восточно-Китайское звено вулканогенного пояса, наложенное на активизированный и раздробленный край Китайской платформы, также отмечено разнообразными месторождениями свинца, цинка, серебра, олова, флюорита, алунита, пирофиллита.

Континентальная мегапровинция объединяет ряд металлогенических провинций мезозоид, отчасти герцинид, материкового блока (Чукотская, Верхояно-Колымская, Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская складчатые области) и примыкающие к ним платформенные сооружения Восточной Азии, подвергшиеся тектоно-магматической активизации в мезозое. В целом для этой мегапровинции типичен гранитоидный магматизм. С учетом зарубежных территорий ТПП характерны крупные концентрации олова, золота, вольфрама, молибдена, бериллия, тантала, ниобия, фтора (флюорита), свинца и цинка и других элементов. Особенности пространственного размещения металлогенических зон в континентальной мегапровинции ниже получат более подробную характеристику.

На рис. IV-4 сделана попытка отобразить намеченную трансрегиональную металлогеническую зональность в направлении от Азиатского материка к впадине Тихого океана.

Приведенная схема отражает определенную корреляцию между металлогенической характеристикой сегмоидов и мегапровинций, особенностями их глубинного строения, интерпретируемыми по геофизическим данным. Она характеризуется закономерным убыванием среднего содержания кремнезема в магматических породах по мере приближения к Тихоокеанской впадине.

Региональная и интрарегиональная металлогеническая зональность. Выше были намечены общие черты трансрегиональной металлогенической зональности огромной территории запада и северо-запада Притихоокеанской области. Как было показано, в основе размещения металлогенических мегапровинций и их ограничений находятся крупнейшие «мантийные» глубинные разломы, связанные с деформациями планетарного масштаба, ограничивающими мобильную зону обрамления Тихого океана (Западно-Тихоокеанский и Восточно-Азиатский линеаменты).

Внутри же каждой из мегапровинций размещение эндогенных металлогенических зон и отдельных рудных районов подчинено уже иным, более локальным, закономерностям, связанным с развитием систем региональных и интрарегиональных, в главной своей части «коровых»,

магмовыводящих и рудоконтролирующих разломов [Ициксон, 1963]. Последние приурочены к осевым частям подвижных областей, их периферии и особенно часто к мобильным зонам сочленений подвижных областей с ранее консолидированными структурами срединных и остаточных массивов, нередко же они располагаются вне пределов складчатых зон, локализуясь в их активизированной раме.

Закономерные связи между размещением минерализации и глубинными разломами в Советском секторе Тихоокеанского пояса уже получили освещение в печати [Матвеенко, Шаталов, 1958; Ициксон, 1963; О месте ..., 1966; Томсон, 1962; Чеботарев, Усенко, 1967 и др.]. Нет необходимости также давать систематическое описание отдельных рудных провинций и конкретных металлогенических зон Востока СССР, что неоднократно уже приводилось в ряде статей и монографий [Ициксон, Кормилицын, Красный, 1960; Матвеенко, Шаталов, 1958; Радкевич, 1958; Щеглов, 1966 и др.]. Ограничимся лишь примерами пространственного распределения металлогенических зон, применительно к отдельным видам полезных ископаемых.

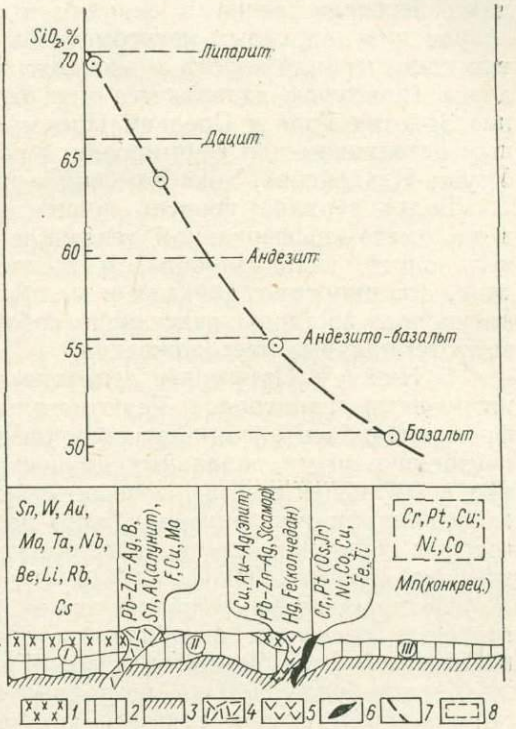


Рис. IV-4. Схема трансрегиональной металлогенической зональности по профилю Восточная Азия — впадина Тихого океана.

Кора: *1* — осадочно-гранитный слой; *2* — базальтовый слой; *3* — мантия; *4* — Риолитовая линия; *5* — Андезитовая линия; *6* — перидотитовый пояс; *7* — кривая среднего содержания SiO_2 в магматических породах (по данным В. К. Устиева [1959] и др.). *8* — полезные ископаемые предполагаемые.

Сегмоиды: *I* — Континентальный; *II* — Переходный; *III* — Океанический.

Весьма четкое линейное расположение и контроль региональными глубинными разломами обнаруживают золотоносные структурно-металлогенические зоны в пределах континентальной мегапровинции. Одной из наиболее крупных зон является главная Приамурская золотоносная зона (первоначально выделена как Главный приамурский золотоносный пояс [Ициксон, Кормилицын, Красный, 1960]). Она прослеживается в субширотном (с отклонением до северо-восточного) направлении вдоль северо-западного и северного ограничения Монголо-Охотской складчатой области и северного ограничения Буреинского массива — от Восточного Забайкалья (р-н Дарасуна) до низовьев Амура, на протяжении более 1500 *км*. Севернее, параллельно Приамурской золотоносной зоне, проходит золотоносная зона (преимущественно россыпи) хребтов Станового—Джугджура, контролируемая метаморфизованными комплексами в системе Станового глубинного разлома, ограничивающего с юга Алданский щит ([Ициксон, 1963]; Ю. Б. Казмин, 1962 и др.).

Главная Приамурская золотоносная зона связана с системой тектонических швов Монголо-Охотского линеамента и ассоциированных с ним ареалов метаморфизма, трансформирующих разновозрастные геосинклинальные образования, преимущественно вулканогенного происхождения, основного и среднего состава. Концентрация золота,

связанная с процессами метаморфизма подобных толщ, описана для других районов Ю. Г. Щербаковым и Г. А. Пережогиным [1964], для Приамурья Е. Д. Радкевич и В. Г. Моисеенко [1966] и другими исследователями.

Как представляется, концентрация золота проявляется в зависимости от глубинности формирования на двух уровнях. Более глубинный уровень — непосредственно в зонах метаморфизма (фация зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовая), в особенности в разностях, богатых цветными минералами, в виде импреньяции золота, совместно с сульфидами непосредственно в сланцах и гнейсах, зон тонкопрожилкового кварца или кварцевых метасоматитов с рассеянным оруденением. Этот тип концентраций золота редко дает существенные коренные месторождения (примером их является мелкое, ныне отработанное месторождение Золотая Гора в Среднем Приамурье), но является важным коренным источником для формирования россыпей (Дамбукинский, частично Уруша-Ольдойский, Унья-Бомский и другие районы).

Более верхний уровень концентрации золота локализован уже в малометаморфизованном геосинклинальном комплексе. В этом случае золото, главным образом в месторождениях кварцево-жильного типа, ассоциирует с дайками и малыми интрузиями среднего и умеренно кислого состава, представляя собой типичные среднетемпературные гидротермальные месторождения.

В Нижнем Приамурье золотоносность связана с более крупными интрузиями гранитоидов. Редкометальная минерализация (олово, вольфрам, молибден), тесно ассоциированная с золоторудной, занимает внутренние части зональных концентров, локализуясь в пределах самих интрузивов или их непосредственном экзоконтакте, а золотая и золото-сульфидная минерализации располагаются на периферии в некотором удалении или в экзоконтактах позднемеловых гранитоидных массивов [Кунаев, 1963].

Не менее четко линейное, точнее дугообразное, расположение золотоносных площадей выражено на Северо-Востоке СССР. Наиболее крупной является Яно-Колымская (Главная) золотоносная зона протяженностью более 1100 *км*, контролируемая системой дугообразных разломов, обрамляющих с юга и юго-запада Колымский массив. Менее протяженны Аллах-Юньская, Малоанюйская и другие зоны. В этой группе зон, где главное значение пока имеет россыпная золотоносность, представлены месторождения золото-кварцевой формации. Месторождения парагенетически связаны в главной части с дайковым комплексом и малыми интрузиями среднего и умеренно кислого состава, локализующимися в песчано-сланцевом геосинклинальном чехле Яно-Колымской подвижной области. Предполагается, что господствующая часть этих интрузий предшествовала по возрасту внедрению крупных массивов «оловоносных» колымских гранитоидов, которым в последнее время придается раннемеловой возраст [Фирсов, 1960].

Наряду с этим устанавливается ряд факторов несомненной пространственной связи золотоносности с массивами гранитоидов малых и умеренных глубин (Верхнеиндигирский район), подчеркиваемой зональным расположением месторождений вокруг гранитоидных массивов [Гавриков, 1967; Гамянин, 1966].

Детальный анализ закономерностей пространственного распределения золотоносности в юго-восточной части Яно-Колымской (главной) металлогенической зоны, проведенный Н. П. Аникеевым, А. П. Биркисом, И. Е. Драбкиным, А. П. Куклиным [Основные закономерности..., 1966], показал зависимость минерализации не столько от магматического контроля или иных признаков, проявляющихся на поверхности, сколько от благоприятного сочетания ряда факторов, связанных с глубинной структурой. Из числа этих факторов наибольшее значение на-

званные исследователи придают благоприятному сочетанию разломов с некоторой оптимальной величиной мощности (или глубиной залегания) верхоянского песчано-сланцевого комплекса (6—10 *км*), основание которого представляет собой сочетание ряда блоковых погружений и поднятий. Эти представления согласуются с поведением кривых силы тяжести над золотоносными районами, попытка истолкования которых *была в свое время сделана М. И. Иициксоном [1964б].*

Ичувеемская, Куэквунская и некоторые другие золотоносные металлогенические зоны Чукотки обнаруживают несколько иной тип контроля. Здесь наблюдается приуроченность минерализованных участков к площадям, где выходят на поверхность или располагаются на небольшой глубине отложения кэпэрвеемской свиты (триас), включающей вулканогенные и грауваккоВые образования основного и среднего состава. В этой обстановке оруденение локализуется в ареалах массивов умеренно кислых гранитоидов, прорывающих отложения кэпэрвеемской свиты [Щербаков, Пережогин, 1964]. Эти умеренно кислые гранитоиды являются наиболее ранними членами интрузивных рядов (серий), более поздние и кислые по составу члены которых контролируют оловянное и олово-вольфрамовое оруденение Чукотки.

Не менее четко осуществляется контроль региональными глубинными разломами и металлогенических зон оловянно-редкометальной металлогенической специализации. Олово-вольфрамовый «пояс», впервые выделенный С. С. Смирновым в 1944 г., прослеживается на 1000 *км* по территории Восточного Забайкалья и далее на юго-запад. Он приурочен к системе крупных разрывных нарушений, ограничивающих прогиб юрских геосинклинальных отложений. Однако в целом он ведет себя автономно по отношению к складчатой структуре, и фланги пояса выходят далеко за пределы геосинклинального прогиба, пересекая Агинский массив, область обрамления Даурского поднятия и т. д.

Рассматриваемая металлогеническая зона включает разнообразный комплекс месторождений — редкометальных пегматитов, кварцево-жильных и грейзеновых месторождений оловянных, вольфрамовых, олово-вольфрамовых и др. В краевых мобильных зонах ограничения Агинского массива представлены также месторождения касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формации.

Минерализация ассоциирована с выходами преимущественно лейкократовых гранитоидов позднеюрского возраста, представленных фациями различной глубинности — от близповерхностных до относительно глубинных, сопровождаемых полями мигматитов и гранитизированных пород. К северо-западу и юго-западу от олово-вольфрамовой металлогенической зоны располагаются несколько более поздние золото-молибденовые зоны Шилка-Олекминская и Аленгуе-Уровская, где оруденение ассоциировано уже с интрузиями умеренно кислого и среднего состава.

Согласно составленной Л. А. Мастюлиным [1965] геолого-геофизической схеме, олово-вольфрамовая, отчасти молибденовая минерализации тяготеют к крупным ареалам развития гранитоидных пород, отмеченных интенсивными гравитационными минимумами. Полиметаллические структурно-металлогенические зоны локализуются в ареалах развития осадочно-метаморфических комплексов протерозоя и раннего палеозоя, характеризующихся слабыми положительными гравитационными аномалиями.

Одним из наиболее ярких примеров контроля металлогенических зон системами региональных глубинных разломов служат позднеюрские и раннемеловые оловянно-редкометальные зоны в пределах Верхояно-Колымской складчатой области (Северная и Главная). Они связаны с протяженными цепями батолитоподобных гранитных массивов, локализованных в месте сочленения внутригеосинклинальных мезозойских

прогибов с палеозойскими консолидированными структурами, осложненном системой глубинных разломов [Матвеенко, Шаталов, 1958]. Месторождения пространственно тесно связаны с интрузивами калиевых (микроклиновых) гранитов. В главной части это высокотемпературные гидротермальные грейзеновые и кварцево-жильные месторождения, реже скарновые и пегматитовые. В металлогенической ассоциации с оловянными и вольфрамовыми месторождениями находятся мелкие месторождения и малозначительные рудопроявления молибдена, мышьяка, свинца и цинка, кобальта, золота.

Большое сходство обнаруживает и размещение минерализации в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва, который в виде системы кулисообразно расположенных разрывов прослеживается на 900 *км* от крайнего юга Приморья до бассейна р. Тумнин и, вероятно, продолжается далее на северо-восток. Разлом ограничивает с юго-востока Центрально-Сихотэ-Алинское поднятие вдоль сочленения с Восточно-Сихотэ-Алинским синклинорием. Система разломов трассирована цепью крупных гранитоидных массивов, различающихся по возрасту от раннего (готерив) до начала позднего мела. Есть предположение о наличии в этой зоне и домеловых юрских гранитоидов. С массивами калиевых гранитов (аляскитов) ассоциируют многочисленные рудопроявления и месторождения кварцево-жильного и грейзенового типа с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, шеелитом. Значительно реже рудопроявления связаны с пегматитами и скарнами. Наибольший интерес имеет скарново-шеелитовая формация. Оруденение этого типа представлено крутопадающей метасоматической залежью кварц-шеелит-пирротинового состава в скарнированных позднепалеозойских осадочных породах. Сульфиды обнаруживают заметное содержание золота.

Во всех перечисленных случаях, относящихся к различным удаленным друг от друга регионам, рудоносные интрузии гранитоидов и сопровождающий их гидротермальный шлейф, сформировались уже после завершения главной складчатости и инверсии тектонического режима. Несомненно, что интрузивы внедрились в позднеинверсионную или постинверсионную стадию в уже отчетливо консолидированную складчатую структуру. Однако общее пространственное расположение интрузивов и ассоциированных с ними металлогенических зон все еще наследуют генеральный план предшествующих складчатых деформаций и в целом является согласным.

Второй особенностью пространственного положения рассматриваемого типа металлогенических зон является то, что они преимущественно приурочены к разрывам, тяготеющим к внутренним или центральным наиболее мобильным частям складчатых областей, первоначально наиболее прогнутых, а в процессе частной инверсии — контрастно наиболее поднятых.

По мере дальнейшей консолидации структур Континентального сегмоида Востока Азии, преимущественно в позднем мезозое, изменился характер тектонических движений, направленный в сторону все более локальной дифференциации. Широкое развитие в связи со сводово-глыбовыми движениями получила полигональная сеть глубинных разломов, расчленивших страну на ряд взаимно перемещенных блоков (глыб). Эта постконсолидационная стадия характеризуется специфическим магматизмом и металлогенией крупного практического значения. Применительно к пространственному распределению месторождений и металлогенических зон здесь важно отметить следующее.

1. Металлогеническая активность перемещается от осевых частей складчатых зон к их периферии, охватывая также прилежащие окраины срединных (остаточных) массивов и образования рамы складчатой области. Типичен таким образом «центробежный» тип металлогенического развития.

2. Почти полностью меняется общий план деформаций и разломы совместно с контролируемыми ими металлогеническими зонами направлены косо или иногда поперек к генеральному направлению складчатых структур.

Эти «секущие» или «поперечные» интрарегиональные [Иниксон, 1963] разломы, полностью утратившие связь с направлением деформаций складчатого этапа, обычно ответвляются от региональных разломов, последовательно пересекая различные структурно-фациальные зоны складчатой области. Соответственно поперечные или секущие металлогенические зоны, ответвляясь от согласных, обнаруживают по мере удаления от «ствола» регионального разлома, т. е. по мере пересечения различных структурно-фациальных зон складчатой области, четко выраженную латеральную зональность.

В целом с рассматриваемой системой интрарегиональных разломов ассоциируют металлогенические зоны, включающие широкую группу эндогенных месторождений — олова (преимущественно касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций), полиметаллических, молибденовых, золоторудных и в менее значительной степени сурьмяных и ртутных. Отдельные примеры таких поперечных металлогенических зон уже освещены в литературе (М. П. Материков, 1960; [Иниксон, 1963; Чайковский, 1960 и др.]). Ограничимся двумя примерами подобных металлогенических зон, где хорошо проявлена латеральная зональность и наиболее четко видна связь их с «продольными» региональными металлогеническими зонами.

Арму-Иманская зона, согласно исследованиям Э. П. Изоха, М. П. Материкова (1960), А. Б. Павловского, Д. И. Ивлиева и многих других, имеет общую протяженность около 120 км. Она ответвляется от Центрально-Сихотэ-Алинского регионального разлома северо-восточного простирания, трассированного крупными массивами гранитоидов, сопровождаемых олово-вольфрамовой минерализацией кварцево-жильного и грейзенового типа, а также скарновой шеелитово-сульфидной. Вдоль причленяющегося с востока интрарегионального разлома субширотного простирания следует цепочка трещинных, близповерхностных и гипабиссальных сложно дифференцированных малых интрузий среднего, умеренно кислого и кислого состава, неизменно характеризующихся повышенным содержанием калия. В ассоциации с этими интрузиями, преимущественно с их кислыми лейкократовыми дифференциатами, находятся оловорудные месторождения различных типов, преимущественно касситерито-силикатной и по мере удаления от Центрально-Сихотэ-Алинского шва также касситерито-сульфидной формации.

На восточных флангах этих поперечных цепочек, вблизи их вхождения в зону Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, точнее, в месте пересечения с контролирующей его системой «продольных» глубинных разломов, локализуются наиболее крупные месторождения, относящиеся к кварцево-турмалиновому, кварцево-хлоритовому и кварцево-серицитовому типу. Однако в пределах рудных полей и даже в пределах отдельных рудных тел наблюдаются теснейшая связь и переходы в участки с развитием касситерито-сульфидной минерализации. Местами отчетливо выражена вертикальная зональность с переходом сульфидной (полиметаллической) минерализации в существенно оловянную на более глубоких горизонтах.

Еще восточнее, в пределах Сихотэ-Алинского звена Восточно-Азиатского вулканогенного пояса (Прибрежное антиклинальное поднятие), развиты комплексные олово-полиметаллические месторождения (Бол. Синанча, Краснореченское) с примесью элементов-спутников (индия, кадмия, висмута и др.), а также серебряно-свинцово-цинковые месторождения Тетюхинского рудного узла.

Ярким примером региональной рудной зональности является также система Хингано-Охотского регионального разлома, приуроченного к области сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской скадчатой областью [Ициксон, 1963]. От этого пограничного разлома, отмеченного крупными гранитными массивами с ассоциирующей высокотемпературной молибденово-вольфрамово-оловянной минерализацией, ответвляются интрарегиональные кососекущие разломы как на запад (в сторону Ургальского прогиба и Буреинского массива), так и на восток в сторону главных (внутренних) прогибов Сихотэ-Алинской геосинклинали. Эти интрарегиональные разломы субширотного и восток-северо-восточного простирания определяют размещение цепочек рудоносных интрузий и рудных узлов с минерализацией уже иного типа. В каждой такой цепочке намечается закономерная смена характера магматизма и минерализации по мере пересечения данной цепочкой различных структурно-формационных зон складчатой области и Буреинского массива.

С западными ветвями, ответвляющимися в сторону Ургальского периферического прогиба и Буреинского массива, ассоциируют цепочки малых интрузий, даек, штоков, межслоевых внедрений позднемеловых диоритовых и диабазовых порфиритов. Существенно меняется и характер рудной минерализации, представленной ртутью в тесной ассоциации с золотом (Иораханское месторождение), золотом, сурьмой, сопровождаемых незначительными проявлениями шеелита и сульфидов свинца и цинка.

Еще далее на запад, уже в пределах Буреинского массива, на наиболее удаленных концах интрузивных цепочек в связи с дайками и штоками порфиритов, грорудитов и сельвсбергитов установлены признаки редкоземельной минерализации. Таким образом, происходит закономерная смена крупных гранитных массивов с оловянно-редкометальной минерализацией, локализующихся в области поднятия, малыми интрузиями среднего состава с золото-ртутной, сурьмяной и золотой минерализацией в пределах периферического прогиба и сопредельной части срединного массива, а еще далее в глубь массива — субщелочными интрузиями с признаками редкоземельной минерализации.

Иной тип металлогенической зональности имеют восточные ветви, отходящие от Хингано-Охотского регионального разлома в сторону Сихотэ-Алинской складчатой системы. В этом направлении кварцево-жильная олово-редкометальная минерализация шва Хингано-Буреинского разлома сменяется в области внутренних прогибов складчатой области оловянной касситерито-силикатной (с турмалином, хлоритом) и касситерито-сульфидной или олово-полиметаллической, иногда с заметным содержанием меди (Комсомольский рудный узел). На внешних наиболее удаленных окончаниях цепочек установлена ртутная минерализация [Онихимовский, 1960].

Сходный характер сочленения региональных и интрарегиональных разломов и контролируемых каждым из них типов металлогенических зон установлен и для Верхояно-Колымской складчатой области. Здесь от Приколымского регионального разлома, контролирующего Северную и Главную олово-редкометальную металлогеническую зону, ответвляются в сторону Сибирской платформы поперечные интрарегиональные разломы с подчиненными им металлогеническими зонами Эгейхайской, Терехтяхской, Нельгехе-Дербекинской и другими с олово-сульфидной и полиметаллической минерализацией [Матвеенко, Шаталов, 1958].

Аналогичного типа металлогенические зоны в связи с интрарегиональными разломами ответвляются и от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Балыгычан-Сугойская оловоносная зона). Не менее четкой структурой подобного рода является и Пекульнейская цепочка вместе с находящимися на ее продолжении Чаантальским и Иультинским рудоносным массивами.

В разделе, посвященном развитию металлогении во времени, подчеркивалось важное значение периода постконсолидационной и платформенной активизации и была предпринята попытка классификации различных типов активизации в петролого-металлогеническом аспекте [Иициксон, Тихомиров, Шаталов, 1967]. Здесь следует осветить лишь некоторые особенности пространственного размещения металлогенических зон и рудных районов, становление которых связано с этим своеобразным режимом развития земной коры.

Из типов активизации почти все, за исключением Китайско-Корейского подтипа, имеют то или иное развитие на территории притихоокеанской окраины СССР. Планетарно-линейный тип (пояс Риолитовой линии и др.) уже был охарактеризован выше.

Что касается ареального типа активизации, то два ее подтипа, представленных на рассматриваемой территории (Алданский и Восточно-Забайкальский), несколько различаются характером размещения металлогенических зон.

Алданский подтип, как указывалось, характеризуется теснейшей связью минерализации (золото, в меньшей мере молибден, медь и др.) с близповерхностными интрузиями (лакколитами, межпластовыми интрузиями, дайками, излияниями) позднемезозойского алданского комплекса щелочного и умеренно кислого (щелочноземельного) состава.

Рудные районы не имеют четких линейных ограничений, а, скорее, представляют собой узлы вокруг интрузий алданского комплекса. Последние же образуют плеяды, группирующиеся по периферии сводового поднятия, вдоль северной его окраины, близ флексурного перегиба (Мурунский, Верхнеамгинский, Центрально-Алданский районы), вдоль южной границы поднятия, вблизи протерозоид Становой зоны (Эвотинский, Ханинский) и на востоке, тяготея к Юдомо-Майскому перикратонному прогибу (Кэт-Капский и Томптоканский районы). Согласно Т. В. Билибиной [1967], ведущими факторами размещения интрузий, а следовательно, и ассоциирующей минерализации являются:

1) участки пересечения региональных разломов СЗ и СВ простираний, осложненные локальными системами кольцевых, дугообразных и радиальных трещин, явившихся основой для возникновения сложных вулкано-тектонических структур;

2) пологие трещинные системы, приуроченные к границе докембрийского основания и платформенного чехла.

Привлекают внимание проявляющиеся в отдельных случаях резко выраженные элементы наследования или активизации древних (по-видимому, протерозойских или еще более ранних) тектонических швов мезозойскими разрывными системами, контролирующими рудную минерализацию.

Забайкальский подтип (разнообразная минерализация: флюорит, ртуть — сурьма, эпитермальное золото, своеобразная сурьмяно-ртутно-вольфрамовая минерализация, а также медно-полиметаллическая и другие) находится в структурной связи с так называемыми локальными [Иициксон, 1963] разломами. Последние обнаруживают приуроченность к ограничениям наложенных рифтового типа грабенообразных, обычно конседиментационных впадин, выполненных слабо диагенезированными наземными, нередко угленосными отложениями и (или) эффузивами, пирокластическими и экструзивно-эксплозивными образованиями, иногда сопровождаемыми дайками и субвулканическими интрузиями пестрого состава (основного, кислого, основно-щелочного). Нередко рудоконтролирующие разломы теряют непосредственную связь с рифтовой системой впадин и фиксируются в удалении от них в форме цепочек вулканогенных образований и зон тектонической трещиноватости.

В региональном плане протяженный рифтовый пояс позднемезозойских депрессионных структур и ассоциированная с ними минерализация в виде протяженной дуги, открытой на юг и юго-восток, очерчивает внешний обвод складчатой области Забайкалья и Верхнего Приамурья, будучи наложена на структуры палеозоя, поздних байкалид и главным образом протерозоиды Становой области. Отдельные структуры этого рода накладываются также и на мезозоиды, будучи вполне автономны относительно мезозойской складчатой структуры [Щеглов, 1966].

Особенности пространственного распределения металлогенических зон сопряженной активизации, связанных главным образом с внутриконтинентальными вулканогенными цепями (Малохинганская зона), уже неоднократно освещались в печати (например, в книге «Рудоносность вулканогенных формаций» [1965]). Общая графическая схема размещения магматических проявлений и рудной минерализации в связи с системами глубинных разломов северо-западной части ТПП опубликована [Ициксон, Тихомиров, Шаталов, 1967].

Схема, поясняющая связь глубинных разломов, контролирующих рудную минерализацию и магматизм, в пределах континентального пояса северо-западной части Притихоокеанской области, отображена на рис. IV-3.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Ведущее значение в пространственном распределении рудных поясов (типов провинций), металлогенических зон, рудных районов, а также отдельных рудных полей в их пределах в Притихоокеанской области СССР имеют разломы различной глубины заложения и различной протяженности (масштаба). Трансрегиональные, планетарного масштаба, глубинные разломы (Западно-Тихоокеанский, Восточно-Азиатский, Становой) контролируют распределение поясов и групп металлогенических провинций; региональные разломы — размещение групп или систем металлогенических зон; интрарегиональные разломы определяют положение отдельных металлогенических зон; локальные разломы контролируют появление отдельных звеньев металлогенических зон, групп рудных полей или групп рудных узлов и даже месторождений. Металлогеническая специализация отдельных типов глубинных разломов показана на рис. IV-3.

2. Простирание крупнейших рудолокализующих глубинных разломов подчинено двум ведущим направлениям: а) субширотному, с отклонением до северо-западного («алеутское» направление); б) северо-восточному, с отклонением до меридионального («курильское» направление). Эти доминирующие направления в общем отвечают простиранию глубоководных борозд (рвов), ограничивающих Тихоокеанскую впадину. Субширотные системы разрывов являются, очевидно, более древними. Существование их четко фиксируется уже в раннем протерозое и рифее. Северо-восточные системы разломов возникли позже, по-видимому, только с начала позднего палеозоя, и явились результатом деформаций, возникших в этот революционный этап развития и заложения геосинклинальных систем Западного Притихоокеанья.

3. Особо важное металлогеническое значение имеют разломы, образовавшиеся на границах крупных блоков с контрастным направлением движений или контрастным характером геотектонического режима. Наиболее часто это реализуется в мобильных периферических зонах, окаймляющих срединные массивы, или в областях сочленения геоантиклинальных структур (центральных поднятий, областей ранней консолидации и т. п.) с сопредельными прогибами. Примерами подобных

структур являются Буреинский, Ханкайский, Колымский, Аргунский, Агинский и другие массивы, Центральный антиклинорий Сихотэ-Алиня.

4. Для большой и важной группы рудоносных формаций (например, месторождения касситерито-силикатной, касситерито-сульфидной) характерна приуроченность к интрарегиональным разломам секущих направлений, ориентированных косо или поперек к генеральному направлению складчатых структур.

Наиболее благоприятные рудолокализующие обстановки в таких «поперечных» металлогенических зонах обычно связаны с участками пересечения этих разломов с определенными структурно-формационными зонами складчатой области, или со швами «продольных» разломов, направление которых отвечает простиранию складчатой структуры. Этот факт подчеркивает, несмотря на наложенный и автономный характер минерализации, важную роль в локализации оруденения образований геосинклинально-складчатого этапа развития структур, когда формировалась вмещающая рудолокализующая среда, где непосредственно протекали процессы рудообразования.

5. Анализ размещения отдельных металлогенических зон континентального пояса в пространстве и времени, кроме уже упоминавшейся общей тенденции к возрастному скольжению («омолаживанию») минерализации в направлении от континента к впадине Тихого океана, обнаруживает не менее четкую более локальную тенденцию к возрастному скольжению минерализации по мере развития складчатой области от внутренних ее частей к периферическим. Такой пространственно-временной тип развития удобно обозначить как «центробежный». При этом по мере смещения во времени минерализации к периферическим частям складчатых областей меняется и характер минерализации: от месторождений касситерито-кварцевой, вольфрамит-кварцевой формации, иногда шеелитоносных скарнов, в осевой части области через оловорудные и олово-полиметаллические месторождения к полиметаллическим, флюоритовым, сурьмяно-ртутным, иногда золото-ртутным, локализующимися в бортовых частях складчатой области и сопредельных частях ее рамы.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА, СОПРЕДЕЛЬНЫЕ С ВОСТОКОМ СССР

Геолого-петрологические аспекты проблемы связи Дальневосточной провинции с смежными территориями Тихоокеанского пояса были уже рассмотрены в т. III (гл. V «Магматизм») настоящей монографии. Это позволяет в данной главе сконцентрировать внимание непосредственно на вопросах взаимоотношений отдельных металлогенических зон и иных более крупных подразделений, геологически единых, но разобщенных государственными границами и акваториями окраин Тихого океана.

Аляска. Подразделяется на три крупные геотектонические единицы — Южную, Центральную и Северную Аляску, отличающиеся историей геологического развития и особенностями металлогении. Северная Аляска к северу от разлома Кобук не обнаруживает существенных признаков эндогенной минерализации.

Южная Аляска представляет собой прямое продолжение Кордильерской геосинклинальной системы невадид, которая меняет здесь направление складчатых структур и дугообразно разворачивается на запад, а затем юго-запад. Южная прибрежная часть (геосинклиналь Чугач-Матануска) является продолжением эвгеосинклинали Фрэзер, выделенной в Западных штатах.

Северная часть Южной Аляски (Аляскинский хребет) соответственно отвечает миогеосинклинальной зоне Миллард. В металлогениче-

ском плане эта прибрежная эвгеосинклинальная часть Южной и Юго-Восточной Аляски является важным золотоносным районом, который следует из Британской Колумбии, южных островов архипелага Александра и Джуно через хребты Чугач и Кенай, до о. Кадьяк и Шумагинских островов. Это область широкого развития россыпной золотоносности и многочисленных коренных месторождений (Джюно, Чичагов, Кетчикан и др.). Коренные месторождения [Noel, 1966, и др.] представляют кварцевые жилы, жильные зоны, а также золотоносные зоны дробления с вкрапленностью сульфидов и штокверки. Залегают они преимущественно в мезозойских зеленокаменных основных и средних вулканогенных породах, перемежающихся с темными разностями сланцев. В тесной ассоциации с рудными телами находятся дайки и малые интрузии порфиритов, диоритов и умеренно кислых гранитоидов. Прямой связи с крупными батолитовыми интрузиями невадийского этапа не устанавливается.

В южной части этой металлогенической зоны развиты крупные медные месторождения типа метасоматических залежей (Кеннекот, Крегмонт и др.), а еще южнее, в островной и прибрежной зоне Британской Колумбии, кроме того, в той или иной степени золотоносные колчеданные залежи и скарновые железорудные месторождения. Интересна приуроченность сульфидной минерализации этой части Западных Кордильер к зеленокаменной серии Николаи (триасового возраста) с продуктами основного подводного вулканизма.

Здесь же в эвгеосинклинальной зоне Чугач-Матануска в связи с цепью гипербазитовых массивов известны месторождения и рудопроявления хромита (п-ов Кенай), никеля, кобальта, а на территории сопредельной Британской Колумбии также асбеста (месторождение Кассиар).

К границе эвгеосинклинали Чугач-Матануска и миогеосинклинальной области Аляскинского хребта приурочена цепь гранитных батолитов кордильерского типа. Данных об их рудоносности на Аляске крайне мало. На сопредельной северо-западной территории Канады (система левых притоков р. Лиард) в связи с ними известно промышленное месторождение вольфрама, а также меди скарнового типа.

Центральная Аляска ограничена с севера и юга соответственно системами региональных разломов Кобук и Денали. Эта область представляет собой относительно консолидированный приподнятый блок, имеющий в своей основе метаморфизованные образования докембрия и палеозоя (Cm—C). Очевидно, это фрагмент раздробленного в конце палеозоя массива Беринго-Юконии. В меловое время этот блок претерпел тектоно-магматическую активизацию. В раннем мелу (альб) отдельные участки массива начали погружаться и на них были заложены вулканогенно-осадочные впадины Кускоквим и Коюкук, а вдоль северной границы блока — шовная впадина Кобук. По-видимому, это аналоги Раучуанской, Нутесынской и других впадин в Чукотской области.

Почти одновременно и несколько позже, главным образом в позднем мелу, широко развиты магматические проявления — излияния, субвулканические и гипабиссальные интрузии премущественно среднего и кислого состава.

Своеобразный, внегеосинклинальный режим Центральной Аляски с ее устойчивой тенденцией к воздыманию в мезозое подчеркивает также тот факт, что в сопредельных к югу и северу тектонических зонах (Аляскинский хребет, хр. Брукса) мезозойское осадконакопление геосинклинального типа началось значительно раньше — в ранней и средней юре, а к западу, на Чукотке,— с триаса, тогда как Центрально-Аляскинский блок вплоть до альба представлял собой интенсивно воздымавшуюся межгеосинклинальную структуру, активизированную в позднем мезозое.

Центральная Аляска, включая и п-ов Сьюард, является важнейшей рудоносной областью Аляски. Общая учтенная добыча золота на Аляске с 1880 до 1958 г. превышала 760 *т* [Фосс, 1963]. Включая же добычу на территории Юкона (Канада) до 1966 г., цифра эта превышает 1074 *т* (подсчеты автора по различным источникам). Значительна также добыча серебра, ртути и в меньшей мере олова.

Крупнейшие ареалы россыпной золотоносности Центральной Аляски и известные коренные месторождения приурочены главным образом к выступам метаморфизованных пород, там, где они прорваны гипабиссальными субвулканическими интрузиями и дайками и нарушены системами разломов. Особенно мощно золотоносность проявлена в массиве Юкон-Танана и его продолжении в пределах знаменитого района Даусон (Клондайк).

В целом, несколько схематизируя, на Аляске в направлении с юга на север намечаются три дугообразно изогнутых к северу золотоносных зоны северо-восточного и субширотного (на своих восточных флангах) *направления* (рис. IV-5): 1) *Прибрежная* (Кордильерская), 2) Юконская (Юкон-Кускоквимская) и 3) Сьюард-Кобукская.

В еще более резкой степени, нежели в Прибрежной зоне, в двух *последних золотоносность контролируется полосами рассланцевания* и дробления в метаморфических комплексах, в зонах разрывов и внедрения малых интрузий и даек обычно среднего и умеренно кислого состава.

В последнее десятилетие на Аляске и в особенности в Британской Колумбии кроме золота все более четко определяется важное значение полиметаллической и в особенности низкотемпературной серебряной минерализации. Здесь установлена перспективная полиметаллическая и главным образом сереброносная металлогеническая зона, прослеживающаяся в северо-западном направлении от северной части Британской Колумбии до г. Даусон, контролируемая системой разломов Тинтина и Теслин [Aho, 1953]. Серебряная низкотемпературная минерализация в наиболее крупном районе Мак-Квестен приурочена к интрарегиональному магмовыводящему разлому, ответвляющемуся от разлома Тинтина. Этот интрарегиональный разлом отмечен цепочкой интрузивов гранитов и кварцевых порфиров.

Олово на Аляске проявлено неизмеримо более слабо, чем на Чукотке, хотя и здесь характерна пространственная близость ареалов распространения олова и золота. Наиболее существенные проявления олова разрабатывались на п-ове Сьюард, где известна группа высокотемпературных проявлений преимущественно в карбонатных породах, прорванных малыми интрузиями и дайками кварцевых порфиров (Лост-Ривер). В прочих районах Центральной Аляски — это либо мелкие рудопроявления, либо чаще шлиховые ореолы (долина Танана и другие районы россыпной золотоносности), ассоциирующие с интрузиями позднемеловых гранитов и кварцевых порфиров.

Ртуть представлена на Аляске весьма многочисленными рудопроявлениями и более чем десятком промышленных месторождений (Ред-Топ, Ред-Дэвил, Паркс и др.). В расположении месторождений исключительно четко проявлен контроль зонами крупных региональных разломов и сочетающихся с ними разрывных систем более высоких порядков, развивающихся на окраине и в обрамлении активизированного Юконского массива. Наиболее существенным ртутоносным районом (имеются также сурьмяные месторождения) является Юго-Западная Аляска между северным побережьем Бристольского залива и средним течением р. Кускоквим. Месторождения группируются в полосу северо-восточного простирания протяженностью более 400 *км*, тяготеющую к системе разлома Денали, точнее, к месту пересечения этой системы с разломом север-северо-восточного простирания, не обозначенным на

картах (он совпадает с крутым почти меридиональным поворотом долины Кускоквима).

Вторая, в общем параллельная ей цепочка месторождений, в основном сурьмяных, контролируется северо-восточной системой разломов, связывающей разломы Тинтина и Денали между Фербенксом и горой Мак-Кинли. Месторождения ассоциируют со свитами даек различ-

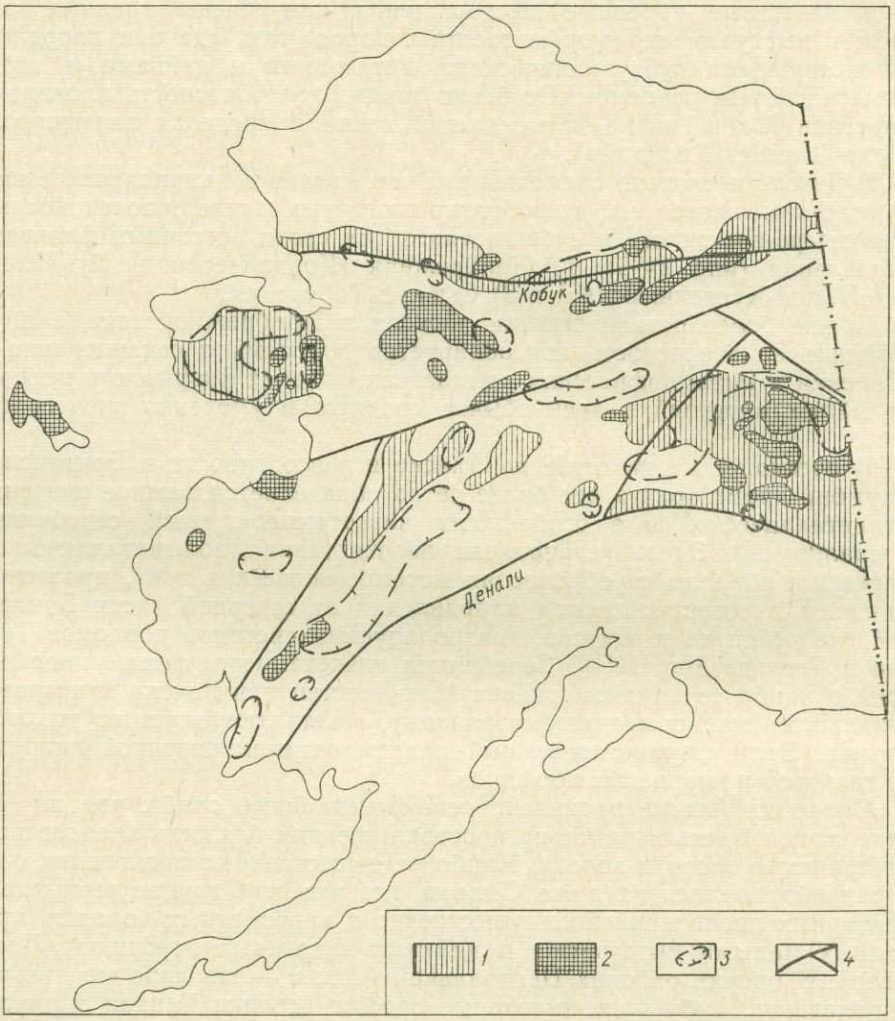


Рис. IV-5. Схема размещения золотоносных площадей Центральной Аляски.
1 — выходы метаморфизованных пород; *2* — позднемезозойские интрузивные и вулканогенные образования; *3* — золотоносные площади и ареалы распространения золоторудных месторождений; *4* — глубинные разломы.

ного состава от базальтов до риолитов или иногда непосредственно в них размещаются. Однако исследователи месторождений [Sainsbury, MacKevett, 1965] склонны приписывать этой связи не генетический, а, скорее, структурный характер. Анализируя связь и элементы преемственности между металлогеническими зонами Аляски и Чукотки, а также Корякско-Камчатской складчатых областей, можно видеть, несмотря на строго индивидуальные черты каждой из названных геотектонических единиц, и несомненные признаки общности и сходства.

Прибрежная эвгеосинклинальная зона Чугач-Матануска Южной Аляски, отмеченная крупными концентрациями золота, меди и менее

значительными рудопроявлениями хромита, никеля, кобальта, находит свое отчетливое продолжение на материке Азии. Однако решить, где проходил «мост», связывающий систему Чугач-Матануска с Корякским нагорьем, трудно. Можно высказать предположение о связи через зону северо-восточного обрывистого склона Южно-Беринговской глубоководной впадины, трассирующего продолжение разлома Бруон. Второй возможный вариант связи — через основание Алеутской гряды. По общей геологической обстановке и в особенности по наличию маркирующих цепей гипербазитов, а также по развитию сходной минерализации продолжением и аналогом зоны Чугач-Матануска является Корякско-Камчатская зона. Как известно, и для последней типичны месторождения и рудопроявления хромита и прерывистая цепь проявлений золотоносности, следующая от Анадыря по Майну, Пенжине в Тайгоносский массив (Гижига). Потенциальную параллельную золотоносную зону, вероятно, представляет метаморфическое ядро Камчатки, где известны проявления россыпной золотоносности.

Структуры Центрально-Аляскинской зоны продолжаются через п-ов Сьюард в пределы Чукотки. Имеет отдельные черты сходства и металлогения этих областей. В особенности это касается Восточно-Чукотского (Эскимосского) массива, непосредственно продолжающего структуры п-ова Сьюард. Однако в целом металлогения Чукотки и Центрально-Аляскинской зоны существенно различаются, что видно в неизмеримо более слабом проявлении на Аляске олово-вольфрамового оруденения при более или менее сходном развитии золотого и ртутного оруденения. Различия эти, вероятно, объясняются особенностями геологического развития каждой из сравниваемых областей.

В нижнем и среднем палеозое (кембрий или ордовик вплоть до нижнего карбона включительно) обе области имели сходное развитие, являясь элементами крупнейшей палеозойской геосинклинали Франклин [Богданов, 1963]. Однако в дальнейшем, с позднего палеозоя и в особенности в мезозое, наметилась отчетливая бифуркация. Юконский блок (включая и Восточно-Чукотский массив) консолидировался и стал испытывать интенсивные восходящие движения. В течение длительного времени, вплоть до середины мела, он представлял собой массив (типа срединного), разделяя области геосинклинального накопления на севере (геосинклиналь хр. Брукса) и юга (геосинклиналь Чугач-Матануска). Чукотский же блок без существенного перерыва продолжал вплоть до поздней юры испытывать нисходящие движения и представлял собой геосинклинальный прогиб, связанный на этой стадии развития с Верхояно-Колымской геосинклинальной областью. С раннего мела (альб) Юконский массив вступил в стадию тектоно-магматической активизации, на нем заложились впадины со смешанным континентально-морским осадконакоплением (Кускоквим, Коюкук) и получили развитие интенсивный наземный вулканизм и интрузивная деятельность. Именно с этой стадией активизации и связана главная золотоносность Юкона.

Синхронно с этими событиями в Юконе на Чукотке также произошло заложение впадин сходного типа (Нутесынской, Раучуанской и др.). В дальнейшем они подверглись складчатости. С этими движениями связано внедрение массивов умеренно кислых гранитоидов, с которыми ассоциирована главная золотоносность Чукотки [Тильман, 1962]. Несколько позже, в позднем мелу, в уже вполне консолидированную структуру внедрились пранитоидные интрузии, с которыми связано олово-вольфрамовое оруденение Чукотки. Близкого возраста интрузии, повидимому, имеются и на Аляске, но там они относительно малопродуктивны по олову. Одновременно с внедрением позднемеловых интрузий происходили массовые излияния лав различного состава (от базальтов до липаритов при преобладании последних), образование игнимбритов

и тесно с ними связанных субвулканических интрузий и даек, с которыми и на Чукотке, и на Аляске ассоциируют ртутное и эпитермальное золото-серебряное оруденения.

Пока трудно ответить, каким образом влияли различия истории геологического развития на металлогеническую специализацию сравниваемых провинций. Естественно предположить, что, по-видимому, кроме различий в режиме колебательных движений наибольшее влияние на формирование олово-вольфрамовых месторождений оказало наличие на Чукотке мощного чехла песчано-сланцевых терригенных отложений мезозойской геосинклинали, отсутствующих на Аляске. Для локализации золота этот фактор, по-видимому, не имел столь решающего влияния.

Как уже указывалось, концентрация золота происходит на двух уровнях — в метаморфизованном фундаменте и в осадочном чехле, а олова — в основном только в осадочно-вулканогенном чехле. Сравнение это также наводит на мысль о возможности существования на Чукотке второго, более глубокого, уровня золотой минерализации, слабо еще затронутого эрозией, в метаморфизованных нижних частях и основании геосинклинального чехла, т. е. того уровня, который столь ярко проявлен россыпной золотоносностью в Юконском блоке Аляски.

Размещение главнейших металлогенических зон Чукотки в сильно схематизированном виде показано на рис. IV-6.

Японские острова. Обладают гетерогенной структурой, что сказалось на сложности проявления металлогенических процессов. Юго-Западная Япония *, а также отдельные зоны Северо-Восточной * Японии (горы Китаками, Абукума, Канто) являются и по истории геологического развития, и по особенностям металлогении аналогами синхронных палеозойских и мезозойских структур советского Южного Приморья. Здесь в связи с позднемезозойским (преимущественно позднемеловым) гранитным магматизмом ассоциируют разнообразные гидротермальные и скарновые месторождения меди, полиметаллические, вольфрама, олова и др.

Северо-Восточная Япония и о. Хоккайдо как по истории развития, так и по магматизму и металлогении, теснейшим образом связаны с кайнозойскими складчатыми областями Корякско-Камчатской и, отчасти, Сахалинской, а также с Курильской островной дугой. Мощнейшая металлогения меди, полиметаллических руд, эпитермального золота и серебра, ртути, бария, серы здесь сосредоточена в узком возрастном интервале неогена (миоцена). Характер связи рудоносных провинций Японии и Востока СССР в связи с особенностями связывающей их единой глубинной структуры показан на рис. IV-6 [Иициксон, 1966].

Ниже приведена характеристика некоторых металлогенических эпох Японских островов в сопоставлении с синхронными эпохами восточных областей СССР.

1. Позднепалеозойская и раннемезозойская эпохи являлись эпохами седиментогенного (с последующим метаморфизмом) накопления марганца и железа в связи с развитием осадочно-вулканогенного пермо-карбонового эвгеосинклинального комплекса. В ослабленном виде сходные рудопроявления марганца в кремнисто-осадочных толщах перми известны и в Сихотэ-Алинской геосинклинали (хр. Вандан).

Значительный интерес представляют крупные концентрации медноколчеданных руд формации Бэсси, или Бейшу, широко распространенные во внешней зоне Юго-Западной Японии. Это крупные пластообразные залежи массивных и вкрапленных руд, залегающих в метаморфи-

---

* Здесь и ниже «Юго-Западная», «Северо-Восточная Япония» не имеют административного значения, а характеризуют элементы общепринятого геотектонического районирования (см. кн. «Геология и минеральные ресурсы Японии» [1961]).

ческих сланцах серии Самбагава — Микабу (месторождении Бэсси, Хитати, Куне и др.). Состав сланцев, вмещающих оруденение, свидетельствует, что первоначально вмещающие породы представляли собой

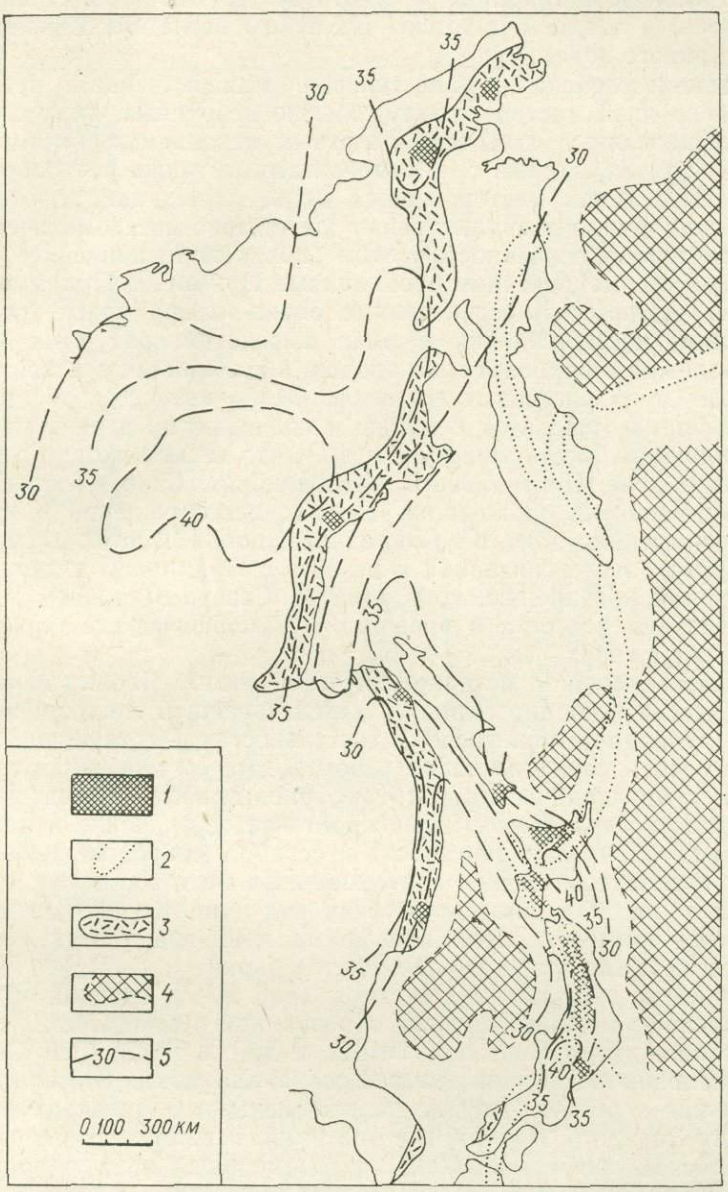


Рис. IV-6. Положение площадей полиметаллической и золото-серебряной минерализации Японских островов и Востока СССР (по М. И. Ициксону [1966] с дополнениями).

1 — площади минерализации; *2—3* — вулканогенные пояса северо-западной части Тихоокеанского пояса (*2* — Андезитовая линия; *3* — Риолитовая линия); *4* — участки земной коры мощностью менее 15 *км* (гетерогенная кора переходного типа и океаническая); *5* — изолинии рельефа поверхности М (по И. П. Косминской, Н. А. Беляевскому, А. А. Борисову, И. А. Резанову и Н. Н. Зарудному и др.).

подводные осадочно-вулканогенные образования спилитово-кератофировой формации, позже, как предполагают в позднем палеозое, метаморфизованные в зоне регионального разлома Медиана. Имеются отдельные месторождения, преимущественно колчеданные, и в неметаморфизованных толщах пермо-карбона (месторождения Цитикура, Окуки и др.).

На Советском Дальнем Востоке соответствующих месторождений пока не установлено. М. И. Иициксоном [1966] была обоснована вероятность их нахождения в пределах Уссури-Ханкайского массива, Лаоелин-Гродековской зоне герцинид и некоторых других районах Приморья и Приамурья, а также в Охотско-Чукотском звене Восточно-Азиатского вулканогенного пояса.

Позднемезозойская — палеогеновая минерализация представлена широкой группой месторождений, обычно некрупных, включающей уже охарактеризованный комплекс полезных ископаемых (хром, платина, никель и др.), связанный с гипербазитами, а также разнообразные по генетическим типам месторождения меди, колчеданов, золота, полиметаллических руд, преимущественно контактово-метасоматические.

Характерной особенностью этой эпохи, сближающей ее с материковыми металлогеническими провинциями Приморья, Приамурья и Приколымья, являются многочисленные олово-вольфрамовые, отчасти молибденовые месторождения в виде высокотемпературных кварцевых жил и залежей в карбонатных породах, в ассоциации с массивами позднемеловых и палеогеновых гранитов. Особо интересен тесный парагенез вольфрама (шеелита) с медью и колчеданами в ряде месторождений (провинции Китаками, Куга и др.), что весьма сходно с месторождениями в зоне Центрального антиклинория Сихотэ-Алиня. Главной областью развития олово-вольфрамовых месторождений в Японии является внутренняя зона Юго-Западной Японии (Тюгоку, Симане, Тоттори, Киото), тесно связанная в мезозое с Приморьем и характеризующаяся корой континентального типа. В Северо-Восточной Японии эта минерализация известна в пределах метаморфического блока Китаками, а также в горах Уэцу.

Наиболее мощной металлогенической эпохой Японии являлась неогеновая, тесно ассоциированная с интенсивнейшей синхронной вулканической (вулкано-плутонической) деятельностью, доставившей к поверхности, в особенности в миоцене, огромные массы лав, пирокластических пород и субвулканических интрузий риолитового, андезитового и базальтового состава. Наибольшее практическое значение в рамках этой эпохи имеют концентрации золота и серебра, сопровождаемые нередко селеном и теллуром, в виде эпитермальных месторождений, полиметаллических и медно-полиметаллических руд (тип Куроко), иногда с существенной примесью олова, вольфрама, мышьяка; к этой же эпохе относятся и крупные концентрации ртути и бария.

Как видно из прилагаемой схемы (рис. IV-7), главная область распространения указанных рудных образований приходится на о. Хоккайдо (месторождения Кономай, Титосе и др.) и провинции Северо-Восточной Японии (месторождения Косака, Ханаока, Камикита и др.). Но отдельные рудные ареалы расположены и в пределах внутренней зоны Юго-Западной Японии, где они накладываются на районы с позднемезозойской минерализацией, являя типичный пример полихронного и полициклического металлогенического развития.

Месторождения представляют собой наиболее часто метасоматические залежи в гидротермально измененных вулканитах, жилы и жильные системы, штокверки и т. п. Рассматриваемая рудная формация обнаруживает весьма четкую вертикальную зональность со сменой на глубине золото-серебряной минерализации полиметаллической и медной.

Вопрос о возможном продолжении металлогенических зон о-вов Японии в пределы материковой Азии являлся предметом неоднократного рассмотрения в печати [Геологические предпосылки..., 1963; Кропоткин, Власов, 1963; Иициксон, 1966 и др.].

Совершенно естественно считать непосредственным продолжением рудоносных структур о-вов Японии Курило-Камчатскую зону развития неогеновых вулканогенных толщ. Наличие Центрально-Камчатской ме-

таллогенической зоны с признаками ртутной, золотой, медной, молибденовой и сульфидной минерализации [Власов, 1963 и др.] достаточно надежно свидетельствует об этом. Вместе с тем следует учесть и возможные существенные ограничения этой аналогии и иметь в виду вероят-

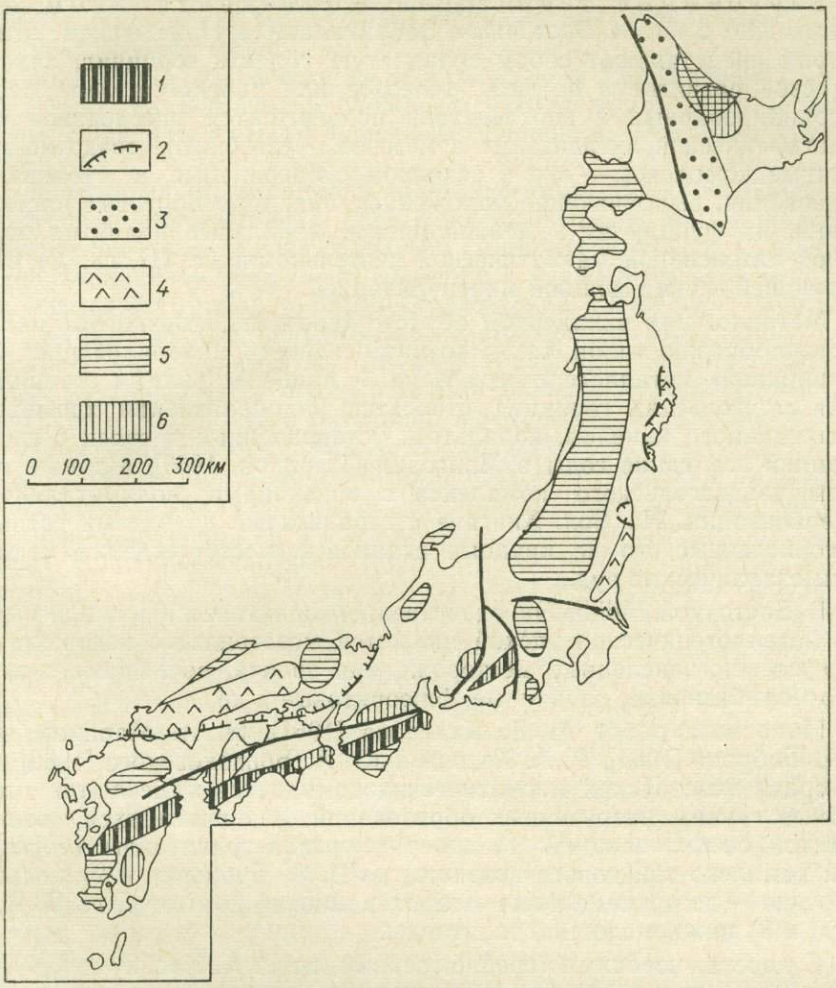


Рис. IV-7. Схема размещения некоторых рудоносных площадей Японии. Составил М. И. Ициксон на основе книги «Геология и минеральные ресурсы Японии» [1961] и других опубликованных материалов.

1 — площади развития медно-колчеданных и колчеданных месторождений типа Бэсси; *2* — контуры позднемеловых и палеогеновых провинций олова, вольфрама и молибдена; *3* — Центрально-Хоккайдская гипербазитовая провинция (поздний мезозой) с месторождениями хрома, платины и платиноидов, никеля, кобальта; *4* — площади позднемезозойской — палеогеновой медной, полиметаллической, золото-серебряной минерализации; *5* — неогеновые провинции с развитием полиметаллической минерализации (тип Куроко) с подчиненным развитием вольфрама, олова, мышьяка, а также эпитермальных месторождений золота и серебра; *6* — площади с сурьмяно-ртутной минерализацией.

ность существенных региональных различий как в характере металлогении, так и в масштабе проявлений рудоносности. Они могут быть обусловлены несколько иной историей геологического развития Курило-Камчатского звена по сравнению с Юго-Западной Японией и в общем его менее глубоким эрозионным срезом, слабо еще затронувшим наиболее интенсивно минерализованные рудолокализующие уровни.

Наряду с этим высказывались предположения, получающие уже некоторое подтверждение, о локализации отдельных типов минерализации,

столь ярко проявленных на Японских островах (эпитермальные золото-серебряные месторождения, полиметаллические и медно-полиметаллические месторождения типа Куроко и др.) в пределах Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского звеньев Восточно-Азиатского вулканогенного пояса [Ициксон, 1966]).

Зарубежные территории Континентальной Азии. Граничащие с юга с Восточным Забайкальем и Приамурьем, эти территории представляют собой складчатую область герцинид, закончивших свое развитие в позднем палеозое или иногда на заре мезозоя, консолидированных и впоследствии подвергшихся интенсивной тектоно-магматической активизации в мезозое. Мезозойские осадочно-вулканогенные комплексы — это в основном субаэральные и субаквальные образования, выполняющие наложенные впадины. Бортовые части этих впадин, их фундамент и межвпадинные мобильные поднятия явились ареной интенсивной магматической деятельности (т. III, гл. V) с ассоциирующей весьма мощной минерализацией.

Металлогения складчатой области герцинид заметно уступает как по разнообразию типов, так и по интенсивности минерализации «активизационной» металлогении мезозоид. К наиболее ранним стадиям развития монгольских герцинид относятся рудопроявления хромита, сопровождаемого никелем, кобальтом, установленные в связи с гипербазитами в последние годы в Монголии [Маринов, 1963], а также гранитоиды ульдзагольского комплекса с признаками полиметаллической минерализации. На Бол. Хингане с герцинскими гранитами связывают многочисленные, но не крупные скарновые месторождения медных и полиметаллических руд.

В Восточной Монголии единственной практически важной эндогенной металлогенической эпохой являются мезозоиды, с которыми ассоциируют многочисленные месторождения золота, вольфрама, вольфрамово-молибденовые, оловянные, флюоритовые и др.

На основе работ А. Д. Каленова [1961], Н. А. Маринова [1963], В. А. Боброва [1965], Р. А. Хасина и Ю. А. Борзаковского [1966] и других среди мезозойских магматических комплексов намечаются три возрастные группы интрузивных образований, различающихся металлогенической специализацией: 1) доверхнеюрские гранитоиды (бороундурский комплекс триасового возраста, по В. А. Боброву) и 2) послеверхнеюрские — донижнемеловые (шарахандинский комплекс, по В. А. Боброву) и 3) нижнемеловые гранитоиды.

С доверхнеюрскими (среднеюрскими, по Р. А. Хасину и Ю. А. Борзаковскому) гранитоидами, образующими относительно крупные массивы, располагающиеся главным образом в Хэнтэй-Хангайской миогеосинклинальной зоне, связаны пегматитовые тела с редкометальной и пьезокварцевой минерализацией [Маринов, 1963], высокотемпературные оловоносные кварцевые жилы и грейзены (месторождение Модото) и значительно реже сходного типа месторождения с вольфрамитом (месторождение Хучжихан). Н. А. Маринов [1963] склонен связывать с ранней фазой этого комплекса золоторудные кварцево-жильные месторождения, широко представленные в Северо-Западном Кентее. С донижнемеловыми гранитоидами, представленными обычно малыми близповерхностными интрузиями преимущественно лейкократовых порфировидных гранитов, связана весьма значительная вольфрамитовая минерализация (месторождения Шара-Хода, Барун-Цогто и др.), отчасти вольфрамо-бериллиевая, вольфрамо-молибденовая (месторождение Югодзырь) и значительно реже оловянная касситерито-кварцевого типа или висмутовая. Как указывалось в т. III монографии, этот комплекс хорошо сопоставляется с харалгинским и кукульбейским интрузивными комплексами Забайкалья.

Раннемеловые интрузии, пользующиеся ограниченным распространением, представлены малыми интрузиями граносиенитов и щелочных гранитов. С ними ассоциируют флюоритовая минерализация, столь широко представленная в Восточно-Монгольском массиве [Хасин, Борзаковский, 1966]. Рассматриваемые интрузии могут быть сопоставлены с посленижнемеловым субщелочным комплексом Забайкалья, с которым также выявляется тесная связь флюоритовой минерализации [Розинов, 1964; Щеглов, 1966].

Размещение рудоносности в пространстве в Центральной и Восточной Монголии достаточно сложно и расположение металлогенических зон не является строго линейным. Сложность эта, видимо, обусловлена:

1) двойственностью природы Восточно-Монгольских структур, северо-западные части которых (Восточно-Монгольское поднятие и Хэнтэй-Хангайская зона) тесно связаны с Монголо-Охотской складчатой системой Забайкалья, а юго-восточная часть (Гоби-Алтайская зона) является элементом герцинид Южно-Монгольской складчатой системы и связана со структурами Бол. Хингана и Внутренней Монголии;

2) сочетанием складчатых структур герцинид с наложившейся на них сетью разломов и обусловленных ими сложным расположением впадин, вулканогенных полей и интрузий, проявлявшихся в стадию активизации вполне автономно, от складчатых структур.

Тем не менее при всей его сложности в размещении эндогенных месторождений в Восточной Монголии наблюдается определенная пространственная зональность, только отчасти повторяющая таковую в Забайкалье. Наиболее важными рудоконтролирующими региональными структурами в Монголии являются: 1) Хэнтэй-Хангайская позднегерцинская зона типа миогеосинклинального прогиба — юго-западное продолжение Даурской зоны Забайкалья; 2) Восточно-Монгольское поднятие (массив) — юго-западное продолжение Аргунского массива. Эти крупные геотектонические элементы ограничены системами региональных глубинных разломов, имеющих важнейшее значение в локализации рудных районов. Хэнтэй-Хингайская зона с северо-запада соприкасается с Орхон-Селенгинской зоной (продолжением Джидинской зоны Западного Забайкалья), вдоль крупнейшего Баингольского разлома.

Восточно-Монгольский массив с северо-запада сочленяется с Хэнтэй-Хангайской зоной прогиба по разломам Северо-Гобийской системы, а с юго-востока он сочленяется с Гоби-Алтайским блоком вдоль Эрен-Дабанской системы глубинных разломов и контролируемой ею зоной Аргунско-Восточно-Монгольского вулканогенного пояса.

Золотоносная (золото-молибденовая) металлогеническая зона Центральной Монголии представляет собой протяженный пояс, приуроченный к окраине и отчасти центральной части Хэнтэй-Хангайского прогиба, контролируемый системой Баингольского глубинного разлома и причленяющегося к ней менее крупного Иругольского разлома. В целом эта металлогеническая зона значительно продолжает на юго-запад золото-молибденовый пояс Восточного Забайкалья.

Олово-Вольфрамовая зона также общего северо-восточного простирания отчетливо тяготеет к пограничной Северо-Гобийской системе глубинных разломов, расположенных в области сочленения Хэнтэй-Хангайского прогиба и северо-западной окраины Восточно-Монгольского массива. В целом эта металлогеническая зона является непосредственным продолжением и близким аналогом олово-вольфрамового пояса Восточного Забайкалья.

Обширной области развития флюоритовой минерализации менее всего свойственно линейное распределение месторождений. Будучи наиболее тесно связана с рифтовой системой наложенных впадин и вулканогенных полей поздних стадий тектоно-магматической активизации,

флюоритовая минерализация распространена по всей территории Восточно-Монгольского массива. Предпочтительнее, однако, месторождения локализуются вдоль юго-восточной и южной периферии этого поднятия, осложненного Эрен-Дабанской системой разломов, образуя огромную дугу, тяготеющую к Аргуньско-Восточно-Монгольской вулканогенной зоне. Северо-восточным флангом этой дугообразной металлогенической структуры является Приаргунская (Зарулюнгуевская) флюоритовая зона Восточного Забайкалья.

Следующая на юго-восток Гоби-Алтайская в главной своей части молибден-вольфрамовая зона не имеет продолжения в Восточное Забайкалье. Как уже указывалось, она связана с Южно-Монгольской складчатой системой и структурами Бол. Хингана и Внутренней Монголии. По ряду мелких рудопроявлений и шлиховых ореолов эта зона, по-видимому, прослеживается далеко на северо-восток.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ПОИСКОВ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ТИХООКЕАНСКОЙ ОКРАИНЫ СССР

Вопрос о перспективах металлоносности Тихоокеанской окраины СССР был предметом неоднократных публикаций [Геологические предпосылки..., 1963; Иициксон, 1966; Радкевич, 1958; Ярмолюк, 1963 и др.]. Как известно, из первоначального варианта схемы планетарной металлогенической зональности Тихоокеанского пояса [Смирнов, 1946] следовало, что внешняя его оловоносная зона, к которой относится область континентального сегмоида, включая и Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, в целом малоблагонадежна для крупных концентраций меди и ассоциирующих с ней элементов. Ныне определяются общие предпосылки для иного понимания этого вопроса.

Существуют теснейшие связи между металлогенической специализацией и глубинным строением металлоносных областей [Андреев, 1958; Беляевский, Борисов, 1964; Иициксон, 1964 а, б, 1966; Мастюлин, 1965]. Несмотря на определенные осложнения, связанные с интенсивной перестройкой коры в неотектонический этап по сравнению с состоянием ее на момент рудообразования, существование отмеченной зависимости едва ли теперь может быть оспорено. Намечающиеся коррелятивные связи между глубинным строением и металлогенической специализацией, очевидно, могут быть использованы и для некоторых общих прогнозных заключений.

В соответствии с концепцией С. С. Смирнова [1946], приокеаническая мегапровинция имеет купрофильную специализацию, а приконтинентальная — четко выраженную станнофильную. С учетом гетерогенности (блоковость) коры приконтинентальной мегапровинции может быть поставлен вопрос о возможном нахождении некоторых формационных типов месторождений, известных в области островных дуг и Андезитовой линии, а также в пределах континентального сегмоида, в особенности ограничивающего его Восточно-Азиатского вулканогенного пояса с особо дифференцированным типом коры.

Как известно, в пределах Приконтинентальной мегапровинции были установлены участки пониженной мощности земной коры с заметно редуцированным гранитным слоем. Эти участки по глубинному строению весьма близки к коре переходного типа. Наличие таких участков коры «аномального» строения создает объективные предпосылки для открытия в их пределах некоторых формационных типов типично «притихоокеанских» месторождений, но еще не выявленных или должным образом не оцененных в пределах Континентального сегмоида и ограничивающего его Восточно-Азиатского вулканогена Риолитовой линии [Иициксон, 1966] (см. рис. IV-6).

В качестве первоочередной возникает проблема оценки перспектив Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского его звеньев, на комплекс пространственно и генетически связанных между собой месторождений меди, медно-полиметаллических с тем или иным содержанием серебра и золота (сходных с типом Куроко в Японии), молибденово-медных прожилково-вкрапленного типа и родственных им месторождений, столь мощно представленных в зарубежных провинциях ТПП и намечающихся к открытию в Камчатско-Курильском регионе [Геологические предпосылки..., 1963]. Это касается и эпитермальных золото-серебряных месторождений, а также ртутных, хотя уже и известных в пределах континентального сегмоида, но значение которых может оказаться не в пример бо́льшим, чем это кажется сейчас.

Исследованиями Н. И. Наковника, Г. М. Власова и М. М. Василевского, а также на основе опыта долголетней отработки соответствующих месторождений на о-вах Японии [Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961] наметились общие черты вертикальной метасоматической зональности, присущие месторождениям этой формации. В самых общих чертах она заключается в том, что самый верхний ярус слагают алунитовые и (или) сероносные вторичные кварциты, ниже располагаются диккитовые и монокварцевые породы, вмещающие мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение, далее идут адулярово-кварцевые породы и пропилиты с золото-серебряным оруденением, еще ниже разнообразные гидротермальные породы с сульфидным полиметаллическим, медным и медно-молибденовым оруденением.

По сравнению с рудоносными районами Японии эрозионный уровень вулканогенных образований Восточно-Азиатского пояса проходит значительно выше. Здесь поверхностью вскрываются в основном только верхние алунитово-диккитовые, сероносные и монокварцитовые зоны. Отсюда первоочередной задачей является проверка бурением глубинных зон полей вторичных кварцитов (алунитовых, серицито-кварцевых и др.), известных в пределах Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского звеньев Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, на нахождение не выходящих на поверхность горизонтов с промышленными концентрациями сульфидных руд — меди, молибдена, колчеданов, как в форме прожилково-вкрапленных, так и массивных руд в связи с пропилитами, щелочными метасоматитами и иными типами гидротермально измененных пород.

Вторым элементом решения медной и медно-колчеданной проблемы Притихоокеанской окраины СССР является нахождение в пределах Континентального сегмоида месторождений, аналогов формации Бэсси (Бейшу), имеющих важное значение для минерально-сырьевой базы Японии. Ранее [Иициксон, 1966] были обоснованы геологические обстановки, наиболее благоприятные для локализации месторождений этого типа. Имелись в виду структуры начальных и ранних домезозойских геосинклинальных прогибов, где развит подводный вулканизм основного состава, на которые позже наложились линейные зоны длительного и интенсивного дислокационного метаморфизма вдоль систем крупных тектонических швов. Были обоснованы конкретные районы, где могла быть реализована подобная обстановка. К числу их отнесено восточное ограничение выступа Китайской платформы в месте ее сочленения с Сихотэ-Алинской складчатой областью (дахэчженьская свита Уссури-Ханкайского массива).

Определенный интерес представляют активизированные в мезозое древние метавулканогенные метаморфизованные комплексы (унахинская свита и др.), поднятия хр. Джагды-Тукурингра в системе региональных пригилюйских разрывов, ограничивающих с севера Монголо-Охотскую складчатую область. Сходные обстановки, очевидно, могут быть

намечены и в пределах древнего ядра Колымского массива и в других глубско эродированных участках поднятий на Северо-Востоке СССР, где развиты метавулканогенные метаморфизованные комплексы разного возраста.

Как подчеркивалось ранее, медная, золото-медная, золоторудная и колчеданная минерализация Западных Кордильер и Южной Аляски обнаруживает отчетливую приуроченность к эвгеосинклинальному комплексу Николаи раннетриасового возраста. И по возрасту, и по фациальному составу комплексу Николаи, насколько можно судить по опубликованным работам [Тильман, 1962; Гельман, Белый, 1963 и др.], на Чукотке соответствуют образования кепервеемской свиты, столь же интенсивно насыщенной плутоническими и эффузивно-пирокластическими продуктами базальтового магматизма. Следовательно, можно говорить о единой крупной раннетриасовой подводной, осадочно-вулканогенной базальтоидной и плутонической провинции северной части Тихоокеанского пояса с четко выраженной металлогенической специализацией. Основываясь на этой предпосылке, оценку перспектив кепервеемской свиты по меди, золоту и колчеданным рудам можно считать чрезвычайно интересной.

Второй круг прогнозных проблем касается оценки геологических перспектив рудоносности стадии тектоно-магматической активизации на примере системы Станового межблокового шва (линеамента) весьма длительного развития. Как указывалось, в широкой зоне этого шва, вдоль которого соприкасаются протерозоиды хр. Станового с ядром Алданского щита, наиболее интенсивно и длительно (вплоть до наших дней) проявились процессы мезозойской, отчасти также кайнозойской активизации.

В связи с этой областью возникают две проблемы: первая связана с изучением рудоносности комплексов гранитов, субщелочных пород, альбитизированных гранитов и тесно с ними связанных субвулканических и излившихся пород (улканский комплекс и его аналоги). Уже неоднократно подчеркивались элементы сходства этого комплекса как по структурной позиции, так и по фациальным особенностям и составу магматических пород с «молодыми гранитами» Туарегского щита (массив Аир) и плато Джос в Северной Нигерии, охарактеризованных А. Д. Щегловым [1967].

Как известно, в этой обстановке формируются значительные оловорудные месторождения и связанные с ними россыпи касситерита, так же как и месторождения колумбита в альбитизированных гранитах. Характерной особенностью является связь минерализации с близповерхностными членами многофазных субвулканических комплексов, обнаруживающих обычно концентрически-кольцевое строение. В ассоциации с оловом и танталом находятся флюорит и жилы халцедоновидного кварца с флюоритом и баритом. Наличие обильного флюорита и жил низкотемпературного кварца в улканском и сходных с ним комплексах Становой зоны, а также шлиховых ореолов касситерита делают эту аналогию еще более близкой.

Тщательные геохимические исследования и шлиховые поиски в районах развития вулкано-плутонических комплексов, связанных с геотектоническим режимом активизации в зоне Станового шва, являются одной из неотложных задач по оценке перспектив этой огромной структуры, прослеживающейся от Прибайкалья до Охотского побережья.

Вторая проблема «активизационной» металлогении касается оценки перспектив золотоносности той же структуры Станового линеамента. Эта структура представляет собой область рассеянной, по-видимому, разновозрастной золотоносности, приуроченной к многочисленным диафторитовым швам и зонам разлистования. Часть золота, несомненно, имела древний (докембрийский) возраст. Золотоносность этого рода

являлась источником питания протяженной цепи россыпей, прослеживающейся от Прибайкалья до Охотского побережья. Известные ныне немногочисленные коренные месторождения (Колчеданный утес, рудопроявления в системе р. Нюкжи и др.) представляют собой незначительные объекты.

Еще в 1950 г. исследованиями ВСЕГЕИ (Г. В. Грушевой и Ю. В. Владимирский) в верхнем течении р. Зеи (системы рек Тока, Угана, Сивакана) были закартированы мощные и протяженные пояса даек среднего состава, с которыми ассоциирована интенсивная сульфидизация как самих даек, так и вмещающих кристаллосланцевых комплексов. Единичные пробирные анализы, проведенные в то время, показали заметные содержания золота в дайковых породах. Эти дайки тесно ассоциированы и, видимо, предшествуют крупным массивам мезозойских гранитоидов так называемого удского комплекса. В последние годы еще более четкие результаты получены в области развития подобных же систем даек в западной части Становой зоны. Дайковые комплексы сходного состава известны в Сутамском, Гонамском и других районах Станового хребта [Гурова, Гуров, 1966].

Таким образом, теперь можно говорить о протяженном дайковом «диоритовом» поясе, сопровождающем известную цепь телеорогенных (по Л. И. Красному) мезозойских массивов Становой зоны. В целом, несмотря на известные различия в геотектоническом положении, намечается определенная петро-металлогеническая аналогия с Главным золотоносным поясом Верхояно-Колымской складчатой области. Предполагаемая аналогия, открывающая возможность новой оценки давней обширной золотоносной области хр. Станового, определяет необходимость постановки здесь целенаправленных научно-исследовательских и поисковых работ по изучению геологических условий локализации не только россыпных, но и крупных коренных месторождений.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ МЕГАПРОВИНЦИЙ

По характеру земной коры, на которой развиваются намеченные ранее металлогенические мегапровинции, их можно подразделить на две большие группы.

1. Приконтинентальную группу, включающую континентальную и периконтинентальную мегапровинции, развивавшиеся на более или менее мощной сиалической коре континентального типа и не проходившие в своем развитии стадии островных дуг.

2. Приокеаническую группу, включающую океаническую и периокеаническую мегапровинции. Последняя, как указывалось, развивалась на маломощной метастабильной и гетерогенной коре, представляющей мозаику из блоков коры океанического и главным образом переходного (субокеанического и субконтинентального) типов, и связана с развитием островных дуг западного обрамления Тихого океана. Проанализировав ассоциации химических элементов, образующих практически важные эндогенные рудные концентрации в каждой из намеченных групп мегапровинций, можно прийти к следующим выводам.

Для приконтинентальной группы металлогенических мегапровинций типичны рудные концентрации: Sn, W, F, Be, Li, Ta, Nb, Cs, Rb и др.

Другой группе мегапровинций присущи концентрации Cu, Ag, S, Ba, а также Cr, Pt, Co, Ni, V, Ti.

Au, Hg, Sb, Mo, Pb, Zn в равной мере характерны для обеих групп мегапровинций.

Таким образом, по ведущим халькофильным элементам приконтинентальную группу можно отнести к станнофильному (точнее, ауростан-

нофильному) типу, а приокеаническую к купрофильному (аргенто-купрофильному), что согласуется с известной концепцией С. С. Смирнова [1946] о металлогении Внешней и Внутренней зон Тихоокеанского рудного пояса. Согласно классификации металлогенических провинций, предложенной А. И. Семеновым, Ю. Г. Старицким, Е. Т. Шаталовым

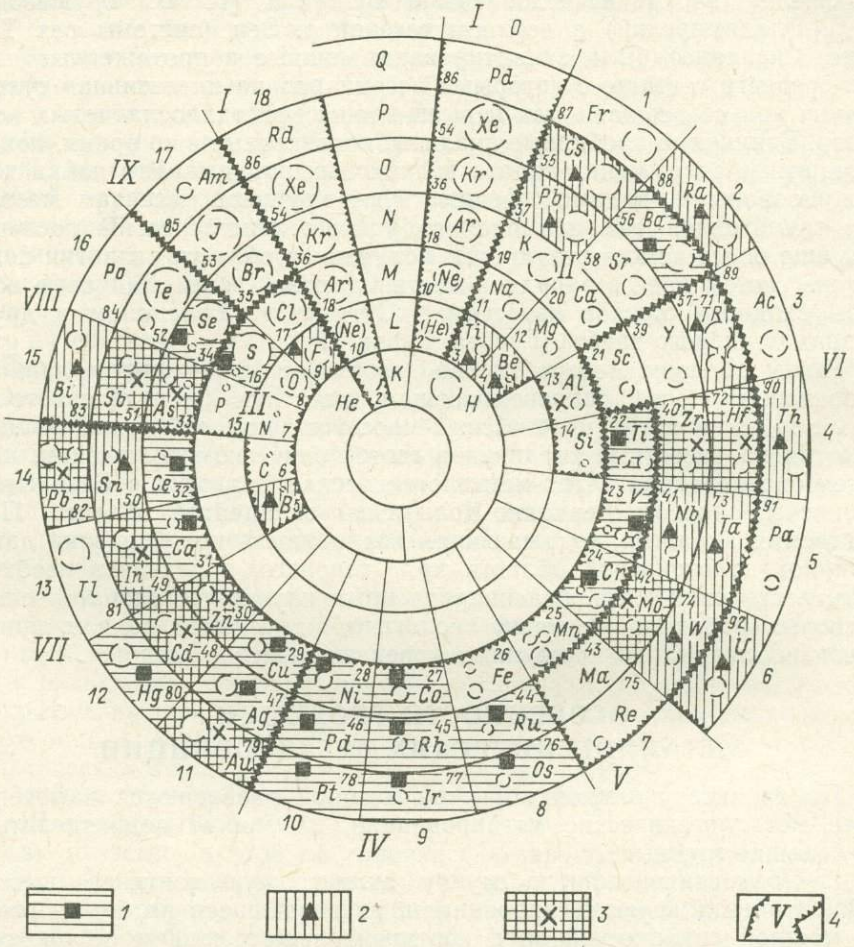


Рис. IV-8. Распределение элементов, дающих рудные концентрации в приконтинентальной и приокеанической мегапровинциях по геохимическим полям и атомным объемам (круговая менделеевская таблица построена по способу Ю. А. Билибина с дополнениями автора).

1 — элементы приокеанической мегапровинции (элементы коры переходного типа и океанической); *2* — элементы приконтинентальной мегапровинции (элементы коры континентального типа); *3* — элементы, равно представленные в обеих мегапровинциях (не приурочены к отдельным типам коры); *4* — границы геохимических полей; I—IX — геохимические группы, по А. Н. Заварицкому (Введение в петрохимию изверженных горных пород, 1950): *I* — благородные газы; *II* — элементы горных пород; *III* — элементы магматических эманаций; *IV* — элементы группы железа и платины; *V* — редкие элементы; *VI* — радиоактивные элементы; *VII* — металлические элементы; *VIII* — металлоидные металлогенные элементы; *IX* — тяжелые галоиды.

[1967], группа провинций приконтинентального типа должна быть отнесена к сиалическому типу, а приокеаническая к сиалическо-фемическому типу провинций.

Ассоциация элементов, дающих металлогенически важные концентрации в каждой из намеченных групп мегапровинций, имеют характерные геохимические различия [Ициксон, 1964б].

Существенно отлично положение элементов, входящих в состав каждой ассоциации, при анализе их места в периодической системе. Это наглядно видно при нанесении элементов на круговую менделеев-

скую таблицу, построенную по способу Ю. А. Билибина [1959] с изменениями автора (рис. IV-8). При изучении этой таблицы можно обнаружить две особенности:

1) металлогенические элементы, концентрирующиеся в приконтинентальной группе, располагаются преимущественно в правом, литофильном, секторе таблицы. Элементы, дающие концентрации в приокеанической группе, сосредоточены в нижнем и левом, т. е. сидерофильном и халькофильном, секторах;

2) менее отчетливо выявляется тенденция к концентрации в приконтинентальной группе элементов с относительно большими атомными объемами. Концентрация элементов с относительно меньшими атомными объемами в приокеанической группе провинций, очевидно, свидетельствует о связи этой ассоциации элементов с зонами более высоких давлений, т. е. с более глубокими концентрами тектоносферы.

Широко известно допущение Р. Дэли, А. Е. Ферсмана, А. П. Виноградова и других крупнейших исследователей о том, что состав хондритов в общем близок к составу мантии земли. Исходя из этого допущения, интересно вычислить отношения кларков элементов, дающих рудные концентрации в каждой из групп металлогенических мегапровинций, к средним содержаниям тех же элементов в хондритах, или, что то же самое, к средним содержаниям тех же элементов в мантии. Данные о кларках и средних содержаниях элементов в хондритах заимствованы из таблиц А. П. Виноградова [1962]. Для большей наглядности сравнения были выведены коэффициенты концентрации для каждого из элементов. Под коэффициентом концентрации K подразумевается частное от деления кларка металлогенического элемента в коре $C_{эл}$ на среднее содержание того же элемента в хондритах $C_{хондр}$, или, что то же, на среднее содержание в мантии $C_{мант}$:

$$K = \frac{C_{эл}}{C_{хондр}} = \frac{C_{эл}}{C_{мант}}.$$

Вычисленные коэффициенты концентрации показаны на диаграмме, построенной в логарифмическом масштабе (рис. IV-9). По коэффициенту K элементы, дающие рудные концентрации в сравниваемых группах мегапровинций, четко дифференцированы. В группе приконтинентальных провинций коэффициент концентрации K более или значительно более единицы, т. е. в этой группе элементы, образующие рудные месторождения, обнаруживают резкую концентрацию в коре относительно их содержания в мантии.

В группе приокеанических провинций коэффициент концентрации K или равен 1, или чаще менее, или значительно менее 1, т. е. для ассоциации элементов, дающих рудные концентрации в этой группе провинций, происходит явное рассеяние в коре по сравнению со средним содержанием этих элементов в мантии. Значительная ассоциация элементов (Pb, Zn, Mo, Hg, As), в равной мере характерных для обеих групп мегапровинций, по величине коэффициента концентрации стоит ближе к приконтинентальной группе, за исключением ртути.

Интерпретируя эти данные таким образом, что возрастание K против его содержания в мантии указывает на связь концентраций соответствующих элементов с коровыми процессами, а убывание K связано с рассеянием соответствующих элементов в процессе их миграции из мантии, можно наметить две группы ассоциаций, связанных с различными уровнями тектоносферы.

1. Коровые ассоциации металлогенных элементов в наибольшей мере характерны для приконтинентальной группы провинций (для континентальных провинций и провинции Риолитовой линии), т. е. для структур с развитой гранитно-осадочной оболочкой. Следовательно, эта металлогенная ассоциация элементов связана с их перераспределе-

нием, сепарацией и накоплением в гранитно-осадочной и метаморфической оболочке коры.

2. Мантийные ассоциации металлогенных элементов в наибольшей мере исходно связаны с мантией или базальтовым слоем. Практически важные концентрации этих элементов свойственны приокеанической

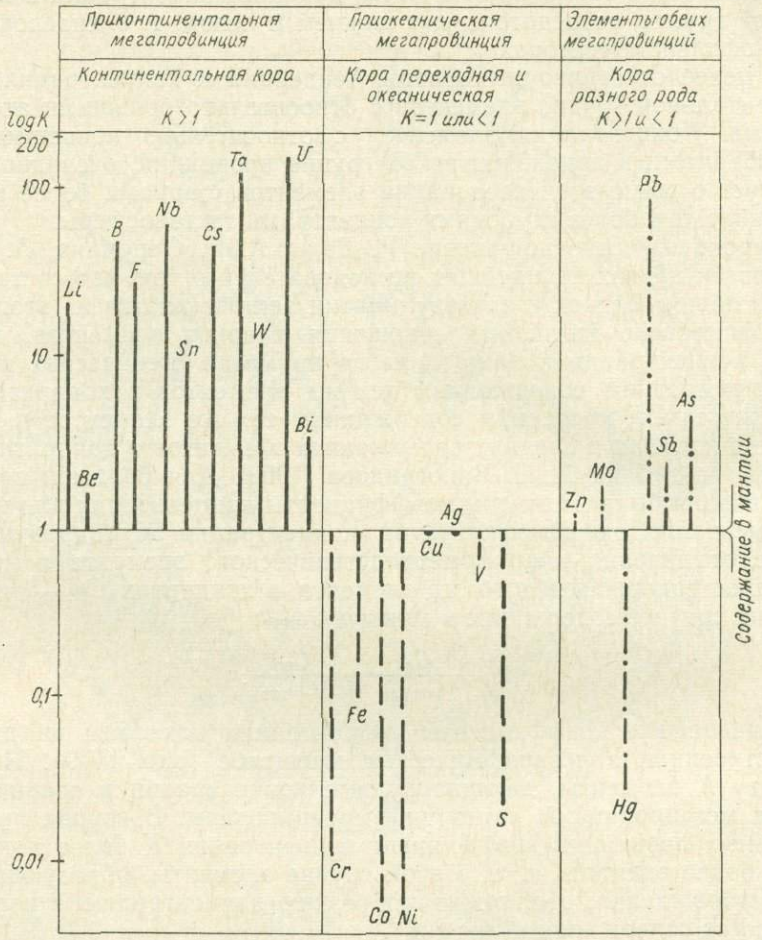


Рис. IV-9. Распределение металлогенных элементов, дающих рудные концентрации в приконтинентальной и приокеанической мегапровинциях по величине коэффициента концентрации *K*.

группе мегапровинций (провинции островных дуг и Андезитовой линии), т. е. для структур с отсутствующим или чаще редуцированным гранитно-осадочным слоем и общей меньшей мощностью коры.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Наиболее ранние (архейские) металлогенические проявления обладают большой выдержанностью на огромной территории Востока Азии. Единообразные осадочно-метаморфогенные накопления железа — весьма характерный вид рудных концентраций. Вероятно, в тот период весьма маломощная еще осадочно-метаморфогенная оболочка была более или менее однородна и металлогенически слабо дифференцирована.

В конце архея или в раннем протерозое была заложена основа регматической сети, с развитием которой столь тесно связана вся даль-

нейшая металлогеническая эволюция рассматриваемой области. Именно в это время начали развиваться крупные системы (швы) межблокового растяжения и сформировалась крупноблоковая мозаика, которая в том или ином виде сохранилась до наших дней, определяя границы крупных структурных форм — складчатых областей, срединных массивов и т. п. [Андреев, 1966; Иликсон, 1963; Красный, 1967]. Наиболее ярким примером металлогенических провинций такого рода является область Станового шва и заложившаяся вдоль его южной границы Монголо-Охотская складчатая область длительного развития, возникшие в раннем протерозое в зоне растяжения между Сибирской и Китайской платформами.

Сходное положение, видимо, имеет и шовная структура растяжения, лежащая в основе Корякско-Камчатской металлогенической зоны и продолжающаяся на Японских островах.

Межблоковые швы, как зоны высокой проницаемости, создают относительно открытые системы, дающие возможность наилучшего проявления процессов дегазации и выведения на более высокие уровни газово-водных сред глубинного происхождения. В то же время эти межблоковые зоны являются наиболее мобильными и в механическом отношении, как области интенсивного проявления пластических и иных деформаций. В совокупности эта физико-химическая обстановка приводит к формированию ареалов метаморфизма, которые на разных уровнях глубинности отвечают различным метаморфическим фациям.

В процессе метаморфизма происходит перераспределение и мобилизация рудных элементов, содержавшихся в исходных породах, а также в известной степени и привнос рудных элементов глубинными газоводными средами. По-видимому, именно этот период явился первой стадией * нарушения первично-конституционного равновесия и сепарации рудного вещества в межблоковых зонах. С этой ранней стадией развития межблоковых швов связано обособление золота, рассеянного в породах (диафторитовые зоны с золотом в области хребтов Станового и Джагды-Тукурингра), являющегося в дальнейшем важным источником питания россыпей, а также образование редкометальных и слюдоносных пегматитовых жил и ортотектитов.

Другая же часть перераспределенных и мобилизованных металлогенных элементов, которая на этой стадии не обособилась в виде самостоятельных рудных концентраций и входит изоморфно и механически в состав иных минералов, претерпевает промежуточные стадии концентрации, чтобы в процессе последующего геосинклинального и активизационного развития, пройдя через магматизм или амагматическим путем, начать новый этап накопления, в данном случае уже в виде самостоятельных рудных образований.

Длительное время эти межблоковые швы развивались в разных частях территории более или менее единообразно. Однако уже в позднем протерозое (1600—1800 млн. лет) наметилась некоторая дифференциация. Часть межблоковых швов стабилизировалась и располагалась в основании платформенного чехла Сибирской платформы и иных относительно стабильных сооружений. Ниже будет показано, что некоторые из этих законсервированных межблоковых швов позже, в мезозое, после длительного «анабиоза», были активизированы и сыграли решающую роль в локализации активизационного магматизма и ассоциированных с ним металлогенических зон.

Другая более мобильная группа межблоковых швов послужила основанием для заложения геосинклинальных трогов, и металлогеническое значение их проявлялось более сложно в качестве среды, в кото-

---

* Здесь не имеются в виду концентрации железа за счет выветривания основных излияний и другие формы экзогенного накопления руд.

рой происходило в течение длительного времени формирование магматических образований и рудной минерализации. Уже в геосинклинальных областях рифеид и поздних байкалид наметились, хотя еще в не очень резкой форме, признаки их петро-металлогенической дифференциации [Иициксон, Музылев, 1963]. Преобладали миогеосинклинальные зоны с экзогенным накоплением Fe, Mn, Mg, P и отчасти V, Mo, Y, и, вероятно, впервые появились крупные концентрации флюорита, олова, вольфрама и других элементов в связи с калиевыми гранитоидами, иногда обогащенными турмалином (вознесенские, биджанские, алкулусунские и другие гранитоиды юга Дальнего Востока). Наряду с этим возникли и эвгеосинклинальные зоны с подводным вулканизмом и некрупными интрузиями габброидов и ультрабазитов (Приханкайский и Удско-Охотский районы) с признаками никелевой, асбестовой и, возможно, платиновой минерализации.

Геосинклинально-складчатая стадия развития металлогении применительно к области мезозоид приконтинентальной мегапровинции была рассмотрена выше. При этом подчеркивалась эволюция связи металлогении с последовательным (стадийным) развитием глубинных разломов (рис. IV-3) при общей тенденции к уменьшению глубины заложения разломов и сокращению их «зоны захвата». Речь идет об эволюции от региональных разломов, частично использующих швы межблокового растяжения, контролирующих размещение протяженных золотых и олово-редкометальных металлогенических зон (с развитием месторождений касситерито-кварцевой, вольфрамито-кварцевой формации), через интрарегиональные разломы с олово-полиметаллической минерализацией (касситерито-силикатная и касситерито-сульфидная формации) и золото-молибденовой к локальным разломам с развитием флюоритовой и сурьмяно-ртутной, отчасти золотой минерализации.

В пространстве эта эволюция проходит на фоне смещеня во времени ареалов и зон минерализации от внутренних частей складчатых областей к периферии, бортовым их частям и раме. При этом если региональные разломы, обычно приуроченные к контрастным зонам обрамления срединных массивов, центральных поднятий, зон ранней консолидации(Колымский, Буреинский, Агинский и другие массивы) фиксируют участки наиболее интенсивного межблокового растяжения, то интрарегиональные и другие более мелкие разрывные системы далеко уходят в сторону от них, в области, где тенденция к растяжению ослаблена. В этом случае размещение минерализации, его зональность связаны уже с новой, более мелкого масштаба регматической системой, приводящей к раздроблению на более мелкие блоки. Эти блоки образуются за счет пересечения поперечных к складчатости интрарегиональных разломов «продольными» разрывами или пересечения интрарегиональных разломов различными структурно-формационными зонами складчатой области.

На фоне «измельчения» блоковой системы происходит усложнение магматизма в сторону большей его дифференцированности, уменьшения размеров отдельных интрузивов и усложнения взаимоотношений между отдельными магматическими генерациями. Уменьшается глубинность становления магматических тел. Равным образом происходит и усложнение металлогении. Оно проявляется в форме более поликомпонентной минерализации (Sn, Pb, Zn, Ag, Hg, Sb, Au), более сложной морфологии рудных тел, большей прерывистости (многофазности) рудного процесса, а также и в более сложном характере связи с магматизмом. Если для рудоносности разломов регионального класса наиболее характерна прямая генетическая связь с интрузиями или даже отдельными их фациальными разновидностями, то для минерализации стадии интрарегиональных разломов характерна парагенетическая или еще более удаленная связь с конкретными магматическими проявле-

ниями. Связь эта приобретает более общий или, точнее, более глубинный характер. Пространство, где эта связь реализуется, погружено в более глубинные очаговые зоны, общие как для магматических проявлений, так и для минерализации, в то время как область разгрузки рудоносных потоков перемещается в верхние, более близповерхностные уровни. Проблема направленной эволюции рудообразований и нарастающей сложности геологических процессов во времени в последние годы получила освещение в ряде работ Д. В. Рундквиста *.

В позднем мезозое наметились новые тенденции в общем необратимо направленном развитии Земли, трактуемые в качестве особой «базальтовой» стадии развития Земли [Белоусов, 1964], получившие мощное отражение в ходе металлогенических процессов. В это время определилась отчетливая фуркация в петро-металлогеническом развитии межблоковых зон в приконтинентальной и приокеанической группах мегапровинций ТПП.

В приокеанической мегапровинции на базе системы крупнейших швов обрамления океанической впадины и блокового «обламывания» континента происходило заложение геосинклиналей Охотско-Ниппонской системы. Частично они закладывались на маломощной субокеанической коре, частично на базе переработки уже существовавшей континентальной коры.

Такой ход развития определил и направленность металлогении, теснейшим образом связанной в своей эволюции с дифференциацией базальтовых магм. В этом случае концентрация рудных элементов, миновав стадию метаморфогенного накопления, неизбежную для приконтинентальной мегапровинции, в конечном итоге явилась результатом дифференциации (путем зонной плавки, как это предполагает А. П. Виноградов, или иным путем) изначально базальтовых магм. Процесс концентрации рудных элементов происходил первоначально в виде обособления рудной субстанции совместно с ультрабазитовыми отщеплениями непосредственно в локальных магматических очагах (Cr, Pt, Ni, Co, Ti, частично Cu, Fe). В дальнейшем в процессе кристаллизации магматических дифференциатов базальтовых магм происходило обособление газово-жидких сред с последующей локализацией на путях их движения гидротермальных месторождений (Cu, Pb—Zn—Ag, Au—Ag, Hg, S, B и др.).

Таким образом, если рассматривать всю Притихоокеанскую область СССР в целом, то для двух выделенных металлогенических мегапровинций намечаются два глубинных рудогенерирующих уровня: для приконтинентальной мегапровинции — это гранитно-метаморфический слой в целом не глубже двух десятков километров. Это положение доказывается в последние годы геофизическими исследованиями Л. А. Мастюлина [1965] на примере золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья. Здесь все аномалийные массы, отвечающие рудоносным зонам, отражают неоднородности именно гранитного слоя и по глубине не превышают двух десятков километров. Для приокеанической группы мегапровинций характерен более глубинный рудогенерирующий уровень, расположенный в пределах базальтового слоя или базальтовой очаговой зоны мантии на глубине в несколько десятков километров (до 60 *км* и более). На этих глубинах геофизические методы фиксируют наличие магматических очагов базальтовых магм [Горшков, 1956].

Одновременно с процессом базальтизации, охватившим в позднем мезозое и кайнозое впадину Тихого океана и приокеаническую мегапровинцию, в пределах Континентального сегмоида, к этому времени кон-

---

* См. статью Д. В. Рундквиста в книге «Геологическое строение СССР». Т. 5. М., «Недра», 1969.

солидированного и нарастившего мощную сиалическую кору, стали развиваться процессы тектоно-магматической активизации. Процессы эти, несомненно, носили глубинный характер. К этому времени, возможно, кора достигла уже критической мощности. Во всяком случае, насколько можно судить по анализу типа магматизма и эндогенной минерализации и имеющимся данным региональной геофизики, глубинные процессы, протекавшие при этом, были направлены в общем в сторону редукции мощности коры и в особенности редукции гранитно-метаморфического слоя и роста базальтового слоя [Андреев, 1963].

В начальной стадии процесса тектоно-магматической активизации происходит возрождение межблоковых зон разломов, дотоле прикрытых платформенным чехлом и «ждавших своего часа». В условиях еще существующей мощной сиалической коры и некоторой тектонической мобильности (Дзянси-Гуансийская зона, Северо-Восточная Монголия) здесь формируются батолитоподобные интрузии гранитов с минерализацией олова, вольфрама, молибдена, редких металлов. В условиях относительно меньшей мощности коры и при более стабильном геотектоническом режиме происходит формирование сложно дифференцированных щелочных и щелочноземельных интрузий с золотой, частично молибденовой и флюоритовой минерализацией (Алданский щит).

Более поздняя вторая стадия активизации [Щеглов, 1967], или, как ее можно назвать, рифтовая, связана с сильной мелкоблоковой дифференциацией земной коры и, очевидно, также верхней мантии по сети локальных разломов. Здесь под впадинами, судя по геофизическим данным [Андреев, 1963], наблюдается отчетливый подъем поверхности Конрада, видимо, объясняемый глубинной деструкцией гранитного слоя и формированием на этом уровне базальтового слоя. В петро-металлогеническом плане — это, как указывалось, приводит к появлению пестрого, сильно дифференцированного по составу магматизма — основного, основно-щелочного, умеренно кислого, субщелочного и в меньшей мере кислого состава, с которым ассоциирована близповерхностная минерализация флюорита, золота, золото-вольфрамовая, ртутная, мышьяковая и др.

Анализируя характер связи эндогенной металлогении в пределах приконтинентальной мегапровинции мезозоид с геосинклинальным развитием, можно заключить, что наиболее существенные металлогенические проявления не столь уж тесно и универсально связаны с этим развитием и процессами складчатости, как это следует из ортодоксальных схем. Вполне самостоятельная «внегеосинклинальная» металлогения, связанная с тектоно-магматической активизацией огромных территорий востока Азии в мезозое и, отчасти, кайнозое имеет огромное значение. Пространственное размещение металлогенических зон в этом случае не связано с направлением складчатых структур, а подчинено самостоятельной, вновь возникшей или регенерированной межблоковой сети разломов.

Эндогенная металлогения Приокеанической мегапровинции, наоборот, тесно связана с развитием кайнозойской (альпийской) геосинклинали обрамления Тихого океана. Во времени эта металлогеническая эпоха более или менее синхронна с эпохой активизации на континенте. Однако, как указывалось, они качественно резко различны, что объясняется принципиально отличными особенностями глубинной структуры сравниваемых провинций.

ГЛАВА V

ЗАКОНОМЕРНОСТИ УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ

30 лет назад П. И. Степанов [1937, 1939] установил, что углеобразование связано с определенными этапами развития Земли и подчинено ярко выраженным закономерностям пространственного размещения на земном шаре. Современные знания угольной геологии, подтверждая основные положения, высказанные П. И. Степановым, позволяют в то же время уточнить и достаточно отчетливо установить закономерности пространственного размещения эпох углеобразования северо-западной части ТПП.

На территории Востока СССР главные этапы углеобразования: юрский, нередко тесно связанный с раннемеловым, меловой и палеогеновый. Подчиненное значение имеет неогеновое углеобразование. Наиболее мощный из перечисленных этапов — меловой. На Восток СССР приходится 90% всех меловых углей Советского Союза, что составляет 2257 млрд. *т*.

Распределение поясов и узлов углеобразования в тектоническом отношении подчинено следующим закономерностям. Наиболее крупный юрский — меловой пояс и связанные с ним узлы располагаются в пограничном регионе между Сибирской платформой и Верхояно-Колымской складчатой областью. Это Приверхоянский краевой прогиб, сливающийся на юго-западе с Вилюйской синеклизой. Углеобразование в этом пограничном регионе продолжалось и в кайнозое.

Другая группа узлов углеобразования сосредоточена в пограничных районах между крупными массивами и складчатыми областями. К ним относятся раннемеловые Момо-Зырянский, Буреинский и Амуро-Зейский бассейны.

Третья группа располагается в областях завершенной складчатости в условиях стабилизации тектонического режима. Сюда относятся многие меловые и палеогеновые узлы углеобразования в Верхояно-Колымской и Монголо-Охотской складчатых областях и в Сихотэ-Алинской складчатой системе (Аркагалинское, Свободненское, Райчиханское, Артемовское, Тавричанское и другие месторождения).

Важной группой узлов углеобразования являются юрские — меловые континентальные впадины, расположенные в пределах сводово-глыбовых областей. Эти новообразованные негативные структуры активизации имеют своих ярких представителей в Забайкалье и Южной Якутии. К последней группе узлов углеобразования относится протяженная цепочка кайнозойских, существенно палеогеновых угольных месторождений, известных на Японских островах, на Сахалине, Камчатке и в Корякском нагорье. Большинство из них приурочено к континентальной паузе (палеоцен — ранний олигоцен) между позднемеловым и неогеновым геосинклинальным развитием подвижных систем переходного сегмоида.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

На территории северо-западной и северной частей ТПП угленосные отложения каменноугольной системы распространены в Западном Верхоянье, Аляске и на Северо-Китайской платформе.

В пределах Западного Верхоянья формирование угленосных и синхронных им неугленосных формаций связывается рядом исследователей с начальной стадией развития Верхоянской геосинклинали, в которой углеобразование происходило со значительно меньшей интенсивностью, чем в соседней с запада Сибирской платформе (Тунгусский бассейн). Здесь на западном склоне Орулганского хребта в отложениях атырдахской свиты среднего карбона (1200 *м*) установлены в ее верхней части (мощностью до 460 *м*) три пласта угля мощностью 0,2—0,6 *м*. Угли относятся к антрацитам, которые характеризуются следующими показателями, %: W^a — 4; A^c — 21; $S^c_{об}$ — 0,3; $V^r_б$ — 6; $Q^r_б$ — 8441 *ккал/кг*, C^r — 94; H^r — 2. Верхнекарбоновые отложения представлены морскими осадками, среди которых очень редко встречаются углистые сланцы и линзочки угля.

Каменноугольное углеобразование связано с накоплением угленосных отложений в среднем, а особенно в позднем карбоне на активизированной северной части Северо-Китайской платформы.

На Корейском полуострове каменноугольное углеобразование развито слабо. Здесь в свите Хончжом (Котен) средне-верхнекаменноугольного возраста серии Пхенан, сложенной красными сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками, залегают тонкие прослои и пласты угля (Пхеньянский бассейн). Мощность свиты 80—270 *м*.

В северной части ТПП каменноугольное углеобразование проявилось только на западе Аляски, где формирование угленосных и синхронных неугленосных формаций происходило в условиях начальной стадии развития геосинклинали, Карбоновое углеобразование Аляски следует относить к периферической зоне Североамериканского узла углеобразования. Угленосность в ней связана с отложениями нижнего (миссисипский отдел) и верхнего карбона (пенсильванский отдел). Месторождения миссисипского отдела расположены вдоль всего западного побережья п-ова Лисбурн. Здесь установлено 13 пластов угля сложного строения мощностью 0,8—3,3 *м* (суммарная мощность всех пластов 21 *м*). Угли по принятой в США классификации битуминозные и характеризуются следующими показателями, %: W — 2—3; A — 3—16; S — 0,5—1,1; V — 13—21; C^r — 70—85; Q^r — 8270 *ккал/кг*. Угленосные отложения пенсильванского отдела с пластами угля рабочей мощности развиты в нижнем течении р. Юкон.

Пермское углеобразование охватило лишь окраинные части рассматриваемой территории. Сюда относятся Лено-Анабарская угленосная площадь, протягивающаяся узкой полосой по краю Сибирской платформы от водораздела рек Попигая и Анабара на западе до р. Лены на востоке. Здесь нижнепермские отложения мощностью 200—260 *м* сложены в основном песчаниками, в которых заключены тонкие нерабочие пласты угля. Верхнепермские песчано-глинистые образования мощностью 200—350 *м* содержат до 5 пластов угля, из которых 1—4 достигают рабочей мощности 1—2,4 *м*. Угли длиннопламенные до газовых (A^c — 11—15%; $S^c_{об}$ — 0,5—2,6%; $Q^r_б$ — 7000 *ккал/кг*). Запасы углей по общесоюзному подсчету 1956 г. оцениваются в 1,52 млрд. *т*.

В некоторых складчатых областях позднепалеозойские движения, завершающие герцинский цикл тектогенеза, сопровождались пермским углеобразованием. Западно-Верхоянская угленосная площадь протягивается неширокой полосой вдоль западного и южного склонов Верхоянского хребта. Угленосность связана с верхнепермскими отложениями дулгалахской (нерской) свиты и ее аналогом хараулахской свитой

(мощностью от 500—1000 до 1200—1500 *м*), состоящими в основном из песчаников, чередующихся с алевролитами, углистыми аргиллитами и пластами угля. В свите выявлено до 14 пластов угля мощностью от 0,2 до 2 *м*, в том числе два с рабочей мощностью 1—2 *м*. Угли тощие и полуантрациты, которые характеризуются следующими показателями, %: W^a — 1; A^c — 19—23; $S^c_{об}$ — 0,4; V^r — 5—12; $Q^r_б$ — 8300—8873 *ккал/кг*; C^r — 90—92; H^r — 4.

В восточной части Монголии наряду с морскими позднепермскими отложениями имеются разрозненные площади с угленосными песчано-глинистыми образованиями, заключающими в себе пласты углей. Однако их практическая ценность до сих пор не выяснена. Судя же по изученным месторождениям в южной (Нур-Начат-Кыр) и северо-западной (Табун-Тололойское) частях, в продуктивной толще позднепермского времени можно ожидать до 20 пластов угля мощностью до 2—5 *м*.

По окраинам Сино-Корейского геоблока пермское углеобразование известно в Южном Приморье, на Японских островах и Корейском полуострове. Оно относится к периферической зоне Китайского узла пермского пояса углеобразования. Но только на Корейском полуострове имеются крупные месторождения этого возраста.

В Южном Приморье СССР нижнепермские угленосные отложения поспеловской свиты, формировавшиеся в обстановке, близкой к геосинклинальной, распространены на разрозненных небольших площадях в виде углепроявлений. В них выявлены лишь тонкие прослои и пласты высокозольного угля с максимальной мощностью 0,2—0,5 *м*. Угли тощие и антрациты, имеют следующие характеристики, %: W^a — 3; A^c — 42; V^r — 2; $S^c_{об}$ — 0,34. В отложениях сицинской свиты верхней перми (бассейн р. Сучан), представленной песчаниками и аргиллитами, залегают тонкие прослои углистых пород и угля (Шетухинский район и юго-восточная окраина Старо-Сучанского района Сучанского бассейна).

На Японских островах пермские отложения представлены исключительно морскими образованиями, среди которых местами залегают крайне бедно выраженные угленосные осадки раннепермского возраста. В последних, залегающих в толще фузулиновых известняков, выявлено несколько пластов угля мощностью до 3 *м*. Угли раннепермского возраста известны и ранее разрабатывались в небольших масштабах на о-вах Сикоку и Хонсю в его центральной (префектура Гифу) и в западной (площадь Оцу на побережье Японского моря — префектура Ямагути) частях. Однако пермское углеобразование на Японских островах, формировавшееся в обстановке, сходной с геосинклинальной, не представляет промышленного интереса.

Основная угленосность Корейского полуострова приурочена к пермским образованиям группы Пхенан, которая подразделяется на две свиты: нижнепермскую — Садон (Дайдо) и верхнепермскую — Кобансон (слабоугленосная).

Свита Садон (мощность от 80 до 190, местами до 450 *м*) состоит из песчаников, аргиллитов и алевролитов, с мощными пластами угля в верхней части разреза (118 *м*). Здесь повсеместно встречаются до 7 пластов угля, из которых три рабочей мощности, от 1 до 6, иногда 10—18 и даже 30 *м* (раздувы). В нижней части свиты присутствуют только 2 тонких (по 0,3 *м*) пропластка угля.

С угленосностью свиты Садон в северной части Корейского полуострова связаны следующие крупные бассейны КНДР: Пхеньянский, Северо-Пхеньянский, Кувано-Мунчхонский. В южной части Корейского полуострова известна Южно-Канвонская группа месторождений. Нижнепермские угли относятся к антрацитам, которые характеризуются, %: W^a — 1—3; A^c — 5—20—40; V^r — 4—8; $S^c_{об}$ — 0,2—0,5; $Q^p_б$ — 5000—7000 *ккал/кг*. Запасы углей превышают 15 млрд. *т*.

Угленосные отложения нижней перми в пределах Северо-Китайской платформы выделены в свиту Шаньси (110—390 *м*), сложенную песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами угля.

МЕЗОЗОЙ

Обстановка торфообразования и углеобразования в триасе на территории северо-западной части ТПП была неблагоприятной. Триасовые угленосные отложения имеют крайне ограниченное площадное распространение, приуроченное только к юго-западной части Верхоянья, Южному Приморью, о. Хонсю.

В южной части Приморья ладинский ярус мощностью 400—600 *м* сложен преимущественно песчаниками и алевролитами, иногда заключающими пласты и пропластки высокозольного каменного угля, мощностью 0,2—0,3 *м*. Отложения ладинского яруса практически малоугленосны. Карнийский ярус представлен (снизу) угленосной садгородской (нижней монгугайской) мощностью 300—700 *м* и неугленосной морской песчанкинской (нижней монотисовой) мощностью 300—400 *м* свитами. Угленосная садгородская (нижняя монгугайская) свита, сложенная песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами, содержит до 20 пластов угля мощностью 0,1—7,8 *м*, из которых 5—10 пластов рабочей мощности 0,4—7,8 *м*. На Раковском месторождении два пласта угля имеют мощность 29—30 *м*. Пласты угля садгородской свиты характеризуются сложным строением и невыдержанной мощностью. Угли садгородской свиты на Подгородненском, Синегорском (Надеждинском), Лянчихинском и других месторождениях тощие (W^a — 0,6—3%; A^c — 12—40%; V^r — 6—11%; $S^c_{об}$ — 0,2—0,6%; $Q^r_{об}$ — 7389—8591 *ккал/кг*; C^r — 80—88%, H^r — 3—5%) и только на Монгугайском (Филипповском) и Раковском — жирные (марки Ж13 и К2: W^a — 1—6%; A^c — 20—40%; V^r — 19—38%; $S^c_{об}$ — 0,3—0,5%; $Q^r_{об}$ — 7696—8487 *ккал/кг*; C^r — 78—88%; H^r — 3—6%; пластический слой (y) — 11—25 *м* и усадка (x) — 10—35 *мм*).

Норийский ярус представлен отложениями амбинской (верхней монгугайской) свиты мощностью 300—600 *м* с тонкими пропластками и пластами каменного угля, не имеющими промышленного значения.

Верхнетриасовые угленосные отложения на Японских островах развиты только в западной части о. Хонсю (префектура Ямагути), где известны месторождения триасового возраста. Здесь угленосные верхнетриасовые образования, несогласно залегающие на морском палеозое, объединяются в отдел Котигатани (3000 *м*), включающий карнийский и норийский ярусы. Отдел Котигатани разделяется на три свиты (снизу вверх): Хирабара с морской фауной, Момоноки угленосную и Асо безугольную.

В угленосной свите Момоноки до 8 пластов угля, в том числе 2—4 пласта с рабочей мощностью от 0,6 до 2—3 *м*. Уголь относится к антрациту и характеризуется следующими показателями, %: W^a — 4; A^c — 23; $S^c_{об}$ — 0,6; V^r — до 9; $Q^p_н$ — 5200—5700 *ккал/кг*.

Юрское и тесно с ним связанное раннемеловое углеобразование на Востоке СССР широко развито в Вилюйской синеклизе Сибирской платформы, в Приверхоянском краевом прогибе, в новообразованных впадинах Южно-Якутской и Забайкальской групп и в прогибах Монголо-Охотской складчатой области.

В пределах обширной площади Вилюйской синеклизы Сибирской платформы и Приверхоянского краевого прогиба расположен крупнейший в СССР и мире Ленский угольный бассейн.

Наибольшее значение имеет позднеюрское углеобразование. В поздней юре море отступает на север и северо-восток и располагается севернее р. Менкере, а на востоке в пределах Верхоянской геосинклинали.

Так, в северной половине Жиганского, Булунском, Оленекском, Анабаро-Хатангском угленосных районах развиты только морские безугольные осадки. В южной половине Ленского бассейна (Якутско-Вилюйский, Нижнеалданский, Сангарский и южная половина Жиганского угленосные районы) угленосность связана с повсеместно и устойчиво развитой чечумской свитой мощностью 400—440 *м*. В ней насчитывается до 30 угольных пластов и прослоев, в том числе до 10 с рабочей мощностью (свыше 0,7 *м*). Средняя мощность рабочих пластов 1,5—3,0 *м*, а максимальная — 10 *м* и более. Коэффициент угленосности свиты составляет 2—4, местами достигает 16%.

По мере движения от платформы к складчатой области мощность верхнеюрских угленосных отложений увеличивается, а мощность угольных пластов уменьшается. Угли в основном бурые. Каменные угли распространены в узкой зоне, проходящей непосредственно вдоль Приверхоянского прогиба, захватывая восточные части Нижнеалданского, Якутско-Вилюйского и Сангарского угленосных районов, причем повышение степени углефикации от длиннопламенных и газовых через жирные до отощенно-спекающихся происходит в северном направлении, т. е. к Сангарскому району.

Все запасы углей юрского углеобразования оценены по одной чечумской свите (позднеюрское время) в 567,37 млрд. *т*.

В раннемеловую эпоху морской бассейн отступил на север и на всей обширной территории начали накапливаться торфяники. В Ленском угольном бассейне мощность отложений раннемелового возраста 900—4000 *м*, увеличиваясь от платформы к Верхоянской складчатой системе. Они повсеместно угленосны и расчленяются снизу на три свиты: фатылыхскую (валанжин — готтерив — баррем), эксеняхскую (апт) и хатырыкскую или намскую (альб).

Угленосность в южной половине бассейна (Якутско-Вилюйский, Нижнеалданский, Сангарский и Жиганский угленосные районы) связана с осадками батылыхской (ынгырской, чонгургасской) свиты валанжин-готерив-барремского возраста. Мощность ее колеблется от 450 (на платформе) до 200 *м* вблизи Верхоянской скадчатой системы. Свита содержит от 15—20 до 60 пластов угля мощностью от 0,4 до 22 *м*, в том числе от 10 до 46 пластов представляют промышленный интерес. Их мощность колеблется от 0,7 до 5—22 *м*, при среднем значении 1—2 *м*. В северной половине бассейна мощность угольных пластов уменьшается.

Углеобразование аптского времени связано с эксеняхской свитой мощностью 400—1200 *м*, закономерно увеличивающейся с запада на восток. В ней заключены в основном тонкие пласты и линзы угля. В нижнеалданском районе в нижней части свиты (тыринский горизонт) содержится до 17 пластов угля, в том числе 8 пластов рабочей мощности. Суммарная мощность их 9,9 *м*. Пласты угля тонкие, отдельные из них достигают мощности 1,2—2,0 *м*. Угленосность здесь резко уменьшается к северу от р. Тыры.

В районе Оленекской протоки (Булунский и Оленекский угленосные районы) угленосность аптского возраста связана с отложениями огонер-юряхской свиты мощностью от 15 до 280—320 *м*. Последняя содержит до 4 рабочих пластов угля суммарной мощностью 8 *м*. В Булунском районе насчитывается до 40 тонких и высокозольных пластов угля сложного строения.

Углеобразование альбского времени отмечено на всей обширной территории Ленского бассейна. В южной половине его угленосность связана с отложениями хатырыкской свиты (700—900 *м*). В Сангарском районе в ней установлено 29 угольных пластов суммарной мощностью 32 *м*, из которых 11 пластов с рабочей мощностью от 0,7 до 5,5 *м*, при общей мощности 26 *м*. В Вилюйской синеклизе до 12 пластов угля,

в том числе 5 мощностью от 0,5 до 1,5—2,2 *м*. В Нижнеалданском районе до 40 пластов и прослоев угля, в том числе до 7 пластов мощностью от 0,7 до 1,8, реже 4,6 *м*.

В Оленекском районе устойчивое углеобразование альбского века связано с укинской и чарчыкской свитами. В укинской свите мощностью от 60 до 450 *м* насчитывается до 10 пластов угля, из которых 7 пластов с рабочей мощностью до 3—5 *м*. В чарчыкской свите (300—500 *м*), распространенной к западу от р. Оленек, выявлено до 20 пластов угля, в том числе 5 рабочей мощности (в 1—2 *м*).

Угли раннемелового возраста, распространенные на платформенной части бассейна, являются бурыми марки Б2, реже Б3. Они и составляют основные запасы Ленского бассейна. Каменные угли длиннопламенные, газовые, жирные и коксовые приурочены к зоне Предверхоянского прогиба, при этом отчетливо устанавливается зональное изменение качества углей от платформы к геосинклинальной области, т. е. в сторону увеличения мощности угленосной формации.

Юрское углеобразование, связанное с процессами активизации Сибирской платформы, проявилось в Южно-Якутском бассейне. Раннесреднеюрский этап развития Южно-Якутского бассейна характеризуется накоплением угленосных осадков в условиях опускания краевой части Сибирской платформы.

Раннеюрское углеобразование не представляет промышленного интереса. Среднеюрское углеобразование связано с дурайской свитой (400—550 *м*), сложенной в основном мелкозернистыми песчаниками. Промышленный же интерес представляет верхняя подсвита (200—250 *м*) байос-батского возраста. В ней залегает от 5 до 29 пластов угля мощностью от 0,1—0,4 до 0,7—3,5, реже до 9,6 *м*, с суммарной мощностью всех пластов от 5,4 до 17,9 *м*. Количество рабочих пластов колеблется от 3 до 10 с суммарной мощностью от 3,9 до 9,6 *м*, в том числе тонких пластов (0,7—1,3 *м*) до 6, средней мощности (1,3—3,5 *м*) до 3 и мощных (3,5 *м* и более) 1 (пласт Чульмаканский $Д_{19}$). Коэффициент угленосности дурайской свиты 2,5, а по рабочим пластам — 1,5.

Позднеюрское углеобразование, представляющее основную промышленную ценность бассейна, связано с отложениями горкитской свиты (800—1380 *м*). По сравнению с дурайской свитой она характеризуется резким погрубением осадков, наличием в нижней части многочисленных горизонтов и линз конгломератов с галькой изверженных пород и повышенной карбонатностью. В Алдано-Чульманском угленосном районе горкитская свита сильно размыта. Горкитская свита подразделяется снизу на три подсвиты: нижнюю угленосную (кабактинскую) мощностью 250—430 *м*, с промышленными пластами угля; среднюю мощностью 400 *м*, с неустойчивыми пластами и линзами угля и верхнюю угленосную (Нерюнгринскую) мощностью 550 *м* с двумя мощными пластами угля. Всего в горкитской свите установлено от 15 до 41 пласта угля общей мощностью от 10,2 до 57,4 *м*, в том числе от 9 до 26 пластов с суммарной рабочей мощностью 8,2—56 *м*. Коэффициент угленосности горкитской свиты — общий 10,0, а по рабочим пластам 9,0.

По марочному составу угли средне- и верхнеюрского углеобразования составляют: жирные — 79, коксовые — 18 и отощенно спекающиеся — 3. Жирные угли характеризуются следующими показателями, %: W^p — не более 1,5; W^a — 0,7—3; A^c — 8—32; V^r — 33—39; $S^c_{об}$ — 0,3—0,4; $Q_б^r$ — 8300—8900 *ккал/кг*; C^r — 84—88; H^r — 5—6; y (пластический слой) — от 19—25 до 46 *мм*.

На Ытымджинской угленосной площади на контактах с пластовыми интрузиями сиенит-порфиритов коксовые угли дурайской свиты переходят в тощие, в естественный кокс и даже в графит.

В раннемеловое время в Южной Якутии происходит дальнейшее поднятие в области сноса, чем и объясняется погрубение и плохая сор-

тировка обломочного материала, увеличение в нем обломков эффузивных пород, и проявление интенсивного вулканизма.

Нижнемеловое углеобразование происходило в два этапа: начальный раннемеловой — неоком (холодниканская или токинская свита) и последующий раннемеловой — апт — альб (ундытканская свита). Отложения холодниканской свиты (300—550 *м*) грубозернистые. В них содержится до 5 пластов угля невыдержанной мощности, из которых 2—4 пласта на отдельных участках достигают мощности 1,2—1,8, реже 4 *м*, а в Токинском районе мощность одного пласта 11—24 *м*. Ундытканская свита (450—470 *м*) представлена преимущественно песчано-конгломератовыми осадками и развита в Токинском районе, где среди песчаников и алевролитов залегают тонкие пласты угля, из которых один имеет мощность 0,2—1,5 *м*. Угли холодниканской (токинской) и ундытканской свит жирные, коксовые и отощенно-спекающиеся (W^a — 4—9%; A^c — 15—28%; V^r — 35—37%; $S^c_{об}$ — 0,2—0,3%; $Q^r_б$ — 8459 *ккал/кг*).

Часть Селенгино-Яблоновой складчатой области, на которой расположена Забайкальская группа месторождений, подверглась начиная от триаса до средней или начала поздней юры омоложению под влиянием мощного процесса тектогенеза, сопровождаемого интенсивной вулканической деятельностью. Эффузивно-туфогенный комплекс пород мощностью до 1600 *м* сохранился от размыва в Тугнуйской, Гусиноозерско-Загустайской, Черновской и Нерчуганской впадинах. В Тугнуйской впадине он представлен петропавловской или цаган-хунтайской (T_3? — J_1), березовской (J_2) и хилокской (J_2) свитами общей мощностью 700—1500 *м*; в Гусиноозерско-Загустайской впадине — петропавловской (600—800 *м*) и цаган-хунтайской (до 800 *м*) свитами; на Черновском месторождении — эффузивно-туфогенной (T_1; мощностью до 1500 *м*) и артовской (J_1—J_2; мощностью до 500 *м*) свитами; в Нерчуганском месторождении — эффузивно-туфогенной толщей (J_1—J_2) мощностью 500—600 *м*; в Беклемишевской впадине — эффузивными образованиями триаса мощностью 200—300 *м*.

Со средней юры Забайкалье начинает испытывать общее поднятие, сопровождаемое формированием линейных унаследованных прогибов с накоплением в них угленосных отложений тугнуйской (букачачинской) серии (J_2—J_3). Последняя подразделяется (снизу) на три свиты: угленосную тугнуйскую (букачачинскую, баянгольскую) мощностью до 350 *м* (J_2), безугольную эрдемскую мощностью 200—220 *м* и галгатинскую безугольную мощностью 100—400 *м* (J_2—J_3). Среднеюрские угленосные отложения тугнуйской свиты в Забайкалье распространены очень ограниченно. Угленосная тугнуйская (букачачинская, баянгольская) свита, залегающая несогласно на палеозойских гранитах, а также на триасовых либо среднеюрских эффузивно-туфогенных образованиях, представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми породами и пластами угля. В Тугнуской впадине выявлено до 30 пластов угля мощностью 0,3—17,9 *м*, в том числе 22 пласта с рабочей мощностью от 1,3—3,5 до 10,1—17,9 *м*.

На Букачачинском и Тарбогатайском месторождениях, где мощность букачачинской свиты примерно в 2 раза меньше, чем в Тугнуйской впадине, установлено соответственно 9 и 6 пластов угля мощностью 0,3—10, реже 19,8 м. Количество пластов угля рабочей мощности от 1 до 8,5, реже 19,8 *м* равно 6. Угли тугнуйской, букачачинской, сангинской свит (Баянгольское месторождение) длиннопламенные до газовых. Они имеют следующие показатели, %: W^p — 4—16; W^a — 2—15; A^c — 6—34 (среднее 18); $S^c_{об}$ — 0,3—2,1 (среднее 0,6%); V^r — 38—45; $Q^r_б$ — 7068—8294 *ккал/кг*; C^r — 72—84; H^r — 4—7, выход смолы на сухой уголь — в среднем 10. Угли Тарбогатайской впадины бурые марки Б3, %: W^a — 12—15; A^c — 17—24; $S^c_{об}$ — 0,8—4,0; V^r — 42—51; $Q^r_б$ —

6882—7362 *ккал/кг*; C^r — 71—74; H^r — 4—6. Угли Тунгирской впадины жирные, %: W^a — 2—4; A^c — 7; $S^c_{об}$ — 0,9; V^r — 24; $Q^r_б$ — 8294 *ккал/кг*; C^r — 86.

В позднеюрское время в Забайкалье продолжалась перестройка структурного плана с дальнейшим формированием впадин. Во впадинах Забайкалья широко распространены нерасчлененные отложения поздней юры — раннего мела. Они представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углистыми породами с пластами и пропластками угля. Характеристика угленосности отложений поздней юры — раннего мела по наиболее изученным впадинам приведена в табл. V-1.

Таблица V-1

Характеристика угленосности нерасчлененных отложений поздней юры — раннего мела наиболее изученных впадин Забайкалья

Впадины	Свиты	Общая мощность свиты/продуктивный горизонт, *м*	Всего		В том числе рабочих		Марка угля
			Кол-во пластов	Мощность отдельных пластов, *м*	Кол-во пластов	Мощность отдельных пластов, *м*	
Чикойская	Чикойская	400—950 / 450	48	0,1—27,7	5	0,8—7,1, реже 19—27,7 / средн. 2,6—3,9	Д
Нерчуганская	Продуктивная	250	2—5	0,1—5,8	2	0,6—5,8 / средн. 2—4,6	Д, Г
Адбагаро-Холбинская	Албагарская	400—500	До 40	0,1—7,1	17—22	0,6—7,1	БЗ
Букачачинская	Кудихтинская	250	До 5	0,1—0,3	—	—	Б
Черновская	Черновская	1300 / 190	10	0,1—13,4	4—8	0,6—13,4	Б2
Иволгинско-Удинская	—	200—700	8	0,1—7,1	3—5	1,0—5,1, реже 7,1	Б
Халяртинская	—	265	3	4,2—11	3	3—6, реже 11	Б
Хилок-Чикойская	—	250—300	10	0,1—13,5	2—3	2,8—13,5	БЗ
Шилкинская	2	278	24	1,1—2,9	7	1,1—2,9	Б
Оловская	—	255	5	0,5—5,5	3	1,8—5,5	Б
Читино-Ингодинская		270	3	1,2—11,0	3	3,0—6,0, реже 11	Б

Углеобразованию раннемелового времени в Забайкалье, как было показано выше, предшествовал длительный период позднеюрского оживления тектонической деятельности, сопровождающийся вулканизмом. Наличие в основании разреза и в различных частях нижнемеловых угленосных отложений грубообломочных пород свидетельствует как о расчлененном рельефе, существовавшем к началу накопления осадков раннемелового возраста, так и о неоднократных поднятиях в течение периода углеобразования.

Оживленная тектоническая деятельность привела к дальнейшему проседанию уже сформировавшихся в юрское время впадин и возникновению новых впадин, которые сохранились до наших дней в виде серии линейных межгорных понижений. Наиболее полно раннемеловые угленосные отложения представлены в Гусиноозерско-Загустайской впадине, где их мощность достигает 2300 *м* и в меньшей степени в Букачачинской впадине (200 *м*).

Угленосные образования готерив-аптского времени представлены в основном песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами, конгломератами, углистыми породами, пластами угля. Они объединены в свиты, которые в каждой впадине имеют свои названия. Пласты угля, как правило, невыдержаны по мощности и сложно построены. Например, суммарная мощность пласта на Гусиноозерском месторождении колеблется от 44 до 72 *м*. Мощные пласты обычно залегают в верхней части разреза (горизонт мощных пластов), тогда как в нижней части толщи (горизонт частого переслаивания) содержатся преимущественно пласты угля нерабочей мощности.

Характеристика угленосности нижнемеловых отложений по отдельным впадинам приведена в табл. V-2.

Таблица V-2

Характеристика угленосности нижнемеловых отложений Амуро-Зейского прогиба

Район, месторождение	Свита	Мощность свиты, *м*	Всего		В том числе рабочих		Марка угля
			Кол-во пластов	Мощность, *м*	Кол-во пластов	Мощность, *м*	
Зейский, Депское	Верхнемолчановская	800	14	0,4—0,7	—	—	Т, Г
Верхнеамурский	Перемыкинская	1500—2000	?	0,1—0,5	—	—	—
Гербикано-огоджинская угленосная площадь	Огоджинская	730	Более 15	0,2—28,0	4—11	3—28,0	Ж, Г, Д, у контакта Т, ПА
Нижнезейский	Томская (Cr_1)	830	2	1,1—3,8	2	1,1—3,8	
	Завитинская (Cr_{1+2})	770	6	1—3,5	6	1,0—3,5	—
Эльгаканское, Нюкжинское		600	30	0,1—4,6	6	1,0—4,6	Д, Г

Угли раннемелового времени бурые группы Б3 и Б2, они имеют следующие показатели:

	Б3	Б2
W^a, %	4—19	6—19
W^p, %	15—30	30—40
A^c, %	7—40 (ср. 17)	10—40 (ср. 25)
V^r, %	34—56 (ср. 44)	41—52
$S^c_{об}$, %	0,3—2,5 (ср. 0,8)	0,3—3
$Q^r_б$, ккал/кг	6575—7950 (ср. 7200)	6022—7000
C^r, %	69—81 (ср. 75)	63—74
H^r, %	4—7	4—6
Смола на сухой уголь, %	4—16	3—9 (ср. 5)

В Монголо-Охотской складчатой области в пределах Верхнего Приамурья верхнеюрское углеобразование установлено лишь по единичным немногочисленным выходам пластов угля и углистого аргиллита, которых недостаточно для суждения о степени угленосности этих отложений на всей площади их распространения. Пластов угля с рабочей мощностью не встречено, только на Сербеевском участке (Верхнеамурский угленосный район) выявлена одна линзовидная залежь мощностью в 2 *м*.

Пресноводные континентальные угленосные отложения позднеюрского-раннемелового возраста вытянуты вдоль левобережья Амура от устья р. Шилки (за пределами Амурской области) до устья р. Ольги и охватывают среднее течение рек Зеи и Депа полосой шириной 10—80 *км*^{2}. В этой полосе выделены с запада на восток Эльгаканское месторождение (Нюкжинская угленосная площадь), Верхнеамурский и Зейский угленосные районы, а также Гербикано-Огоджинская угленосная площадь.

Отложения позднеюрского-раннемелового возраста залегают с постепенным переходом на албазинской (осежинской) и аякской свитах верхней юры и представлены в нижней части толбузинской (Верхнеамурский угленосный район) и депской (Зейский угленосный район) свитами. Верхняя часть описываемых отложений выделена в Верхнеамурском угленосном районе в широкопадинскую, а в Зейском в молчановскую свиты.

Нижняя наиболее угленосная часть разреза, представленная депской и толбузинской свитами, мощностью 1400—2300 *м* сложена частым переслаиванием песчаников, аргиллитов, углистых аргиллитов и угля. По степени угленасыщенности указанные свиты подразделяются на три подсвиты. В нижней подсвите (100—400 *м*) залегает до 8 пластов угля мощностью 0,1—4,7 *м*, в том числе 4 с рабочей мощностью 1,1—4,7 *м* (угли высокозольные). В средней подсвите (1000 *м*) пласты угля и углистые аргиллиты отсутствуют. Верхняя подсвита (300—900 *м*) заключает в себе до 40 пластов и пропластков угля мощностью 0,1—2,8 *м*, в том числе 2—7 пласта угля рабочей мощности сложного строения.

Широкопадинская свита (1500 *м*; молчановская, 800 *м*) сложена песчаниками с частым переслаиванием конгломератов и гравелитов и редкими прослоями алевролитов и аргиллитов. Для свиты характерно возрастание угленосности с запада на восток. Так, на толбузинском участке (Верхнеамурский угленосный район) широкопадинская свита содержит только маломощные прослои углистого аргиллита, а на ольгинском участке — 3 пласта угля, из которых один достигает мощности 2,2 *м* (подсчетная 0,9 *м*). Угли газовые и длиннопламенные. Далее на восток в Зейском угленосном районе (Депское месторождение) молчановская свита заключает в себе 42 пласта и прослоя угля мощностью 0,1—3,0 *м*, при этом на отдельных участках 6 пластов имеют рабочую мощность (0,6—2,5 *м*). Это дает основание предполагать о возможности обнаружения перспективной угленосности в бассейне рек Деп, Зеи и Тыгды. Угли газовые.

На юго-восточной окраине Буреинского массива юрские образования представлены терригенными морскими и лишь частично континентальными отложениями. Нижнеюрские угленосные отложения распространены весьма ограниченно и установлены к югу и юго-западу от ст. Бира — месторождение Лангаринское и углепроявление Катон. Здесь в латоргинской свите (650 *м*), сложенной конгломератами, песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами, залегает до 10 пластов и пропластков угля мощностью 0,2—1,2 *м*, в том числе один рабочей мощности 1,2 *м*. Угли тощие и газовые. Из-за небольшой мощности пластов и незначительной площади распространения нижнеюрское углеобразование практического интереса не имеет.

Наибольшее количество месторождений и проявлений раннемелового возраста установлено на восточной и юго-восточной частях Буреинского массива (Буреинский угольный бассейн, Тырминский и Урминский угленосные районы). В районе Мал. Хингана угленосные нижнемеловые отложения известны на Лондоковском, Бирском месторождениях и углепроявлениях пади Киргина, Сутарского хребта.

Нижнемеловые пресноводно-континентальные угленосные отложения, представленные в основном песчаниками, конгломератами, алевролитами и пластами угля, наиболее изучены в Буреинском прогибе. Характеристика угленосности свит этого прогиба приведена в табл. V-3. Породы данной серии залегают несогласно на юрских морских отложениях.

Таблица V-3

Характеристика угленосности нижнемеловых отложений по отдельным свитам Буреинского бассейна

Свиты	Всего		В том числе рабочих			Коэффициент угленосности свит
	Кол-во пластов	Мощность, *м*	Кол-во пластов	Мощность, *м*	Суммарная мощность, *м*	
Талынджанская	7	0,2—2	1—4	0,7—2	—	0,6—2
Ургальская	25—29	0,2—12,0	3—19	1—12,0	6,2—57,8	1,4—9,4
Чегдомынская	3—6	0,2—3,5	1—3	1,2—3,5	3,1—9,7	2—7
Чемчукинская	5	0,6—1,0	—	—	—	—
Иорикская	—	—	—	—	—	—

Угли Буреинского бассейна газовые спекающиеся, %: W^a — 1,5—3,3; A^c — 24—40; V^r — 38—43; $S^c_{об}$ — 0,15—0,30; y — 9—16 *мм*, x — 22—44 *мм*. Наибольшей повышенной спекаемостью обладают угли талынджанской и ургальской свит. Однако из-за высокой зольности углей и их трудной обогатимости использование буреинских углей в коксовой промышленности (технологическое топливо) в настоящее время ограничено.

Проявления углей раннемелового времени установлены в Удском и Торомском прогибах и Тугурской впадине, а также в широко развитой полосе нижнемеловых отложений побережья р. Амур и Татарского пролива (углепроявления Ново-Михайловское, Бол. Михайловское, Мангыр, р. Бол. Иски) и, кроме того, на правом берегу р. Уссури (углепроявление Покровское). Не исключено, что на юге Хабаровского края под рыхлыми осадками в Среднеамурской впадине залегают нижнемеловые угленосные образования.

В Монголии угленосность связана с юрскими отложениями шараингольской свиты (900—1000 *м*), лежащими с угловым несогласием на породах палеозоя. Однако они имеют малую площадь распространения и установлены только в двух месторождениях: Шараингольском и Боро-Булакском. Шараингольская свита представлена в нижней части конгломератово-песчанистой подсвитой (300—400 *м*) раннеюрского времени, в средней части — угленосной подсвитой (250—500 *м*) среднеюрского возраста и в верхней части — неугленосной глинистой подсвитой (100—400 *м*). В угленосной подсвите, сложенной песчаниками, аргиллитами, алевролитами и конгломератами залегает до 6 рабочих пластов угля со средней мощностью 1—3 *м*, только один из них, как правило, вышележащий, характеризуется наибольшей мощностью, в среднем равной 13—15 *м* (максимальная 23—24 *м*). Пласты угля имеют сложное строение. Угли бурые, %: W^a — 6; A^c — 4—40 (среднее 10—25%); $S^c_{об}$—0,3—2,0; V^r — 40—44; $Q^r_б$ — 6900—7200 *ккал/кг*; C^r — 75—77; H^r — 6.

Позднеюрские надугленосные образования представлены толщей средних основных эффузивов и их туфов, песчаниками и конгломератами.

Раннемеловое углеобразование в Монголии развито широко. Нижнемеловые образования представлены в нижней части шаримноской свитой, сложенной пестроцветными песчано-глинистыми осадками, конгломератовой толщей и порфиритами. Выше залегает цаганцабская свита, сложенная перемежающимися глинисто-алевролитовой, песчано-глинистой туфогенной и эффузивно-конгломератовой толщами. На последней без видимого углового несогласия залегают угленосные песчано-глинистые образования дзунбанской свиты (480—580 *м*) готеривальбского возраста. Последняя подразделяется на две подсвиты: нижнюю (200—280 *м*), сложенную аргиллитами, алевролитами с прослоями горючих сланцев, и верхнюю угленосную (250—300 *м*) с одиннадцатью пластами угля мощностью от 0,3 до 12 *м*; 8 или 9 из них имеют рабочую мощность от 1 до 7—12 *м*.

К этим отложениям, являющимся как бы продолжением угленосности Забайкалья, в восточной части страны приурочено 21 месторождение угля. Во всех месторождениях угли бурые группы Б3, малосернистые, с зольностью (A^c) 15—22, с выходом летучих веществ на горючую массу (V^r) 38—48%, с содержанием углерода на горючую массу (C^r) — 59—74%. К югу от р. Амур верхнеюрские угленосные отложения приурочены к небольшим узким впадинам севере-восточного простирания.

На Корейском полуострове слабоугленосные нижнеюрские образования, объединенные в свиту соннимсон (ее аналоги Чаипхари, Чунам, серия Пансон) серии Тэдон, развиты в небольших изометричных или вытянутых впадинах. Отложения (300—750 до 1000 *м*), выполняющие эти впадины, представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и маломощными пластами углей. В месторождениях Чонхон (провинция Северный Пхеньян), Пэкам, Кванчхон и Кымихо пласты угля могут явиться объектом разработки. Однако и здесь мощность пластов угля очень невыдержанна и колеблется в широких пределах — от 0,2 до 4 *м*, достигая иногда (месторождение Чончхон) 20 *м*. Угли относятся к антрацитам, а на месторождении Пэкам — к бурым. Залегающие выше средне-верхнеюрские образования свиты Йонсон (300—1200 *м*) не угленосны и представлены преимущественно порфирами, их туфами и туфоконгломератами.

Позднеюрские и раннемеловые отложения подсвиты Нактон (до 3600 *м*) серии Кенсан залегают на средне-верхнеюрских образованиях свиты Йонсон. Верхняя часть подсвиты Нактон мощностью до 1250 *м* представлена песчаниками, конгломератами, сланцами, мергелями и туфами, в которых встречаются лишь маломощные прослои угля.

На Японских островах юрские угленосные отложения от средней до верхней юры — группа Само (Абакума) и группа Тетори (Хидо-Хокурико) формации Утано заключают до 7 пластов угля мощностью 0,1—1,5 *м*. Эти средне-верхнеюрские угленосные отложения развиты в западной части о. Хонсю, где установлены незначительные по площади месторождения. Угли здесь жирные, коксующиеся (битуминозные B_1), местами переходящие в антрацит, они характеризуются исключительно высокой зольностью.

Не связанное с юрским меловое углеобразование охватило Приморье и Северо-Восток СССР. В целом при приближении к побережью Тихого океана наблюдается отчетливая смена раннемелового углеобразования позднемеловым. Последнее развито в районах позднемеловых кайнозойских геосинклиналей Аляски, Корякского нагорья, п-ова Камчатка, Сахалин и Японских островов.

На юге Приморья издавна известны большие площади распространения угленосных нижнемеловых отложений сучанской серии барремальбского возраста: Сучанский и Суйфунский бассейны, Подгородненское, Суражевское и Лянчихинское месторождения.

В Сучанском бассейне разрез меловых отложений начинается ключевской свитой (900—1000 *м*) средневаланжинского возраста, представленной песчаниками, гравелитами и конгломератами. На ключевской свите с угловым несогласием залегает сучанская серия угленосных отложений, подразделяющаяся на две свиты: нижнюю — старосучанскую (нижнесучанскую) и верхнюю — верхнесучанскую (северосучанскую). Общая мощность отложений сучанской серии 700—1140 *м*.

Всего в сучанской серии известно до 38 пластов угля, из которых около 23 рабочей мощности, варьирующей чаще от 1 до 2 *м*, иногда 6,6—10 *м*. Большинство пластов относятся к категории неустойчивых. Наиболее устойчивые пласты залегают в верхней — средней угленосной подсвите старосучанской свиты. Угли средней угленосной подсвиты малозольные (15—30%). Угли нижней и верхней угленосных подсвит средне- и многозольные (20—40%).

В восточной части Сучанского бассейна (Северный Сучан) преобладают угли марки газовых и в меньшей степени жирные и длиннопламенные. В западной части бассейна (Старосучанский и Засицинский районы — средняя угленосная подсвита) угли жирные (Ж) и коксовые ($К_2$). Тощие угли распространены в юго-западной части Старосучанского, Коркинского районов и в других районах. Отложения сучанской серии местами с размывом перекрываются верхнемеловыми образованиями коркинской серии (сеноман — турон), сложенными алевролитами, туфогенными песчаниками.

Угленосные нижнемеловые отложения Суйфунского бассейна одновозрастны с сучанской серией. Они залегают с угловым несогласием на комплексе осадочных пород юры, триаса и перми. По литологическому составу и степени угленасыщенности подразделяются на три свиты (снизу вверх): угленосную (250—300 *м*), непродуктивную (200—500 *м*) и угленосную (155—450 *м*). В нижней угленосной свите, сложенной разнозернистыми песчаниками и небольшими по мощности слоями аргиллитов и алевролитов, выявлено несколько прослойков угля мощностью 0,1—0,5 *м*. Верхняя угленосная свита, представленная песчаниками, аргиллитами и алевролитами, содержит до 4 пластов угля рабочей мощности от 0,7 до 3, редко 17,3 *м*, а также большое количество пропластков угля и углистых аргиллитов.

Верхнемеловые непродуктивные отложения (туфогенная свита) лежат с угловым несогласием на верхней угленосной свите сучанской серии. Угли представлены гумусовыми и липтобиолитовыми разновидностями, причем последние составляют от 13—29 до 70%, благодаря чему суйфунские угли заметно отличаются по своим свойствам от углей других бассейнов и месторождений Дальнего Востока. Угли газовые и коксовые; средние показатели их следующие, %: W^a — 2; A^c — 30; V^r — 55; $S^c_{об}$ — 0,3; $Q_б^r$ — 7794—8216 *ккал/кг*; C^r — 77—83; H^r — 7; y — 6—14 *мм*; x — 46—76 *мм*, выход первичной смолы на горючую массу 13—39.

На Подгородненском и Лянчихинском месторождениях промышленный интерес представляет верхняя часть подгородненской угленосной свиты мощностью 200 *м*, в которой выявлено до 24 пластов и пропластков угля с суммарной мощностью 18—56 *м*; 9 из них имеют рабочую мощность 0,9—4,7 и максимальную 7 *м*. Угли тощие, %: W^a — 1—3; A^c — 9—40 (среднее 33%); V^r — 9—20 (среднее 15%); $S^c_{об}$ — 0,2—0,6; $Q_б^r$ — 7673—8646 *ккал/кг*; C^r — 81—90; H^r — 4—6.

В Суражевско-Радчихинском месторождении в угленосной сучанской серии (600 *м*) содержится 33 пласта угля мощностью 0,1—5,8 *м*, в том числе 17—21 имеют рабочую мощность 0,4—3,1 *м* (максимальную 5,8 *м*). Суммарная полезная мощность рабочих пластов 23,7 *м*. Пласты сложные и неустойчивые как по простиранию, так и по падению. Угли тощие, %: W^p — 4; A^c — 31; $S^c_{об}$ — 0,4; V^r — 9; $Q^r_б$ — 8500 *ккал/кг*.

Вторая большая площадь распространения угленосных отложений сучанской серии приурочена к побережью Японского моря, где под покровом эффузивных пород выявлены углепроявления (Селенчинское, Ноттинское, Тахобинское, Такунжинское и др.); третья площадь с угленосными отложениями сучанской серии находится в северо-западной части Приморского края в Нижнебикинском районе.

В Северо-Китайской платформе нижнемеловое углеобразование развито крайне ограниченно. Нижнемеловые отложения в пределах Верхояно-Колымской складчатой области и Колымского массива во многих случаях представлены угленосными формациями прибрежно-морского и лагунного характера. К началу мелового периода завершается геосинклинальная стадия развития Верхояно-Колымской подвижной области. Западная ее часть от р. Лены до р. Колымы превращается в сушу; только на восток от бассейна р. Омолона до побережья Берингова моря сохраняется морской режим. Среди нижнемеловых осадков в районе р. Хасын, в Чаун-Чукотском районе, в бассейнах рек Колымы и Индигирки образуются крупные месторождения и бассейны с многочисленными пластами угля.

В пределах окраины Колымского массива в северо-западной его части образовалась мощная толща нижнемеловых континентальных отложений (до 7000 *м*) с многочисленными пластами угля, известная как Зырянский угленосный бассейн — самый крупный на Северо-Востоке СССР. Он расположен на междуречьи Колымы и Индигирки, в долине р. Селеннях (левый приток р. Индигирки). Под названием Зырянского бассейна понимается сумма разобщенных угленосных районов, расположенных по обе стороны хр. Илинь-Тас: Зыряно-Силяпский, Мятисский, Индигиро-Селенняхский и Момский.

Наиболее полный разрез угленосных отложений раннемелового возраста, которому присвоено название зырянской серии, относится к Зыряно-Силяпскому району; серия с угловым несогласием залегает на неугленосной лагунно-континентальной бастахской свите (киммеридж — волжский ярус). Зырянская серия осадков делится на свиты (снизу вверх): ожогинскую (2000 *м*), силяпскую (2600 *м*), буоркемюсскую (3000 *м*); выше залегает толща верхнемеловых (400 *м*) и неогеновых (до 60 *м*) осадков. Осадки зырянской серии носят лагунно-прибрежный характер паралического типа. В тектоническом отношении Зырянский бассейн расположен на крыльях антиклинория (хр. Илинь-Тас); в ядре антиклинория обнажаются сильно дислоцированные верхнеюрские неугленосные породы, а на северо-восточном и юго-западном крыльях менее дислоцированные угленосные отложения зырянской серии; для них характерны брахисинклинали, осложненные на крыльях более мелкими складками. В результате последующего размыва Зырянский бассейн в настоящее время представлен отдельными разрозненными структурами.

По данным Г. Г. Попова [1962], количество угольных пластов увеличивается вверх по разрезу зырянской серии; в ожогинской свите угольные пласты имеют небольшую мощность и встречаются редко. В вышележащей силяпской свите количество пластов больше и мощность их увеличивается; в буоркемюсской свите количество пластов наибольшее и мощности их выше. Наблюдается также закономерное уменьшение угленосности по площади с юго-востока на северо-запад. Отмеченные закономерности подтверждаются.

Строение пластов угля в большинстве случаев сложное, состоящее из нескольких пачек угля, разделенных небольшими прослоями породы; имеет место также расщепление пластов.

Угли Зырянского бассейна испытывают большие колебания по содержанию летучих веществ (от 21 до 45%) и углерода (от 77 до 88%), т. е. представлены марками от длиннопламенных и газовых до жирных

и коксовых, причем, по данным Г. Г. Попова, установлено закономерное уменьшение степени метаморфизма углей с юго-востока на северо-запад.

Зыряно-Силяпский район является зоной распространения углей марок Ж и К; Мятисский и Момский районы отнесены к зоне переходных углей от Г к Ж и Индигиро-Селенняхский район — к зоне распространения углей марок Г—Д. По наличию коксующихся углей Зырянский бассейн имеет большое народнохозяйственное значение. По запасам углей он является одним из крупных в Советском Союзе.

Омсукчанская угленосная площадь расположена на междуречье Ба-Лыгычана и Сугоя, правых притоков р. Колымы. Она вытянута в меридиональном направлении более чем на 150 *км*. Угленосные отложения района с резким несогласием залегают на морских отложениях триаса и юры. Представлены они апт-альбской омсукчанской свитой (1500—2900 *м*), которая по литологическим признакам делится на две подсвиты — нижнюю безугольную и верхнюю угленосную. Выше согласно залегает зоринская свита (1200—1600 *м*) того же возраста, сложенная в нижней части туфогенными песчаниками, а в верхней — андезитами и туфоконгломератами. Выше наблюдаются покровы верхнемеловых эффузивов (1400—1600 *м*) разного состава.

Омсукчанская угленосная площадь — брахисинклинальная структура, осложненная дополнительной складчатостью и крупными разрывами.

Больше других изучен Галимовский угленосный район, в котором вскрыто 18 пластов угля преимущественно сложного состава; в Булурском районе вскрыто 10 пластов, в Кеновском — 6.

Угли Омсукчанской угленосной площади имеют высокую степень метаморфизма — от тощих до антрацитов, обусловленную контактным воздействием изверженных пород. Местами уголь превращен в чистый графит крупночешуйчатого строения.

Угленосные отложения Омолонской угленосной площади представлены нижнемеловыми континентальными осадками мощностью от 200 до 1000 *м* с пластами и прослойками угля. Выше залегает эффузивная верхнемеловая толща. Завершается разрез кайнозойскими базальтами. Угленосные отложения залегают на Омолонском массиве в неглубоком прогибе в виде трех изолированных угленосных районов, разобщенных выступами более древних пород: Моланджинского, Кедонского и Пенжинского. Изученность их очень низкая. В Моланджинском районе кроме тонких прослоев известны выходы трех пластов мощностью 0,9, 0,5 и 3,5 *м*; в Кедонском районе — два пласта мощностью 0,8 и 1,2 *м*, два пласта по 0,5 и один пропласток 0,2 *м*; в Пенжинском районе — два пласта мощностью 1,5 и 0,65 *м* и несколько мелких прослоев. Кроме того, во всех районах встречаются многочисленные куски угля в аллювии рек. По степени метаморфизма угли Молоджинского района газовые, Пенжинского — тощие, Кедонского — сапропелевые с содержанием летучих веществ на горючую массу 71—80% и выходом смолы 29—40%.

Чаун-Чукотская угленосная площадь расположена по побережью Восточно-Сибирского и Чукотского морей от Чаунской губы на западе до побережья Берингова моря на востоке. Угленосность связана с нижнемеловыми отложениями (800—1000 *м*), сходными по составу с осадками зырянской серии. С резким угловым несогласием они залегают на морских отложениях верхнего триаса и перекрываются верхнемеловыми эффузивами. Выходы угольных пластов установлены в немногих местах; известны два более или менее изученных месторождения: Долгожданное и Дальнее. Месторождение Долгожданное состоит из двух участков — Северного и Южного. На Северном участке вскрыто в разрезе 13 пластов угля, из которых 9 имеют мощность свыше 0,6 *м*; на

Южном участке вскрыто 6 пластов, из которых два имеют мощность свыше 0,6 *м*. На месторождении Дальнем, расположенном в верховьях р. Пегтымель, в 120 *км* от месторождения Долгожданного на юго-восток, буровыми скважинами вскрыты 2 пласта рабочей мощности. Кроме названных месторождений на территории Чаун-Чукотского района известны еще не изученные выходы маломощных пластов угля.

По содержанию летучих веществ угли Долгожданного месторождения, по-видимому, следует отнести к марке ОС, а месторождения Дальнего — к тощим; последнее обусловлено влиянием контактового метаморфизма от воздействия внедрившихся в угленосную толщу верхнемеловых эффузивных тел. Запасы углей Чаун-Чукотской угленосной площади категории C_3 до глубины 1800 *м* по подсчетам 1956 г. составляют 1300 млн. *т*.

Дарпирское месторождение каменного угля расположено на правобережье верхнего течения р. Рассохи близ оз. Дарпир. Угленосные отложения нижнемелового возраста выполняют небольшую впадину в пределах Верхояно-Колымской складчатой области. Мощность продуктивной части разреза около 500 *м*; сложены они породами, сходными с породами зырянской серии. Угленосные отложения смяты в брахискладки северо-западного простирания. В разрезе толщи установлено более пяти пластов мощностью от 0,6 до 6,3 *м* невыдержанного строения. Угли данного месторождения относятся к тощим, что обусловлено влиянием развитых в районе интрузивных тел.

В среднем течении р. Хасын в 82 *км* к северу от г. Магадана расположено Хасынское месторождение. Угленосные отложения (255—455 *м*) имеют здесь нижнемеловой возраст. Угольные пачки пластов представлены переслаивающимися тонкими прослойками блестящего угля и углистого аргиллита, что определяет высокую зольность товарного угля (от 32 до 60%).

В бассейне р. Челемджи расположено Челемджинское месторождение. Угленосные отложения (600 *м*) имеют альб-сеноманский возраст. На месторождении вскрыты 4 пласта угля мощностью 1,12; 1,58; 1,27 и 1,48 *м*, все сложного строения. По степени метаморфизма угли месторождения отвечают маркам Д и Г. Позднемеловое углеобразование в области развития раннемелового углеобразования известно только в двух местах: это Аркагалинская угленосная площадь и Первомайское месторождение.

На Аркагалинской угленосной площади (бассейн р. Аян-Урях — правой составляющей р. Колымы) верхнемеловые угленосные отложения (450—550 *м*) залегают с резким угловым несогласием на сильно дислоцированных осадках триаса; представлены они континентальными осадками аркагалинской свиты, в основании которой залегает горизонт конгломератов; выше — угленосный горизонт, сложенный песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами каменного угля.

Аркагалинская угленосная площадь состоит из двух разобщенных брахисинклинальных структур северо-восточного простирания, разделенных выступом подстилающих пород триаса и юры. На Аркагалинской угленосной площади более или менее выдерживаются три пласта рабочей мощности. Местами между ними в разрезе встречаются линзы угля, достигающие рабочей мощности. Коэффициент угленосности по разным участкам колеблется от 2,7 до 5,8. Усредненный химический состав аркагалинских углей и их характеристика следующие, %: W^a — 1,5—20,5; A^c — 3—34; $S^c_{об}$ — 0,12—1,02; V^r — 30—42; C^r — 78—84; H^r — 4,8—5,5; N^r — 0,7—2,3; $Q^r_б$ — 7500—8440 *ккал/кг*; смола — 7,8—13,6; полукокс — 73—81,9; вода пирогенетическая — 3,3—6,6; газ + потери — 5,8—12,6.

Угли относятся к длиннопламенным и газовым неспекающимся.

В Охотско-Корякской складчатой системе известна Анадырская угленосная площадь, сформировавшаяся в сенон-датское время.

Некоторое представление о масштабе ее угленосности дает табл. V-4.

Таблица V-4

Количество пластов угля сенон-датского времени, обнаруженных на Анадырской угленосной площади при маршрутных работах и геологической съемке

Районы	Кол-во пластов	Мощность отдельных пластов, *м*	Степень метаморфизма угля
Марковский	13	1,0—3,7	БД
Пекульнейский	26	0,4—6,6	БД
Рарыткинский	22	0,2—3,8	БД и Д
Беринговский	12	0,4—2,0	Г

Промышленная угленосность месторождения бухты Угольной относится к верхам корякской свиты сенон-датского возраста. В ней содержится один рабочий пласт угля (пласт Подсопочный) сложного строения мощностью от 1,5 до 4,3 *м*. Выше корякской свиты лежит палеогеновая чукотская свита, содержащая до восьми пластов угля, из которых четыре имеют рабочую мощность; один из пластов (Мощный) прослежен по простиранию на 30 *км*. По содержанию летучих веществ угли относятся к каменным марки Г.

В других районах Охотско-Корякской складчатой системы, в северной части западного побережья Камчатки и на восточном побережье Пенжинской губы признаки угленосности относятся к турон-сенонскому времени.

В северо-западной части Камчатки известны выходы 26 пластов угля, из которых 20 имеют мощность более 0,6 *м*; максимальная мощность одного пласта 9 *м*. Угли длиннопламенные.

В пределах о. Сахалин в Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе к северу от широты г. Маркова в разрезе верхнего мела появляются угленосные свиты. Арковская свита (до 2000 *м*) позднетуронско-коньякского возраста сложена преимущественно песчаниками с прослоями конгломератов, алевролитов, аргиллитов и углистых аргиллитов. В ней выявлено более 20 пластов угля, в том числе 15 рабочих с мощностью, не превышающей 1—2 *м*. Пласты угля имеют сложное строение. Угли жирные, %: W^a — 1—3; A^c — 4—40 (среднее 10%); $S^c_{об}$ — 0,6—0,8; V^r — 31—38; $Q_б{}^r$ — 8420 *ккал/кг*, C^r — 81—88; H^r — 5—6. Жоньерская свита (300 *м*) кампанского возраста сложена песчаниками и алевролитами, среди которых залегают 3—4 пласта угля, редко достигающих рабочей мощности.

В Японии среди морских отложений позднего мела встречаются угленосные континентальные образования, выявленные на о-вах Хоккайдо и Сикоку. Здесь эти позднемеловые угленосные образования эпохи Хетонаи известны соответственно под названием группы Хакобути (400—900 *м*) и Идзуми (7000 *м*). Они сложены песчаниками, алевролитами с небольшими прослоями конгломератов, углистых аргиллитов и пластами угля. В угленосной толще месторождения Капура (о. Сикоку) выявлены два пласта угля рабочей мощности 1,0—2,5 *м*. Угли коксующиеся и битуминозные (B_1), очень высокозольные (40% и выше).

Угленосные отложения позднего мела Аляски развиты на большой площади Утукок-Корвин, где они представлены формацией Кукпаурук, сложенной морскими образованиями — песчаниками, алевролитами, глинами. Выше залегает угленосная позднемеловая формация Корвин,

состоящая в основном из песчаников, конгломератов, алевролитов, аргиллитов, бентонитовых глин, углистых аргиллитов и углей. Мощность ее в юго-западном направлении увеличивается от 2000 до 5000 *м* (Корвин утес). Пласты угля и углистые аргиллиты составляют суммарно 143 *м*. Мощность отдельных пластов высококачественных битуминозных углей колеблется в пределах от 0,5 до 2,9 *м*.

На п-ове Аляска в угленосном районе Лай-Крик развита угленосная формация Чичник (500—600 *м*) позднемелового возраста (кампан). Формация сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В верхней части формации в пачке «долины углей» мощностью от 50 до 330 *м*, залегают тонкие пласты и пропластки углей и лигнита, достигающие рабочей мощности 0,6—1,8 *м*. Угленосность района изучена крайне слабо.

Нерасчлененное позднемеловое-раннепалеогеновое углеобразование. В Приамурье в Амуро-Зейском прогибе на цагоянской свите позднемелового времени согласно залегают нерасчлененные отложения верхнего мела и палеогена, объединенные в кивдинскую свиту (датский ярус — палеоцен). Они слагают обширные площади между реками Урилом и Архарой, Буреей и Зеей и в районе с. Новые Бузылы. Кивдинская свита мощностью от 20 до 200 *м* сложена глинами, аргиллитами, алевролитами, песками с гравием и галькой и пластами угля. На площади Кивда-Райчихинского месторождения, где мощность кивдинской свиты только 50—70 *м*, залегают лишь два пласта средней мощности: верхний — 6 *м* (колебание от 3,3 до 7,5) и нижний — 1,2 *м*. На Иванковском месторождении — 2 пласта угля мощностью 0,4 и 1,7 *м* (мощность свиты 50 *м*). На Архаро-Богучанском месторождении, где мощность свиты составляет 200 *м*, залегает 6 пластов угля, из них 4 с рабочей мощностью 1,8—6,5 *м*. На Ерковецком месторождении в свите мощностью 163 *м* заключено 10 пластов угля, в том числе 5 рабочей мощности 1,2—8 *м*. Угли бурые группы Б2.

КАЙНОЗОЙ

Палеогеновые угленосные отложения на территории Востока СССР распространены весьма ограниченно в Вилюйской синеклизе, Приверхоянском прогибе и Забайкалье. Значительно шире они развиты в Приамурье, Приморье, на о. Сахалин, п-ве Камчатка и в Корякском нагорье. За рубежом, в районах сопредельных с СССР, палеогеновая угленосность известна на Аляске, на Японских островах, на Корейском полуострове и к югу от р. Амур.

Палеогеновые угленосные отложения на севере и северо-востоке Якутии залегают в небольших по площади впадинах в пределах Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба. В Кенгдейском угленосном районе (на севере Хараулахских гор) палеогеновые отложения (палеоцен—эоцен) мощностью от 200 до 1400 *м* сложены кварцевыми песками с глиной, в которых отмечается от 1 до 3 пластов угля мощностью до 2,7 *м*. Угли бурые, %: W^a — 12—19; A^c — 15—27; $S^c_{об}$ — 0,4—0,6; V^r — 48—51; C^r — 65—73; H^r — 4%; $Q_б^r$ — 6133—6629 *ккал/кг*.

В Согинском месторождении в эоценовой согинской свите (140—150 *м*), сложенной глинами с прослоями песчаников и конгломератов, залегают 3 пласта угля. Мощность двух нижних от 1,3 до 2,8 *м*, а верхнего 20 *м*. Угли бурые, %: W^p — 44—46; A^c — 4—6; $S^c_{об}$ — 0,45; V^r — 46—48; $Q_б^r$ — 6500—5700 *ккал/кг*. В Быковском месторождении угленосные палеогеновые отложения представлены той же согинской свитой (400 *м*) песчано-глинистых пород. Они заключают в себе до 14 пластов угля мощностью 0,2—1,7 *м*, в том числе 3 пласта рабочей мощности. Угли бурые, %: A^c — 6—17; $S^c_{об}$ — 0,6—1,6; V^r — 48—55; C^r — 64—72; H^r — 5—8; $Q_б^r$ — 6300—6900 *ккал/кг*.

В пределах Монголо-Охотской складчатой области и Сихотэ-Алинской складчатой системы палеогеновое (или палеоген-ранненеогеновое) углеобразование имеет большое промышленное значение.

В Амуро-Зейском прогибе угленосные отложения бузулинской свиты олигоцен-миоценового возраста развиты в северо-западной и центральных частях Нижнезейской впадины (район г. Свободного, бассейн среднего течения рек Зеи, Мал. и Бол. Пера). Бузулинская свита, залегающая несогласно на размытой поверхности кивдинской свиты и на более древних породах, состоит из переслаивания разнозернистых песков, песчаников, плотных глин и пластов бурого угля. Мощность ее колеблется от 50—100 до 300 *м*. В бузулинской свите Нижнебузулинской угленосной площади, расположенной между реками Зеей и Томью, выявлено 6 пластов угля мощностью 0,5—5,9 *м*.

В Свободненском (Нылгинском) и Мухинском (Шимановском) месторождениях установлено до 10 пластов угля, мощностью 0,1—50 *м*, из них 1—5 пласта рабочей мощности более 2 *м*, 1—2 пласта характеризуются большой мощностью: от 4—8 до 24—50 *м* (средняя 13,7 *м*). В районе ст. Ледяной в бузулинской свите выявлен на глубине 55 *м* пласт угля мощностью 13 *м*. Угли бурые группы Б1.

Угленосные отложения палеогенового возраста Среднеамурской и Удоминской впадин выделены под названием чреноречeнской и ушмунской свит, мощность которых по данным бурения и региональных геофизических исследований колеблется от десятков до 2000 *м*. Эти отложения развиты также в пределах Амуро-Амгуньской, Горинской и Усолгинской впадин. В Хунгарийском месторождении, а также в районах углепроявлений по рекам Акча, Налео, Бол. Иски, Им, Кур и другим развиты налевская и баранджинская свиты, изученные крайне недостаточно.

Налевская свита (250—300 *м*) представлена слабо уплотненными аргиллитами, алевролитами, песчаниками, редко туфогенными, конгломератами, углистыми аргиллитами, пластами бурого угля и лигнита. Количество пластов и пропластков угля достигает 25 с суммарной мощностью 16 *м*. По-видимому, подобные отложения залегают и в Эворон-Чумчагирской и Удыль-Кизинской впадинах. Угленосные отложения также известны в Верхнеамгунской впадине (углепроявления Баджальское, Мерекское, Гуджинское и др.).

Наиболее хорошо изучена угленосность палеогеновых образований в Среднеамурской впадине. Здесь установлены Хабаровский угленосный район (Базовское, Хабаровское, Мухенское, Гольденское месторождения, Оборо-Уссурийская площадь), Ушмунское, Литовское и Розенгартовское месторождения и целый ряд углепроявлений. В Хабаровском угленосном районе палеогеновые отложения по литологическим признакам и степени угленасыщенности подразделяются на следующие свиты (снизу вверх): чернореченскую угленосную (580—980 *м*), переяславскую неугленосную (300—400 *м*), оборскую угленосную (340—500 *м*).

Чернореченская свита олигоценового возраста залегает несогласно на размытой поверхности сильно выветрелых мезозойских пород (мощность коры выветривания 30 *м*). Она подразделяется на три подсвиты (снизу): нижнюю с двумя горизонтами — базальных конгломератов (50—100 *м*) и базовским угленосным (50—150 *м*); среднюю безугольную (250—400 *м*) и верхнюю угленосную (280 *м*). Базовский угленосный горизонт сложен аргиллитами, алевролитами, их углистыми разностями и пластами угля. Средняя безугольная подсвита состоит преимущественно из алевролитов с подчиненным количеством несортированных конгломератов, гравелитов и песчаников. Верхняя угленосная подсвита сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и пластами угля.

Переяславская свита олигоценового возраста представлена в основном песчано-галечниковыми породами с подчиненными им алевролитами. Того же возраста оборская свита состоит из перемежающихся толщ аргиллитов, алевролитов, песчаников, галечников, конгломератов и пластов бурого угля.

Угли палеогенового возраста бурые, %: W^a — 7—29 (среднее 11%); A^c — 7—40 (среднее 26%); V^r — 41—69 (среднее 50%); $S^c_{об}$ — 0,1—0,4 (среднее 0,5%); C^r — 61—77; H^r — 3—7; $Q_б^r$ — 5857—7773 *ккал/кг*.

Угленосные палеогеновые отложения в Сихотэ-Алинской складчатой системе располагаются в основном в южной, западной и северо-восточной частях Приморья. Палеогеновые угленосные отложения выполняют впадины Угловскую, Хасанскую, Бикинскую, Майхинскую, Супутинскую и др. Группа более мелких впадин тяготеет к Даубихинскому и Западно-Сихотэ-Алинскому и другим разломам. Палеогеновые отложения представлены континентальными осадками, в строении которых существенное участие принимает туфогенный материал. По-видимому, осадконакопление происходило в условиях почти непрерывной вулканической деятельности. Покровы четвертичных и молодых эффузивов маскируют действительные контуры площадей с палеогеновыми осадками.

Палеогеновые угленосные отложения расчленяются на майтунскую, угловскую и надеждинскую свиты. Майтунская свита обнаружена пока на одном Майхинском месторождении и заключает в себе 20 пластов угля, из которых 5—8 пластов являются рабочими. Угловская свита широко развита на всех месторождениях и представляет большой практический интерес на всей территории Приморья. Эта свита характеризуется высокой угленасыщенностью; она содержит от 20 до 33 пластов угля, объединенных в 8—19 групп, каждая группа представлена двумя-тремя пластами угля с промышленной характеристикой. Мощность рабочих пластов угля изменяется от 1 до 15 *м*, а на Бикинском, Чихезском и Реттиховском месторождениях она достигает 32,9 *м*. Строение пластов углей в основном сложное.

В пределах Бикинского месторождения угленосные отложения бикинской свиты (1800 *м*) верхнеолигоценового возраста залегают с угловым несогласием на мезозое. По степени угленасыщенности они расчленены (снизу вверх) на три подсвиты: нижняя угленосная (850 *м*) сложена алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, аргиллитами, углистыми аргиллитами и заключает в себе 12 пластов угля мощностью 0,6—5 *м*, объединенных в 4 группы (16—19). Средняя безугольная подсвита (150—200 *м*) состоит из аргиллитов, алевролитов и песчаников с тонкими прослоями угля. Верхняя угленосная подсвита (600—750 *м*), представленная песчаниками, аргиллитами, алевролитами, углистыми аргиллитами, содержит большое количество мощных угольных пластов, которых здесь насчитывается 21, причем только два из них составляют 20% разреза. Всего в бикинской свите заключены 33 пласта угля рабочей мощности, объединенных в 15 групп. Мощность пластов угля колеблется от 1 до 33 *м*, при среднем значении их от 1,6—3,2 до 4,9—7,8 *м*. Двадцать пять пластов характеризуются средней мощностью 1,3—3,5 *м*, а остальные 8 пластов относятся к группе мощных 3,5—33 *м*. Средняя суммарная мощность угольной массы всех пластов 109 *м*, а коэффициент угленосности равен 16. Угли бурые группы Б2, %: W^p — 34—42; A^c — 21—31; V^r — 48—53; $S^c_{об}$ — 0,5—0,7; $Q_б^r$ — 5981—6472 *ккал/кг*; C^r — 66—68; H^r — 5; выход смолы на сухой уголь — 6—10.

В Супутинском месторождении на размытой поверхности мезозойской и палеозойских пород залегают палеогеновые отложения супутинской свиты (эоцен — олигоцен), являющиеся аналогом угловской сви-

ты. Они разделяются на 5 горизонтов (снизу вверх): базальных конгломератов (до 50 *м*), нижний угленосный (250 *м*), нижний непродуктивный (250 *м*), верхний угленосный (200 *м*) и верхний непродуктивный (280 *м*). Последний является аналогом надеждинской свиты и сложен в основном туффитами и аргиллитами с обломками угля. В нижнем угленосном горизонте содержится 6 пластов угля, из них 3—4 имеют рабочую мощность от 3—15 до 22,6—27,6. В верхнем угленосном горизонте залегают 12—14 пластов угля, объединенных в 3 группы, в том числе с 10 пластами рабочей мощности 1—9,8 *м*. Угли бурые группы Б2, %: W^a — 5—21; W^p — 27—36; A^c — 19—40; $S^c_{об}$ — 0,2—1,1; V^r — 48—59; $Q_б^r$ — 6291—7770 *ккал/кг*; C^r — 67—70; H^r — 4—6, первичная смола на сухой — 9—10.

Угловский буроугольный бассейн (Артемовское и Тавричанское месторождения) играет важную роль в обеспечении топливом Приморского края. Здесь угловская свита (верхний эоцен — нижний олигоцен) залегает с резким угловым несогласием на размытой поверхности пород мезозоя и палеозоя. В ее основании находятся базальные конгломераты мощностью до 70 *м*, выделенные в непродуктивную толщу.

Продуктивная толща угловской свиты (500 *м*) представлена песчано-глинистыми осадками. В ней содержится до 33 пластов угля, из которых 8—10 представляют промышленный интерес с подсчетной мощностью 1,0—4,6 и реже 7,3—12,6 *м* (Тавричанское месторождение). В пределах Артемовского месторождения сближенные пласты угля объединяются в 8 групп по 1—2, реже 5—10 пластов в каждом. Артемовские угли бурые группы Б3, а тавричанские марки Б3, переходные к длиннопламенным, %: W^a — 5—9; W^p — от 15 до 22—26; A^c — 18—25; V^r — 47—49; $S^c_{об}$ — 0,4—0,5; $Q_б^r$ — 6900—7200 *ккал/кг*; C^r — 71—73; H^r — 6. Над продуктивной толщей залегает надеждинская свита (верхний олигоцен), сложенная алевролитами и аргиллитами с постоянной примесью вулканического пепла, с большим количеством кусочков бурого угля и пород угловской свиты.

В Майхинском месторождении в мантуйской свите среднеэоценового возраста 18—20 пластов угля, из которых 8 рабочей мощности 1,0—6,0 *м*, а в угловской свите (эоцен-олигоцен) залегает свыше 20 пластов угля мощностью 0,2—15,0 *м*, объединенных в 8 групп, из них 7—8 пластов рабочей мощности 1—2,6 до 7—15 *м*. Угли майтунской и угловской свит бурые группы Б2, %: W^a — 8—17; A^c — 11—24; V^r — 47—54; $S^c_{об}$ — 0,2—1,0; $Q_б^r$ — 6626—7742 *ккал/кг*. Близкие особенности имеют Хасанское и Березовское месторождения.

В Охотско-Корякской складчатой системе палеогеновые отложения изучены в Анадырском месторождении и на Западной Камчатке. В Анадырском районе угленосность относится к анадырской свите (олигоцен). Свита содержит до 28 пластов угля, из которых 10—12 имеют рабочую мощность. Мощность одного из пластов 13,2 *м*. Суммарная мощность всех пластов Анадырского месторождения 56 *м*. По содержанию летучих веществ и теплоте сгорания угли месторождений относятся к бурым и переходным от бурых к каменным. Запасы углей категорий A_2+B+C_1 40,4 млрд. *т*.

В центральной и южной частях Западной Камчатки палеогеновые угленосные отложения известны в Тигильском месторождении, где содержат 4 пласта рабочей мощности 0,9—3,7 *м* обычно сложного строения. На Напанском месторождении вскрыто 9 пластов мощностью от 0,6 до 2,3 *м*; на Хайрюзовском — 2 пласта мощностью 1,2 и 1,4 *м*. На обоих месторождениях встречаются многочисленные тонкие прослои зольного угля и большое количество углистых аргиллитов. Палеогеновые угли относятся к бурым углям группы Б3, переходным к длиннопламенным.

В Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе палеогеновые отложения распространены на Западном Сахалине, где они объединены в западно-камышевскую серию. Последняя, залегающая согласно на верхнемеловых породах, разделяется на три свиты (снизу): нижнедуйскую, краснопольевскую и такарадайскую. Всего в нижнедуйской свите залегает 40—70 пластов угля, в том числе от 10 до 30 с рабочей средней мощностью 1—1,2 *м* (при максимальной от 2,5 до 4,7 *м*). Пласты угля большей частью сложного строения. Угли в основном длиннопламенные, реже газовые, %: W^a — 0,6—7%, W^p — 4—10, A^c — 3—40% (среднее 25%), V^r — 41—54% (среднее 48%), $Q_б^r$ — 6920—8500 *ккал/кг*; C^r — 77—78; H^r — 5—7.

В краснопольевской свите (до 1500 *м*) верхнеэоценового возраста встречаются маломощные пласты угля, иногда достигающие рабочей мощности (например, Углегорский район).

На Аляске палеогеновые угленосные отложения, такие, как в Корякском нагорье и других регионах внутренней части ТПП, получили достаточно широкое распространение. Они известны в угленосном районе Матануска и Хишбон Хилл, на угольном поле Ярвис-Крик, на п-ове Канай в районе Хомер и на п-ове Аляска в районе Порт-Моллера и о. Унта.

В районе Матануска угленосная палеогеновая формация Чикалуп (1000 *м*) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми породами и пластами угля. Угольные пласты расположены в верхней ее части мощностью около 420 *м*. Здесь они залегают в 4 группах, каждая из которых состоит из трех и более пластов угля. Основная продуктивная группа (2-я сверху) носит название Премиер. Мощность пластов колеблется от 0,3 до 5, реже 7 *м*. Строение их сложное. Угли битуминозные, они содержат, %: влаги (W^a) 11—20; золы (A^c) 9—28; летучих (V^c) 31—47; серы ($S^c_{об}$) 0,2—1,0; углерода (C^c) 54—80; водорода (H^c) 4—6; теплота сгорания ($Q_б^c$) по Btu* от 10 500 до 14 000 ед. Запасы угля на 1952 г. составляли 102 млн. *т*.

На п-ове Кенай в районе Хомар развита палеогеновая угленосная кенайская формация (1600 *м*), сложенная песками, глинами и пластами углей. В ней залегают до 30 пластов угля рабочей мощности от 1 до 2 *м* и многочисленные тонкие пласты угля. Угли от бурых (суббитуминозных) до лигнитов с содержанием влаги (W^c) 16—30%, золы (A^c) 3—22%; серы ($S^c_{об}$) 0,1—0,7%; летучих веществ (V^c) 31—41%; углерода (O^c) 24—41%; теплота сгорания ($Q_б^c$) по Btu 6640—12 620 ед. Запасы угля составляют 400 млн. *т*.

В угольном поле Ярвис-Крик палеогеновые отложения сложены слабо цементированными песчаниками, аргиллитами, конгломератами и пластами угля мощностью 530 *м*. Здесь насчитывается до 30 пластов угля мощностью от 0,1 до 2,1, реже 4 *м*, в том числе около 10—15 пластов рабочей мощности 0,7—2, максимум 4 *м*. Основная угленосность приурочена к средней части разреза. Угли суббитуминозные с содержанием влаги (V^c) 20—23%, золы (A^c) 5—13%, серы ($S^c_{об}$) 0,3—1,4%; летучих веществ (V^c) 35—43, углерода (C^c) 24—35%; теплота сгорания ($Q_б^c$) 8000—12 000. Запасы угля 88 млн. *т*.

На п-ове Аляска, в районе Порт-Моллера, и о. Унта среди палеогеновых отложений (3000 *м*), представленных вулканогенными песчаниками, черными глинами, конгломератами, залегают «пачка унга» (260 *м*) с тонкими пластами лигнита, достигающими рабочей мощности.

Палеогеновые угленосные отложения широко развиты во многих районах Японских островов, особенно на о-вах Хоккайдо, Хонсю и Кюсю. На о. Кюсю нижняя базальная часть палеоценовых образований извест-

* 1 Btu = 0,259 *ккал/кг*.

на под названием группы Амакуса (20—3000 *м*). Она сложена пурпуро-красными терригенными отложениями. Выше них залегает *угленосная толща Армана (до 1000 м), представленная бурыми песчаниками*, темными аргиллитами, иногда с прослойками известняков. В ней выявлено до 9 пластов угля мощностью 0,4—4 *м*, в том числе 3—6 рабочей мощности (0,9—2,5, иногда до 4 *м*). Уголь битуминозный, хорошо коксующийся, реже антрацит, %: W^a — 0,7—0,9; A^c — 9—34; $S^c_{об}$ — 0,6—3; V^r — 42—45; C^r — 78; H^r — 5; $Q_б^r$ — 7400—8190 *ккал/кг*.

Эоценовые угленосные отложения группы Ногата (200—900 *м*), сложенные морскими толщами песчаников с глауконитом, темно-серыми аргиллитами, красными песчаниками и пластами угля, распространены в северной части о. Кюсю. С группой Ногато связана угленосность многих месторождений. Наибольшая угленосность приурочена к месторождению Мунаката, где выявлено до 5 рабочих пластов угля мощностью 0,8—1,4 *м*, а также месторождениям Тикухо, Асукара, Косуя, где установлено от 5 до 20 пластов угля, из которых 5—10 с рабочей мощностью 1—3 *м*. Угли битуминозные и антрацит: W^a — 4%; A^c — 7%; V^r — до 43%; $S^c_{об}$ — 0,7%; $Q_б^r$ — 7000—7200 *ккал/кг*.

Весьма широко развитые на Японских островах угленосные отложения *олигоцена представлены на о. Кюсю группой Оцудзи* (600—1000 *м*), на о. Хонсю — группой Сирамидзу (до 700 *м*) и на о. Хоккайдо — группой Иссикари (до 3000 *м*).

На о. Кюсю группа Оцудзи является основной угленосной свитой палеогенового углеобразования. Она обычно несогласно залегает на *подстилающих формациях, в том числе и угленосных группы Ногата*. В группе Оцудзи выявлено от 4 до 8 рабочих пластов угля мощностью от 0,4—1,8 до 2,3—3,5 *м*. Угли полубитуминозные и битуминозные с $Q_б^r$ — 72 000—75 000 *ккал/кг*.

На о. Хонсю угленосные отложения группы Сирамидзу в нижней части (450 *м*) сложены вначале базальным конгломератом (50 *м*), выше которого располагается угленосная свита Иваки (до 400 *м*), заключающая от 2 до 7 рабочих пластов угля мощностью от 0,7—1 до 1,7—2 *м*. Угли от бурых группы Б3 до длиннопламенных (битуминозных).

На о. Хоккайдо угленосность приурочена к нижнеолигоценовым отложениям группы Исикари (700—3000 *м*). Эта группа сложена глинистыми и песчаными породами с пластами угля. Всего в угленосных свитах группы насчитывается до 150 пластов и пропластков угля мощностью от 0,3 до 8 *м* сложного строения. Количество рабочих пластов колеблется от 4—5 до 16—21 с мощностью их от 0,7—2,2 до 4—6 *м*. Угли группы Исикари эксплуатируются в бассейне Исикари, месторождениях Румон (группа Урю), Кусиро (группа Урахоро), Кудзи, Кобато (группа Кобато). Угли полубитуминозные и битуминозные, коксующиеся с W^p — 1,4—4%, A^c — 5—11%, V^r — 42—48%.

Олигоценовые угленосные отложения развиты также в районах, расположенных к югу от р. Амур.

Палеогеновые континентальные угленосные отложения распространены и на восточном и западном побережьях Корейского полуострова.

Отложения угленосной свиты Пусон (Анчжу) выявлены на небольших площадях южнее бассейна Пхеньян, известных как месторождения Саривон, Анчжу и Качхон. Они представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, *многочисленными пластами бурого угля, в том числе до* 7 пластов с рабочей мощностью от 0,9 до 1,2—5 *м*. Средняя суммарная мощность рабочих пластов 12 *м*. Угли бурые группы Б3; W^p — 12—18%; $S^c_{об}$ — до 0,3%; $Q_н^p$ — 5300 *ккал/кг*.

Олигоценовые отложения свиты Йондон широко распространены в северной части Корейского полуострова, известны в южном и северном бассейнах провинции Пхенан-Намдо, а также на небольшой

площади в районе месторождений Анчжу, Когон. Здесь свита Йондон мощностью до 150 *м* представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами и пластами бурого угля рабочей мощности до 2,8 *м* (при средней 2 *м*). Угли бурые группы Б3, аналогичные свите Пуансон.

В южной части Корейского полуострова в бассейне Йонил олигоценовые угленосные отложения свиты Чанги (аналог свиты Йондон) мощностью до 700 *м* залегают на меловых отложениях. Они состоят преимущественно из конгломератов и песчаников с аргиллитами и пластов бурых углей рабочей мощности.

Неогеновое углеобразование по масштабу значительно уступает палеогеновому. Оно имеет промышленное значение на востоке СССР лишь в Вилюйской синеклизе, в Приамурье, Приморье на п-ве Камчатка и о. Сахалин, а из зарубежных районов — на Аляске, Японских островах и Корейском полуострове.

В Ленском угольном бассейне в пределах Вилюйской синеклизы широко развиты неогеновые континентальные отложения миоцен-плиоценового возраста, представленные двумя свитами: тындинской (450—680 *м*) и баягинской (до 150 *м*). Верхняя угленосная подсвита тындинской свиты имеет мощность на юге 55, а на севере 300 *м* и соответственно в ней залегают на юге 2 пласта, а на севере, в районе р. Алдана,— 19 пластов угля, в том числе 9 с рабочей мощностью от 1 до 11 м. Максимальная суммарная мощность угольных пластов 44 *м*, а наибольший коэффициент угленосности — 16.

В Приамурье неогеновые отложения распространены в бассейне среднего и нижнего течения р. Зеи и ее притоков. Они представлены сазанковской и белгородской свитами. Верхнемиоценовая сазанковская свита (100 *м*) сложена в основном песками, с гравием, галькой, линзами глин и линзовидными залежами лигнита мощностью 0,2—7,1 *м* (Уралковское и Малосазанковское месторождения). Белгородская свита плиоцен-нижнечетвертичного возраста (60—120 *м*) состоит из крупнозернистых песков с гравием и прослоями галечников.

Условия для неогенового углеобразования в Приморье были неблагоприятными. Неогеновые (миоценовые) угленосные отложения давыдовской свиты (600 *м*) не представляют промышленного интереса, несмотря на их довольно широкое распространение.

В Верхояно-Колымской складчатой области имеются редкие неогеновые месторождения, образовавшиеся бóльшей частью в эрозионных впадинах, например месторождения Финиш и Тагынья с четырьмя пластами угля мощностью от 1,1—4 и до 20 *м*. Довольно крупное Эльгенское месторождение расположено в северо-западной части обширной Сеймчано-Буюндинской впадины, выполненной мезозойскими осадками и покровами более молодых эффузивных пород, на размытой поверхности которых залегают палеогеновые галечники и неогеновая толща с многочисленными пластами угля. В месторождении лигнитовых углей в бассейне нижнего течения р. Омолон разрез неогеновых отложений представлен белыми глинами с пластами лигнитовых углей, мощность которых не превышает 2,5 *м*. Уяндинское месторождение сложено глинистыми алевролитами с прослоями песков (230—460 *м*) с девятью угольными пластами и прослоями угля, из которых 4 представляют промышленный интерес. Их мощность равна 1,5—2,5 *м*, а в отдельных точках она достигает 5—6 *м*. Угли бурые, %: W^a — 7—14; A^c — 13—14; V^r — 58—67; $S^c_{об}$ — 0,2—0,7; $Q_б^r$ — 5250—5870 *ккал/кг*.

Неогеновые угленосные отложения, широко развитые на п-ове Камчатка, содержат большое количество промышленных пластов бурого угля, выявленных на месторождениях Крутогоровском, Анадыро-Паланском, Подкагерном, Корфовском и др. Угленосность их характеризуется табл. V-5.

Таблица V-5

Характеристика угленосности неогеновых месторождений Камчатки

Месторождение	Общее кол-во пластов угля	Кол-во пластов рабочей мощности свыше 0,6 *м*	Суммарная мощность угольной массы, *м*	Колебания мощности отдельных пластов, *м*
Крутогоровское	11	5	16,0	1,0—30,0
Паланское	1—26	В отдельных точках достигает 14	—	0,4—3,0
Подкагерное	23	17	22	
Корфовское (Восточная Камчатка)	Более 40	11	—	0,5—7,0
Леоновское	12	6	17,7	

Неогеновые угленосные отложения занимают большую часть территории о. Сахалин. Они залегают либо согласно на палеогеновой такарадайской свите и ее аналогах, либо с несогласием на меловых и более древних породах.

Наибольший интерес в отношении угленосности представляет верхнедуйская свита (300—1200 *м*) среднемиоценового возраста, сложенная песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами угля рабочей мощности. Нижняя часть свиты (200—300 *м*) обычно содержит непромышленные пласты угля. Средняя (100—500 *м*) и верхняя части (200—500 *м*) содержат пласты угля рабочей мощности. Общее количество пластов в свите колеблется от 10 до 27, в том числе рабочих от 7 до 19. Средняя мощность рабочих пластов 1,1—1,5 *м* (при максимальной мощности их от 3—4 до 8,12, реже 30 *м*; Вахрушевское месторождение).

В верхнедуйской свите угли представлены всей гаммой степени углефикации: Б3, Д—Г6, Г14, Ж—К8, К8—К14 и Т. Из них преобладают бурые угли, затем идут длиннопламенно-газовые спекающиеся. Меньше всего тощих углей. Бурые угли характеризуются следующим составом, %: W^a — 6—19; W^p — 18—22; A^c — 3—39 (среднее 20); V^r — 37—57 (среднее 50); $Q_б^r$ — 6350—7500 *ккал/кг*; C^r — 70—75; H^r — 5—7.

Проявление промышленных углей неогенового времени установлено также в Тункинской и Бузулинской впадинах Забайкалья. В первой выявлено свыше 18 пластов угля, из которых 7 рабочих мощностью от 1,8—3,9 до 8,1—21,0 *м*. Угли бурые группы Б2. В Бузулинской впадине — 5 пластов угля, из них 2 рабочей мощности 1,4—3 *м*. Угли бурые.

Неогеновые угленосные отложения на Аляске проблематично установлены в угленосном районе Хили-Крик, Лигнит-Крик (Ненана), Белуга-Йентна и в месторождении, расположенном вблизи ст. Брод-Поле. Здесь возраст их условно принимается за палеоген-неогеновый.

В районе Хили-Крик и Лигнит-Крик (Ненана) угленосная формация (300—1025 *м*) сложена песчаниками, алевролитами, глинами, конгломератами и пластами угля. В ней залегает свыше 32 пластов угля мощностью от 0,3 до 16,5 *м*. Общая мощность колеблется от 28—55 до 72—115 *м*. Угли в Хили-Крик суббитуминозные, а в Лигнит-Крик — от лигнита до суббитуминозных. Их характеристика следующая, %: W^a — 11—25; A^c — 4—13; $S^c_{об}$ — 0,1—0,3; V^c — 33—43; C^c — 29—35; $Q_б^c$ — 9000—11 000 Btu. Общие запасы угля оцениваются в 2268 млн. *т*.

В угленосном районе Белуга-Йентна, расположенном к северо-западу от зал. Кук между долиной р. Суситна на востоке и хр. Аляска на западе и севере, в угленосной кенайской формации (600 *м*), представленной аргиллитами, песчаниками и конгломератами, залегает многочисленное количество пластов угля рабочей мощности от 0,75 до 16 *м*. Мощность большинства угольных пластов свыше 3 *м*, а пласта Чуитна — от 6 до 16 *м*. Угли от лигнитов до суббитуминозных, %: W^c — 20—33; A^c — 2—17; $S^c_{об}$ — 0,1—0,6; V^c — 30—40; $Q_б^c$ — 8000—12 000 Btu. Общие запасы угля 2400 млн. *т*, в том числе 2200 млн. *т* в пластах мощностью более 3 *м*, сконцентрированных на площади менее чем 400 миль^2.

На месторождении Брод-Пасс угленосная формация изучена слабо, не выяснено даже общее количество пластов угля, заключенных в ней. Открытым способом, штольнями и шахтой разрабатываются два вышележащих пласта угля: верхний мощностью 2,1—2,8 *м* и нижележащий мощностью 1,8—3 *м*. Угли характеризуются следующими данными, %: W^a — 8—34; A^c — 8—34; V^c — 30—46; C^c — 21—34; $Q_б^c$ — 7000—9000 Btu.

Неогеновые угленосные отложения миоценового и плиоценового возраста на Японских островах широко развиты на о-вах Кюсю и Хоккайдо. На о. Кюсю в месторождениях Сасебо и Яме угленосная группа Сасебо миоценового возраста (более 400 *м*) располагается на морской свите Асия (палеоген). Она представлена белыми песчаниками с аргиллитами, туфами и туфобрекчиями, в нижней части с морской фауной. В группе Сасебо заключено до 20 пластов угля мощностью 0,1—1 *м*, в том числе 10 пластов рабочей мощности 0,3—1 *м*. Угли коксующиеся, битуминозные, %: W^a — 3; V^r — 37; A^c — 16; $S^c_{об}$ — 1,4; $Q_н^p$ — 5900—7000 *ккал/кг*. На остальной части о. Кюсю нижнемиоценовые образования (1300 *м*) представлены песчаниками и аргиллитами пресноводных, солоноватоводных и морских фаций. Они содержат многочисленые тонкие прослойки угля.

На о. Хоккайдо угленосные отложения миоценового возраста относятся к ярусу Кавабата формации Хабаро и ее аналогам Соя, Каянума, Тампу, Канаяма и Ноя. В них выявлено 3—6 рабочих пласта угля мощностью от 0,3—0,6 до 2,5—4 *м*. К наиболее крупным месторождениям формации Хабаро и ее аналогов относятся Каянума, Темпоку, Накауава, Томамаэ, Урю, Эмабе, Хидака, Румон. Угли в них в основном битуминозные, реже полубитуминозные, а на месторождениях Темпоку и Накачава лигниты. Плиоценовые угленосные отложения формации Такинава на о. Хоккайдо установлены в двух месторождениях — Нумайто и Токати. Здесь в формации Такинава залегает 2—3 пласта лигнита рабочей мощности 0,6—1,3 *м*.

На о. Хонсю угленосная толща миоценового возраста (формации Фугеси и зеленых туфов) установлена на месторождениях угля Симонита, Могами, Ниситигава, Хигаситикума, Ното, Кумано, Музуэ и др. В них выявлено от 2—3 до 9, реже 20 пластов угля, в том числе от 1—3 до 9 пластов рабочей мощности 0,5—2 *м* (при максимальной 7 *м*). Угли полубитуминозные, некоксующиеся, коксующиеся, битуминозные, реже антрацит (Кумано) и лигнит.

В миоценовых отложениях месторождений Такасаки, Овари-Мино, Миэ, Ното и других залегают 2 пласта лигнита рабочей мощности от 0,5—0,7 до 2,5 *м* (теплота сгорания от 2800 до 4000—4500 *ккал/кг*). Кроме того, в плиоценовых отложениях группы Сендай на месторождениях Кинтанами, Мияги, Атердзава, Окитама Овари-Мино выявлены 2—3 рабочих пласта лигнитов мощностью 0,5—1 реже 2 *м* (теплота сгорания 4500—5000 *ккал/кг*).

Неогеновые угленосные отложения на Корейском полуострове развиты преимущественно на восточном побережье. Они залегают несо-

гласно на размытой поверхности эффузивных пород свиты Намсок олигоценового возраста или на более древних отложениях. Неогеновые образования известны под названием серии Мёнчхон (1730 *м*) и представлены снизу свитами: Пхеннюк (нижний миоцен; 400—950 *м*); Хамчжин (средний миоцен; от 80—200 до 400 *м*), Кымсо (средний миоцен; 100—200 *м*), Кочхам (верхний миоцен, 80—180 *м*) и Кидон (верхний миоцен, 150—200 *м*).

Свита Пхеннюк представлена в основном морскими, а местами озерно-континентальными угленосными конгломерато-песчаными образованиями. В последних установлено свыше 10 пластов угля, в том числе 2—4 рабочей мощности от 0,6—1,0 до 5—10 *м* каждый. К этой свите приурочены угленосные районы Кильчжу-Мёнчхонский (Южный бассейн) и Туманганский (Северный бассейн), Кансон-Нанамский, а также бассейн Йонил. Вышележащие свиты Хамчжин и Крымсо сложены в основном морскими образованиями и являются неугленосными.

Второй период углеобразования в неогене связан со свитой Кочхам (Чинсан, Чхонбук), сложенной песчаниками, алевролитами, аргиллитами, в которых заключены до 11 пластов угля мощностью в большинстве случаев до 1 *м* каждый (лишь изредка 5 *м*). С угленосными отложениями этой свиты связаны в основном месторождения Кильчжу-Мёнчхонского угленосного районов, бассейн Йонил.

Угли миоценового возраста бурые, %: W^a — 9—17; A^c — 4—30; $S^c_{об}$ — 0,2—3,8; V^r — 35—48; C^r — 50—69; $Q_б^r$ — 4400—6480 *ккал/кг*.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Стратиграфическое распределение угленосных поясов и узлов. Проделанный обзор эпох углеобразования показал, что на Востоке СССР и в сопредельных территориях карбоновое углеобразование появилось лишь в северо-западной и юго-восточной частях ее в обрамлении Сибирской и Северо-Китайской платформ. На северо-западе оно отмечено в Западном Верхоянье и является периферической зоной, не представляющей промышленного интереса, Тунгусской угленосной провинции (Сибирский узел углеобразования). На юго-востоке карбоновое промышленное углеобразование широко развито в пределах Китая и в значительно меньшей степени в Корее. В северной части ТПП Карбоновое углеобразование охватило только незначительную часть Аляски (ранний и поздний карбон).

Пермское углеобразование отмечается на территории СССР в Западном Верхоянье и Оленекском поднятии Сибирской платформы, являясь периферической зоной Сибирской угленосной провинции (Таймырский, Тунгусский бассейны). Южнее оно достигло значительного развития с мощным центром углеобразования на территории Северо-Китайской платформы, на Корейском полуострове, в меньшей степени в Монголии, на Японских островах и в южной части Советского Приморья.

Триасовое (точнее позднетриасовое) углеобразование проявилось незначительно на западном склоне Западного Верхоянья и более заметно в южной части Советского Приморья и Японских островах.

С юрским углеобразованием связаны в СССР крупные бассейны Ленский и Южно-Якутский, месторождения Забайкалья, Амурской области и Хабаровского края; Северо-Китайской платформы, Монголии, Корейского полуострова и островов Японии (о. Хонсю).

Еще более широкое распространение получило меловое углеобразование. Оно охватило территорию Монголии, Приамурья и Приморья Северо-Востока СССР, п-ов Камчатка, о. Сахалин, п-ов Аляска, Японские острова. Только в самой южной части рассматриваемой территории, южнее р. Амур, в меловое время были неблагоприятные условия

Таблица V-6

Распределение запасов углей на Востоке СССР по возрасту и марочному составу, млрд. *т*

Районы	Общие геологические запасы по общесоюзному подсчету 1956 г.												
		По возрасту						По марочному составу					
	Всего	Триас	Юра	Юра — мел	Мел	Палеоген	Неоген	ПА + Т	ОС + К + Ж	Г	Д	Б3	Б2 + Б1
Вилюйская синеклиза и Приверхоянский краевой прогиб (Ленский бассейн) . . .	2647,24	—	567,37	—	2056,31	3,56	20,00	1,49	195,50	195,00	749,80	—	1505,45
Южно-Якутская группа впадин (Южно-Якутский бассейн)	40,05	—	40,05	—	—	—	—	—	39,60	0,45	—	—	—
Забайкальская группа впадин	8,37	—	—	—	8,28	—	0,09	—	—	0,59	0,59	3,80	3,39
Амуро-Зейский прогиб (Амурская область)	0,80	—	—	—	0,20	0,30	0,30	—	0,02	0,01	—	—	0,77
Приамурье (Хабаровский край)	26,21	—	—	—	25,31	0,90	—	0,03	9,02	16,26	—	—	0,90
Приморье (Приморский край)	8,79	0,13	—	—	3,62	5,04	—	0,90	0,45	0,66	1,75	0,11	4,92
Сахалин	20,09	—	—	—	0,77	5,12	14,20	0,05	1,80	0,85	7,08	4,94	5,37
Северо-Восток (с Камчаткой)	239,97	—	—	—	165,69	61,23	13,05	2,87	106,99	3,84	1,72	—	124,55
Итого	2991,52	0,13	607,43	—	2260,18	76,15	467,64	5,34	353,33	217,66	760,94	8,85	1645,35
Всего по СССР	8669,51*	0,84	2101,11	—	2510,60	133,59		1080,45	1952,71	819,32	1330,02	474,02	3012,91

* Из 8669,51 млрд. *т* приходится на палеозойское углеобразование 3923,37 млрд. *т*, в том числе на девонское — 0,09; раннекарбоновое — 155,76; средне- и позднекарбоновое — 519,52; пермское — 3248,00.

Продолжение табл. V-6

Районы	Общие геологические запасы, по подсчетам, произведенным с 1957 по 1966 г.												
		По возрасту						По марочному составу					
	Всего	Триас	Юра	Юра — мел	Мел	Палеоген	Неоген	ПА + Т	ОС + К + Ж	Г	Д	Б3	Б2 + Б1
Вилюйская синеклиза и Приверхоянский краевой прогиб (Ленский бассейн) . . .	2647,24	—	567,37	—	2056,31	3,56	20,00	1,49	195,50	195,0	749,80	—	1505,45
Южно-Якутская группа впадин (Южно-Якутский бассейн)	40,05	—	2,86	37,19	—	—	—	0,16	39,45	0,44	—	—	—
Забайкальскаа группа впадин	20,95	—	2,07	9,26	3,34	—	6,28	—	—	1,69	4,12	5,13	10,11
Амуро-Зейский прогиб (Амурская область)	5,40	—	0,05	0,07	0,70	4,57	0,01	0,01	0,24	0,29	0,28	—	4,58
Приамурье (Хабаровский край)	32,58	—	—	—	25,27	7,31	—	—	—	25,27	—	—	7,31
Приморье (Приморский край)	14,86	0,19	—	—	5,13	9,54	—	1,05	0,35	3,81	0,11	0,51	9,03
Сахалин	19,95	—	—	—	0,80	4,99	14,16	0,20	1,29	2,72	5,23	—	10,51
Северо-Восток (с Камчаткой)	339,97	—	—	—	165,69	161,23	13,05	2,87	106,99	3,84	1,72	—	224,55
Итого	3121,00	0,19	572,35	46,52	2257,24	191,20	53,50	5,78	343,82	233,06	761,26	5,64	1771,54
Всего по СССР	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

для углеобразования, и здесь угленосные отложения отсутствуют. По площадному развитию и объему угленасыщенности меловое углеобразование не имеет себе равного. В прибрежно-морских условиях на завершающейся стадии становления складчатых областей образовались колоссальные запасы каменных углей раннемелового времени. На востоке Тихоокеанского пояса, в регионах, где продолжался (или завершался) геосинклинальный режим: Аляска, Анадырский район, п-ов Камчатка, о. Сахалин, Японские острова — раннемеловые угленосные отложения отсутствуют, но зато здесь широко развиты позднемеловые угленосные образования со значительными запасами углей. Таким образом, наблюдается отчетливая закономерность и миграция угленосных отложений мела, подчиненная общему направлению геологического развития рассматриваемой территории.

Палеогеновое углеобразование широко развито как во внешней, так и во внутренней зоне ТПП. Оно охватило на Востоке СССР Амурскую и Хабаровскую области, Приморский край, п-ов Камчатку, о. Сахалин, северо-западную часть Якутской АССР, а также бассейн рек Сунгари и Уссури, Корейский полуостров, Японские острова и Аляску. На этой площади в угленосных отложениях сосредоточены крупные запасы углей.

Неогеновое углеобразование значительно уступает по своему объему палеогеновому, хотя по площади оно сопоставимо с последним. Неогеновые угленосные отложения развиты в СССР в Забайкалье, Якутской АССР, Амурской области, Приморском крае, северо-востоке п-ва Камчатка, о. Сахалин, а также на Японских островах, Корейском полуострове и проблематично на Аляске.

Для всех эпох углеобразования вполне отчетливо устанавливается взаимосвязь пространственного размещения угленосных отложений как с геосинклинальными — складчатыми областями в основном на завершающей стадии их развития, так и со сводово-глыбовыми областями, включая области активизации.

Распределение запасов углей по структурам, возрасту и марочному составу. Об интенсивности углеобразования отдельных эпох можно судить по результатам подсчета запасов углей по возрасту, проведенных на территории СССР, входящей в северо-западную часть ТПП (табл. V-6).

Из приведенной характеристики отдельных этапов углеобразования видно, что главнейшим является меловой, угольные запасы которого составляют 72% от общих запасов описываемой территории. Этот же этап углеобразования является наиболее перспективным в отношении увеличения запасов углей. Юрский этап углеобразования занимает второе место, с запасами углей 18%. Третье место принадлежит палеогеновому (6%), четвертое — неогеновому (1,7%).

Другой интересной особенностью является характер изменения качества углей в зависимости от положения их в разрезе и на площади. Из табл. V-6 видно, что 55% от суммы всех имеющихся углей относится к бурым углям группы Б1, Б2; 26% — к длиннопламенным; 10% — к спекающимся (жирным, коксовым, отощенно-спекающимся); 8% — к газовым.

Сравнение левой и правой частей табл. V-6 показывает, что за последние годы существенно возросли запасы углей в Забайкальской группе впадин, в Амуро-Зейском прогибе, Приамурье и Приморье, а также на Северо-Востоке СССР. Особенно заметен рост запасов палеогеновых углей.

Из общегеологических запасов СССР, определенных в 8669,5 млрд. *т*, на долю углей ТПП в пределах СССР приходится 2991 млрд. *т*, или 35%, соответственно на триасовое углеобразование 0,84—0,13 млрд. *т* (15%), на юрское 2101—607 млрд. *т* (29%), на меловое — 2611—

2260 млрд. *т* (90%) и на палеогеновое и неогеновое — 134—124 млрд. *т* (90%).

Районы Забайкалья и Дальнего Востока, несмотря на наличие в них обширных перспективных площадей распространения угленосных отложений (рис. VI-1), испытывают большой недостаток в топливе. Проведенные в последние годы в незначительном объеме гелогоразведочные работы позволили выявить крупные месторождения энергетических углей, пригодных для открытых работ. Это Олонь-Шибирское, Никольское, Харанорское, Татауровское, Ахалинское и другие в Забайкалье; Свободненское и Шимановское в Амурской области; Бикинское, Чихезское, Ореховское, Шитухинское, Реттиховское и другие в Приморском крае. Разведанные запасы углей в районах Забайкалья, Приамурья, Приморья, Северо-Востока СССР, о. Сахалин составляют всего лишь 37 млрд. *т*, в том числе балансовых 30 млрд. *т* (по категории $A+B+C_1$ — 17 и C_2 — 13 млрд. *т*), что говорит о слабой степени изученности. С целью удовлетворения потребности народного хозяйства Востока СССР в угле необходимо значительно усилить проведение поисковых и геологоразведочных работ на уголь, и в первую очередь на угленосных перспективных площадях, тяготеющих к Сибирской и Дальневосточной железнодорожным магистралям: на месторождениях Забайкалья и Дальнего Востока, а также в Хабаровском районе, в Нижнезейском, Буреинском, Суйфунском, Угловском, Сучанском, Сахалинском бассейнах, значительные площади которых остаются совершенно неизученными.

Для развития металлургии в восточных раойнах СССР мощными и наиболее экономически выгодными районами по добыче высококачественных коксующихся углей могут явиться Южно-Якутский, Ленский и Зырянский басейны с их огромными запасами. Однако эти бассейны изучены еще крайне слабо. Необходимо также продолжить изучение Буреинского и Сучанского бассейнов с газовыми хорошо спекающимися углями; их значительные площади остаются совершенно не изученными.

Основной задачей поисковых и разведочных работ на перспективных площадях должны явиться поиски месторождений коксующихся малозольных углей и месторождений, пригодных для открытых работ.

Не менее важным в использовании угля должно явиться комплексное энергохимическое применение его: летучих веществ и битумов в химическом производстве и твердого остатка высокотемпературного кокса и полукокса для энергетических целей (высококачественное бездымное топливо).

Необходимо также обратить внимание на комплексность разведки и добычи угля и других полезных ископаемых, встречаемых либо во вмещающих угольный пласт породах, либо в самом угольном пласте: редкие и рассеянные элементы, пески для стекольной промышленности, огнеупорные глины, серо-кислотное (пирит, марказит) и лако-красочное (смола) сырье и др.

ГЛАВА VI

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Перспективные на нефть и газ комплексы отложений в пределах Востока СССР размещаются в тесной связи с крупнейшими региональными структурами. Древнейшие докембрийские и нижне-среднепалеозойские перспективные отложения обнажаются на крайнем юго-востоке Сибирской платформы, в контурах Колымского, Буреинского, Ханкайского и других массивов и в окраинных частях Монголо-Охотской складчатой области. Верхнепалеозойские, возможно нефтеносные, образования развиты на эпигерцинском субплатформенном обрамлении Северо-Китайской платформы, в чехле Колымского массива, на бортах Ханкайского и других массивов и некоторых погребенных жестких глыб в складчатых зонах (Сихотэ-Алинской, Верхоянской и др.).

Мезозойские комплексы приурочены к впадинам и прогибам Верхояно-Колымской, Монголо-Охотской складчатых областей и Сихотэ-Алинской складчатой системы и в меньшей мере к выходам мезозоя внутри кайнозойской складчатой зоны. Наконец, кайнозойские отложения с доказанной и вероятной нефтегазоносностью характерны для кайнозойских геосинклинальных — складчатых областей и систем и в ограниченном масштабе для окраинных областей мезозоид. Бóльшая часть этих региональных структур входит в Западно-Тихоокеанский нефтегазоносный пояс [Нефтегазоносные бассейны..., 1960]. В составе этого пояса, по представлениям М. К. Калинко [1964, 1967], различаются Анадырская, Камчатская, Сахалинская, Японская и другие нефтегазоносные области. Нефтегазоносность сопредельной с Северо-Восточной Азией территории Аляски подробно освещена в работах НИИГА [Егиазаров, 1968; Геология и перспективы..., 1972].

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ — РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Наиболее древние отложения в установленными признаками нефтегазоносности — это позднепротерозойские (рифейские, синийские) и нижнекембрийские породы Аяно-Майского района, расположенного на восточном склоне Алданского щита и в Юдомо-Майском прогибе. Рифейский комплекс представлен морской карбонатно-терригенной толщей, трансгрессивно лежащей на кристаллическом основании. Мощность его в платформенной части 2500 *м*, в Юдомо-Майском прогибе — более 5000—6000 *м*. Кембрийские карбонатные отложения алданского и ленского ярусов достигают 1500—3000 *м* мощности.

Почти во всех свитах рифея и кембрия встречаются проявления нефти и нафтидов в диффузно-рассеянном состоянии, в виде точечных включений, каплеобразных выделений, пропитывания пород, вязких и твердых асфальтов, асфальтитов, керитов и выполняющих тонкие трещины антроксолитов. Среднее содержание органического вещества в породах рифея колеблется от 0,38 (омнинская свита) до 0,62 вес. % (ципандинская свита); исключение составляет малгинская свита, где оно

повышается до 1,74 вес. %. Среднее содержание диффузно-рассеянных битумоидов изменяется от 0,002 до 0,2, максимальное (ципандинская, малгинская и кандыкская свиты) 0,1 вес. %.

Рассеянные соединения представлены в основном свободным хлороформенным битумом А, который приурочен к отложениям лахандинской (до 1,7% от общего количества органического вещества), ципандинской (до 1,5%), малгинской (до 2,6%) и кандыкской (до 3,4%) свит. Битум нейтральный, характеризуется высоким содержанием углерода и водорода (отношение $C:H=7,1\div9,7$), что свидетельствует о его нефтяной природе. По данным хроматографии и инфракрасной спектроскопии масляная фракция битума А из малгинской и кандыкской свит сопоставима с маляными фракциями нефти. В составе петролейно-эфирных фракций преобладают алканы и ароматические углеводороды.

Наибольшие содержания битумов приурочены к глинистым породам, с увеличением обломочных фракций их количество уменьшается. В карбонатных породах присутствует, кроме того, связанный битум С. Битумы преимущественно автохтонные, хотя имеется некоторая часть аллохтонных (иммигрировавших) [Гудзенко, 1966].

Полужидкие нефти и нафтиды образуют вытопы и натеки на плоскостях напластования и поверхностях трещин. В зонах дробления нефть окрашивает кальцитовые прожилки в желтые и коричневые тона. Наиболее обильна нефтепроявлениями малгинская свита. В верхней ее части выделяется горизонт мощностью 20—30 *м*, сложенный тонкоплитчатыми горючими сланцами, которые легко загораются от спички и горят ярким коптящим пламенем. В трещинах сланцев скапливается жидкий нафтид. Капли жидкой нефти содержатся также в кавернах доломитов ципандинской и трещинах водорослевых известняков лахандинской свит.

Среднее содержание органического вещества в породах кембрия такое же, как и в отложениях рифея, за исключением иниканской свиты, где оно повышается до 3,3%. Рассеянные битумы встречаются примерно в таких же количествах, как и в рифейских породах. Как и в рифее, битум преимущественно нейтральный, маслянистый, редко осмоленный, иногда окисленный. Наиболее насыщены рассеянными битумами породы глинистого состава и известняки.

Выделения нафтидов свойственны карбонатным породам юдомской свиты, где наблюдаются гнезда и тонкие прожилки черных блестящих асфальтитов и глинистых сланцев иниканской свиты, которые иногда настолько пропитаны нафтидами, что горят на сильном огне. Состав нафтидов, экстрагированных хлороформом, %: С 74,6—79,8; Н 8,23—10,95; О 9,26—17,16; отношение С:Н 7,3—9,3. Компонентный состав, %: смолы 61—63, масла 5, асфальтены 32—34. Количество рассеянных и концентрированных нафтидов заметно увеличивается с юга на север.

Все приведенные данные характеризуют преимущественно платформенную часть региона; для области Юдомо-Майского прогиба пока имеются лишь единичные наблюдения.

В отложениях верхнего протерозоя и кембрия имеются два типа коллекторов, которые могут создать резервуары для залежей нефти и газа: гранулярные и трещинные. К гранулярным принадлежат песчаники лахандинской, кандыкской и юдомской свит, которые характеризуются общей пористостью 5,6—10,53%, открытой пористостью 3,4—5,9%, газовой проницаемостью 0,05—19,44 *мдарси*. К трещинным коллекторам относятся мелкопористые и кавернозные известняки и доломиты ципандинской и юдомской свит, имеющие общую пористость 1,75—17,7, открытую пористость 0,15—15,8%, проницаемость вдоль напластования 0,01—50,4 *мдарси*, перпендикулярно к напластованию 0,02—17,39 *мдарси*.

Непроницаемые покрышки представлены алевролитами и аргиллитами лахандинской и кандыкской свит, пелитоморфными известняками и доломитами юдомской и ципандинской свит и глинистыми известняками пестроцветной свиты кембрия [Гудзенко, 1966].

В структурном отношении наиболее перспективна на нефть и газ западная платформенная часть региона. В ее северной части выделяется *валообразное поднятие широтного простирания (Дыгдинский вал)* протяженностью до 150 *км* при ширине 10—15 *км*. Углы падения крыльев структуры 10—12°. Осадочные породы в пределах вала осложнены *локальными поднятиями куполовидного строения; южнее вала* наблюдаются более мелкие антиклинальные структуры северо-восточного простирания (Лахандинская, Усть-Юдомская, Крестяхская и др.). Размер локальных структур колеблется от (2×4) до (10×25) *км*^{2}, амплитуда от 40—50 до 100 *м* и более, углы падения крыльев от 1,4 до 10,15, иногда до 30—40° (на востоке района).

Отдельные горизонты осадочного чехла в зонах поднятий выклиниваются, создавая предпосылки для образования пластовых и литологически экранированных залежей. Вблизи складчатой зоны возможны тектонически экранированные залежи. Положительным гидрогеологическим фактором является присутствие в водах источников йода и брома.

Рифейские отложения, развитые на территории Сетте-Дабанского перекратонного прогиба, в отношении нефтегазоносности не изучены.

Нефте-нафтидопроявления установлены на всей площади развития юдомской свиты в пределах северного борта Алданской антеклизы, а также в Сетте-Дабанском прогибе [Горнштейн, 1965]. Повышенная *битуминозность характерна также для кембрийских отложений этих районов*. Растворимый в хлороформе битум часто придает породам бурую окраску. На Наманинской брахиантиклинали из доломитов ленского *яруса получен газ состава* CH_4 63,5, C_2H_2+ТУ 1,83, H_2 31,14, CO_2 2,7%. В иниканской свите нижнего кембрия и в среднем кембрии Алданской антеклизы и Сетте-Дабане породы насыщены нафтидами, которые содержат, %: масел 14,6, смол 49,9, асфальтенов 12,6. Отложения верхнего кембрия нафтидами гораздо беднее [Горнштейн, 1965].

В Приморье известный интерес в смысле нефтегазоносности представляют слабо метаморфизованные и умеренно складчатые нижнепалеозойские отложения Ханкайского массива, в Спасском и Черниговском районах — археоциатовые и водорослевые известняки, мергели, известково-глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты нижнего кембрия, конгломераты, песчаники и сланцы среднего кембрия. Породы формировались в прибрежно-морской и лагунной обстановке. Наличие органогенных известняков и черных известняково-глинистых сланцев с повышенным содержанием органического вещества, глиптоморфозами, пустотами выщелачивания реликтами накоплений сильвина и галита свидетельствуют о фациальной среде, благоприятной для битумообразования.

Здесь распространены *подземные воды хлоридно-кальцевого типа* (по В. А. Сулину) с отношением $\frac{r\text{Cl}-r\text{Na}}{r\text{Mg}}=1$, повышенной минерализацией *(до 2 г/л) и относительно высокими содержаниями хлора (до* 140—180 *мг/л)* (Ю. Г. Струев, 1959; В. З. Рубейкин, 1965). В водах источников, буровых скважин и колодцев и в почвенных газах обнаружен метан с содержанием тяжелых углеводородов, %: этана до 0,0385, пропана до 0,009, бутана до 0,0153 и высших гомологов до 0,1313.

Отложения подобного типа, вероятно, развиты и в северной части Ханкайского массива (район р. Кабарги).

В пределах Монголо-Охотской складчатой области докембрийские и ранне-среднепалеозойские отложения на предмет нефтегазоносности

не изучались, однако известно, что в окраинных частях (Ольдойская зона и т. п.) в отложениях ордовика и силура присутствуют рассеянные и концентрированные нафтиды.

В районах Северо-Востока СССР верхнепротерозойские и кембрийские отложения на бо́льшей части территории покрыты мощным чехлом более молодых образований, в связи с чем возможности их нефтегазоносности не ясны.

На Юкагирском плато на кристаллических и метаморфических сланцах архея и нижнего протерозоя лежат очень слабо метаморфизованные или совсем неизмененные песчано-глинистые и известняковые верхнепротерозойские толщи, с которыми может быть связана нефтегазоносность. Нижнепалеозойские отложения Восточной Якутии представлены фациями теплового мелкого моря. В пределах Сибирской платформы подобные образования характеризуются региональной битуминозностью и обильными нефтепроявлениями; по аналогии можно предположить, что нижнепалеозойская часть разреза перспективна и в пределах Восточной Якутии. В обнажениях кембрия Северного Верхоянья и Приколымского поднятия найдены битуминозные известняки. Повышенная битуминозность характерна также для карбонатных пород нижнего (и среднего) палеозоя Сетте-Дабана [Геологическое строение..., 1966].

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Отложения среднего палеозоя (силур-нижний карбон) в районах Северо-Востока СССР сложены также карбонатными породами с редкими пачками конгломератов, песчаников и аргиллитов, в верхней части с присутствием туфогенных и эффузивных пород. В силурийских отложениях в верховьях р. Таскан, в бассейне р. Омулевки других местах распространены битуминозные известняки, доломиты и граптолитовые сланцы. В Тасканском районе из пород силура высачивалась жидкая нефть, а бурившиеся скважины характеризуются газопроявлениями. В силурийских отложениях известны образования типа доманиковых сланцев [Мошканцев, Черский, 1962].

В толще верхнего девона хр. Тас-Хаяхтах и в бассейнах рек Ясачной и Рассохи также встречаются битуминозные известняки, а на Омолонском поднятии в бассейне р. Астрономической — выходы горючих сланцев с высокой битуминозностью (типа балхашитов). В трещинах девонских известняков наблюдались выделения антраксолитов [Геологическое строение..., 1966]. Нижнекаменноугольные известняки на р. Ясачной содержат в тысячных и сотых долях процента битум.

В Чукотской складчатой области, в районе Чаплинских минеральных источников, обнажающиеся на поверхности известняки силура издают битуминозный запах, а в воде источников присутствует бром [Геологическое строение..., 1966].

В наиболее благоприятных условиях отложения нижнего и среднего палеозоя находятся в антиклинальных зонах, где развит чехол более молодых осадков, слабо затронутых мезозойской складчатостью (Тасканский район, северные периклинальные части Полоусного и Приколымского антиклинориев, северное окончание Верхоянской складчатой зоны и т. д.). Интересны также Колымский массив с его слабо дислоцированными палеозойскими комплексами платформенного типа и область приморской низменности — прогиба южного склона Гиперборейской платформы.

Коллекторами среди нижне-среднепалеозойских пород могут служить трещиноватые и кавернозные известняки и пачки залегающих в карбонатных толщах в виде покрышек песчаников и конгломератов

(прослои аргиллитов и слабо трещиноватых известняково-глинистых пород). Определений величины пористости и проницаемости не производилось.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Отложения верхнего палеозоя в отношении нефтегазоносности очень слабо изучены, однако имеющиеся материалы все больше привлекают к ним внимание. В пределах северо-западной части ТПП верхнепалеозойские отложения формировались преимущественно в геосинклинальных условиях, однако на склонах, во внутренних зонах древних массивов и в окраинных частях складчатых зон по условиям залегания и литолого-фациальному составу они приближаются к платформенным комплексам и представляют безусловный интерес как нефтепоисковые объекты. Такие образования наблюдаются на площади Ханкайского и Буреинского массивов и эпигерцинского обрамления Китайской платформы. На склонах Ханкайского массива, например, отложения верхнего палеозоя представлены теми же фациальными комплексами, что и вышележащие мезозойские толщи. Это морские и прибрежно-континентальные терригенные осадки (конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты), среди которых по мере приближения к геосинклинальным прогибам появляются цепочки рифогенных известняков. Верхняя часть верхней перми сложена мощными толщами туфогенных и эффузивных пород.

Алевролиты поспеловской песчано-глинистой свиты нижней перми обладают повышенной битуминозностью, составляющей в среднем 0,0004 вес. %. В аргиллитах этой свиты на п-ове Муравьева-Амурского содержание извлекаемого хлороформом и спиртобензолом битумоида иногда достигает 0,3%. Черные битуминозные известняки чандалазской свиты в низовьях р. Сучаң содержат 0,08% органического углерода и 0,0055% хлороформенного битума А.

В светлых известняках, образующих линзы среди туфо-эффузивных пород барабашской свиты, и в самих туфогенных породах обнаружено присутствие битумов. Глубокая параметрическая скв. ПР-1, вскрывшая барабашскую свиту в районе г. Уссурийска, выделила из туфобрекчий на глубине 2600 *м*, метан и этан.

Иследования верхнепалеозойских отложений окраин Буреинского массива на предмет возможной нефтегазоносности не производилось, но, судя по литолого-фациальному сходству с описанными, они также должны представлять интерес.

Благоприятные условия для нефтегазообразования существовали в позднепалеозойское время на территории Приверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы, где в это время отложились мощные толщи песчаников с пластами глинистых пород. На Неджелинской площади Хапчагайского поднятия в Вилюйской синеклизе в пермских отложениях бурением вскрыта газовая залежь с производительностью фонтанов до 2,5 млн. $м^3$ горючего газа в сутки. Интенсивные газопроявления выявлены в пермских толщах на Средне-Вилюйской площади. На Китчанской площади Приверхоянского прогиба получены слабые проявления газа. Перспективы нефтегазоносности могут быть связаны с погребенными структурами, осложненными куполовидными поднятиями, а также со стратиграфическими и литологическими экранами. Верхнепалеозойские и мезозойские отложения составляют здесь единый литолого-фациальный комплекс морских, лагунных и континентальных терригенных образований, местами со слоями известняков (иногда битуминозных).

Особого внимания заслуживают верхнепермские отложения, широко развитые на площади Колымского массива. Здесь распростране-

ны песчано-глинистые и карбонатные толщи, достигающие (в зонах погружения фундамента) значительной мощности (2000 м). В бассейне р. Хивач развиты глауконитовые известняки, имеющие сильный битуминозный запах. В карбонатных породах левобережья р. Коркодон отмечаются сотые доли процента битума. В конкрециях и полостях раковин гониатитов среди туфогенных песчаников сакмарского яруса обнаружен вязкий мазеобразный битум. Битуминозные известняки найдены также на Омолонском массиве в верховьях рек Омолона и Гижиги.

Для верхнепалеозойских отложений древних массивов характерно развитие пологих брахискладчатых структур, потенциально могущих быть нефтегазоносными. В области верхнепалеозойской складчатости целесообразно изучение возможной нефтегазоносности зон ослабленных тектонических деформаций и малого метаморфизма. Возможными коллекторами в среднепалеозойском разрезе могут быть пачки карбонатных пород, а также песчано-глинистые и туфогенные образования.

Верхний палеозой Верхояно-Колымской складчатой области почти не затронут вулканической деятельностью, что значительно повышает его перспективы.

В Охотско-Корякской складчатой системе обращают на себя внимание тектонические блоки среднепалеозойских кремнисто-вулканогенных пород в бассейне р. Хатырки, где в брекчированной зоне встречены выполняющие трещины твердые горючие нафтиды и рассеянные битумы (до 0,3%) [Геологическое строение..., 1966].

В сопредельных районах ТПП нефтегазопроявления в верхнепалеозойских породах зафиксированы на Японских островах. На Японских островах метан (40—70%) с присутствием этана выделяется из кристаллических и кремнистых сланцев Самбагава и из сульфидных руд, секущих эти сланцы [Methane..., 1962].

МЕЗОЗОЙ

Отложения мезозойской группы представляют интерес для поисков нефти и газа в тех случаях, когда они лежат на жестких глыбах, консолидированных в домезозойское время, т. е. сформировались в условиях, близких к условиям платформ, краевых и окраинных прогибов. Такая обстановка имела место на древних массивах, а также на блоках, образованных внутри мезозоид более древними (позднебайкальскими и позднепалеозойскими) структурами.

В южной части советского Дальнего Востока подобными особенностями обладают мезозойские впадины и прогибы, которые развились на площади палеозойского обрамления фрагментов Северо-Китайской платформы (Ханкайский и Буреинский массивы) и в зоне его сопряжения с мезозоидами Сихотэ-Алиня, а также в области сочленения Монголо-Охотской складчатой области со Становой складчатой областью. На Северо-Востоке СССР — это прогибы краевых частей Колымского и других более мелких массивов.

За последнее время перспективные участки мезозойских отложений выделяются также внутри кайнозоид, где они приурочены к зонам преобладающего антиклинального развития докайнозойского основания.

Несомненный интерес в смысле возможной нефтегазоносности представляют мезозойские отложения Южного Приморья. Здесь в области стыка палеозойского существенно эпигерцинского обрамления Северо-Китайской платформы с мезозоидами Сихотэ-Алиня расположена группа мезозойских впадин, в общем обладающих чертами краевого прогиба мезозойской геосинклинали. Из этих впадин Суйфунская, Ханкайская и, отчасти, Имано-Бикинская лежат на склонах позднепалеозойских складчатых структур. Сучанский и сливающийся с ним Даубихинский прогибы примыкают к Сихотэ-Алинской складчатой системе.

В мезозойское время все эти впадины входили в состав сложного бассейна осадконакопления, вследствие чего разрезы из осадочного выполнения обладают большим сходством. Впадины выполнены прибрежно-морскими терригенными, континентальными (угленосными) и туфогенными образованиями (конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами) мощностью 4000 *м*.

В соответствии с описанным структурным положением впадин мезозойские отложения в них на склонах эпигерцинских сооружений залегают субгоризонтально, с приближением к складчатой зоне развиваются крутые и даже опрокинутые складки, разорванные надвигами.

Мезозойские породы, с большой детальностью (около 4000 аналитических определений) изученные в Суйфунской и Сучанской впадинах, обладают высоким содержанием органического вещества и повышенной рассеянной битуминозностью. При этом наивысшее содержание органического углерода присуще породам озерно-болотного происхождения (особенно глинистого состава).

По определениям компонентного состава (преобладние мальтенов над асфальтенами) и данным инфракрасной спектроскопии (значительное количество ароматических углеводородов) среди рассеянных битумов выделяются соединения типа нефти, потерявшей подвижные компоненты, но без следов окисления. При этом, по данным А. А. Размышляева, в меловых породах преобладают эпигенетические (мигрировавшие снизу) битумы.

Бурением и поверхностными наблюдениями в мезозойских отложениях зафиксированы многочисленные проявления нефти и газа. Так, например, из пород верхнего триаса юго-восточной части Суйфунской впадины (долина р. Сан-Пауза) во время бурения колонковых скв. 6, 7 и 8 поднимались мазеподобные маслянистые нафтиды, состав которых не исследован. Из бурового раствора выделялся горючий газ, пузырьки которого выносили на поверхность ирризирующие пленки [Мирошников, 1962]. Газ с содержанием до 60% метана выделялся из триасовых же отложений углеразведочной скв. 6 на юго-востоке Суйфунской впадины в районе дер. Филипповки. При бурении параметрической скв. ПР-1 в центральной части Суйфунской впадины в газе, десорбированном из глинистого раствора на глубинах 1500—1640 *м* (верхний триас), присутствовал метан (82,3—99,7%), а ниже (1715—1840 *м*) в горючей фракции (0,1—0,4% от объема выделившегося газа) кроме метана содержалось 31—55,3% тяжелых углеводородов (от этана до паров гексана). Юрские отложения бурением не вскрывались, но в образцах из обнажений отмечено наличие рассеянных легких маслянистых нафтидов.

Широко распространены нефте-газопроявления в отложениях нижнего мела (сучанская серия). По всему разрезу нижнего мела в Суйфунской и Сучанской впадинах встречаются выделения вязких и твердых нафтидов, выполняющих каверны в кварцевых и кальцитовых прожилках и трещины в аргиллитах, песчаниках и алевролитах, а также капли нефти, которые иногда пропитывают зальбанды трещин и прожилков.

В Суйфунской впадине из колонковой скв. 5 с глубины 1205 *м* и из скв. 54 с глубины 918—923,5 *м* шламовой трубой поднят маслянистый нафтид. Высачивание быстро испаряющейся легкой парафинистой метановой нефти наблюдалось из крупнозернистых песчаников, вскрытых шахтой 10 на глубине 517 *м*. *Элементарный состав нефти*, %: C 83,9; H 13,9; O+N 1,5; ароматические углеводороды до 8,5; S — 0,04; N — 0,06; отношение C : H ≈ 6,04 удельный вес 0,816. Результаты фракционной разгонки, %: бензин 32, керосин 26, масла 34. Содержание парафинов 10,5%, температура их плавления 49,5° C.

Отложения верхнего мела Суйфунской впадины по немногочисленным анализам характеризуются также присутствием рассеянных битумоидов, содержащих парафины и воски. Содержание битумоидов здесь близко к их количеству в породах сучанской серии нижнего мела. В *скв. 60 (центральная часть Суйфунской впадины)*, вскрывшей отложения верхнего мела, наблюдались выделения жидкой нефти из трещин туфогенных песчаников на глубинах 188,6—190,5 и 195,5—198,5 *м*.

Буровыми скважинами и горными выработками из нижнемеловых пород Суйфунской и Сучанской впадин получены разнообразные газопроявления [Мирошников, 1962].

Кроме указанных районов, нефте-нафтидопроявления наблюдались на внутренних площадях Восточного Сихотэ-Алинского синклинория. Здесь нижнемеловые отложения по литолого-фациальному составу очень сходны с породами Суйфунской и Сучанской впадин.

На северных площадях Тетюхинского рудного поля в ряде колонковых скважин обнаружен приток метана (до 60%) [*Мирошников*, Смилга, Шехоркин, 1966]. Указанные районы расположены в пределах глубоких депрессий (Бачелазская, Арму-Нанцинская), в фундаменте которых геофизические данные позволяют предполагать наличие блоков кристаллического основания. Определенный интерес представляют также рифогенные известняки триаса, развитые на рифовых поднятиях верхнепалеозойского возраста в Главном Центрально-Сихотэ-Алинском *антиклинории*.

Подземные воды мезозойских впадин Приморья пресные, слабо напорные, связанные с поверхностными. Среди них наблюдаются гидрокарбонатно-натриевые воды, свидетельствующие о закрытости недр. В Сучанской впадине воды шахты 20, выработки которой вскрыли обильные выделения нафтидов, обладают повышенными концентрациями хлора.

Для описанных впадин характерны структурные формы в виде линейно вытянутых антиклиналей, осложненных локальными поднятиями, которые могут служить резервуарами для нефти и газа: например, на Шуфанской антиклинали в Суйфунской впадине расположено Борисовское поднятие [$4\times(10\div12)$ *км*^{2}] с амплитудой по кровле нижнего мела до 600 *м*. Геофизическими методами антиклинальное залегание слоев прослежено на глубину до 4000 *м* без смещения свода (рис. VI-1). В пределах эпигерцинской субплатформы между линейными структурами возможно наличие брахиформных структур.

К границам систем мезозоя (между пермью и триасом, триасом и юрой, юрой и мелом), как правило, приурочены несогласия, разделяющие мезозойский структурный этаж на ярусы. Структурные планы разделенных несогласием структурных ярусов не совпадают, что является залогом существования погребенных поднятий и тектонических экранов. В связи с литологической изменчивостью и древним размывом толщ во время перерывов осадконакопления возможны литологические экраны.

Коллекторские свойства мезозойских отложений Приморья характеризуются незначительной пористостью (5—10%) и очень низкой проницаемостью (тысячные доли миллидарси). Однако в разрезе встречаются маломощные горизонты слабо сцементированных песчаников с повышенной пористостью (до 12%) и проницаемостью (до 26 *мдарси*) и трещиноватые зоны (с проницаемостью до 170 *мдарси*).

В Приамурье, в Зее-Буреинской впадине, расположенной на погруженных склонах палеозойских структур Буреинского массива, перспективы нефтегазоносности связываются с поярковской и завитинской свитами нижнего мела. По фациальному составу отложения этих свит близки к нижнемеловым образованиям Приморья, но отличаются

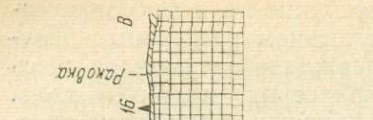


Рис. VI-1. Поперечный геологический разрез Суйфунской впадины.

Отложения: *1* — пермские; *2* — триасовые, *3* — юрские; *4* — нижнемеловые, *5* — верхнемеловые; *6* — неогеновые.

значительно более слабой литификацией. Их суммарная мощность превышает 2000 *м*. В образованиях нижнего мела присутствует органический углерод в количествах, сопоставимых с показателями для сучанской серии Приморья.

При бурении скважин наблюдались многочисленные газопроявления, в которых горючая фракция составляла 50—60%. Общее количество тяжелых углеводородов достигало 30% (от горючей фракции). В ряде скважин буровым раствором на поверхность выносилась нефтяная пленка, по составу принадлежащая *метаново-нафтеновым нефтям*.

В контурах впадины выделяется ряд антиклинальных структур, могущих быть вместилищами нефти и газа; их размещение определяется структурным планом поверхности домезозойского фундамента.

В связи со слабой литификацией коллекторские свойства нижнемеловых пород обладают высокими качествами: пористость отдельных пластов достигает 30%, *проницаемость* 2500 *мдарси*. Пористые горизонты чередуются с непроницаемыми покрышками.

Расположенный к востоку от Буреинского массива Буреинский прогиб выполнен триасовыми (?), юрскими и меловыми морскими и пресноводно-континентальными терригенными отложениями мощностью свыше 5000 *м*, *характеризующимися высоким содержанием органического* углерода (до 1,7%) и рассеянной битуминозностью до 1,25%. Среди битумов значительное количество эпигенетических (иммигрировавших снизу). Повышенные концентрации битумоидов сосредотачиваются в центральной части впадины. При бурении в 11 скважинах установлены газопроявления метана с *содержанием тяжелых углеводов*. Из углеразведочных скв. 19, 21, 22, вскрывших нижнемеловые отложения, водой выносились нефтяные пленки, принадлежащие легкой метановой нефти, сходной с нижнемеловой нефтью Сучана.

Для Буреинского прогиба характерны вытянутые вдоль ее оси антиклинальные структуры с локальными поднятиями. *Коллекторские свойства юрских* и меловых пород близки: пористость в среднем составляет 3—5, иногда 10—15%, проницаемость некоторых горизонтов достигает десятков миллидарси.

В пределах Монголо-Охотской складчатой области к возможно нефтегазоносным объектам относятся мезозойские отложения Ушумунской и Верхнезейской впадин и Удского прогиба, однако, изученность их очень слаба.

Ушумунская впадина выполнена юрскими и меловыми породами мощностью около 2000 *м*. В юре и нижнем мелу развиты прибрежные морские и континентальные комплексы, в верхнем мелу — эффузивы. В контурах впадины известны выделения метана в буровых скважинах и проявления нефти — маслянистый нафтид в трещинах диоритовых порфиритов на правом берегу р. Амур против с. Кольцово. Мезозойские толщи смяты в пологие складки северо-восточного простирания с углами падения пород до 20° в нижних горизонтах разреза и 15—5° в верхних. Пористость песчаных коллекторов 0,5—8%, проницаемость 0,8 *мдарси*.

В Верхнезейской впадине развиты также юрские и нижнемеловые отложения мощностью до 3,5 *км*, смятые в складки с углами падения крыльев 20—30°. В них обнаружено до 0,02% осмоленных битумов. Коллекторами могут служить мощные горизонты песчаников, чередующихся с породами глинистого состава.

Юрские и меловые отложения также образуют осадочное выполнение Удского прогиба. Это терригенные породы морского и прибрежно-континентального происхождения, среди которых развиты вулканогенные толщи. Их мощность по данным геофизических исследований невелика (до 1200 *м*). Отложения содержат до 0,018% рассеянных битумоидов [Никифорова, 1960], коллекторские свойства низкие. По непроверенным данным А. А. Леонтовича, в северной части прогиба наблюдались два выхода нефти.

Совершенно не исследованы мезозойские отложения обширной Среднеамурской впадины Приамурья. Ее структурное положение между мезозойскими структурами Сихотэ-Алиня и более древними позднепалеозойскими Надань-Хада-Алиня позволяет по аналогии с соседними районами Приморья, положительно оценивать ее нефтегазоносность.

С мезозойскими отложениями (триас, юра, нижний мел) обширного Приверхоянского прогиба и сопряженной с ним Вилюйской синеклизы связаны высокие перспективы. К настоящему времени здесь открыто шесть месторождений горючего газа: Усть-Вилюйское, Собо-Хаинское, Бадаранское, Неджелинское, Средневилюйское и Толонское. Первые два месторождения находятся в зоне сочленения Приверхоянского прогиба с Вилюйской синеклизой, остальные приурочены к Хапчагайскому сводовому поднятию в Вилюйской синеклизе. Усть-Вилюйское и Собо-Хаинское месторождения являются газоконденсатными. Группа перечисленных месторождений обладает огромными запасами горючего газа (сотни миллиардов кубометров).

Промышленная газоносность нижнетриасовых отложений установлена на ряде антиклинальных структур, осложняющих Хапчагайское поднятие. В разрезе верхней части усть-кельтерской свиты нижнего триаса установлен высокодебитный газоносный горизонт, который является основным продуктивным пластом на Средневилюйской, Неджелинской и других площадях. Второй промышленно-газоносный пласт нижнетриасовых отложений залегает в мономской свите. Литологически газоносные слои породы представлены песчаниками. Средне-верхнетриасовые отложения содержат газоконденсатную залежь на Бадаранском месторождении и признаки газоносности на Средневилюйской, Неджелинской, Нижневилюйской, Китчанской, Сангорской и других площадях. Перспективы нефтегазоносности триасовых отложений связываются со сводами и бортами погребенных поднятий, где наблюдается выклинивание горизонтов и улучшение коллекторских свойств.

Пористость песчаников газоносных горизонтов Средневилюйского месторождения составляет 20—25%, проницаемость колеблется от 1—2 до 100—500 *мдарси.*

Одним из основных нефтегазоносных комплексов является нижняя юра. В нижнеюрских отложениях находятся газоконденсатные залежи Усть-Вилюйского и Собо-Хаинского месторождений. На Китчанской и Средневилюйской площадях в нижнеюрских отложениях имеются признаки нефтегазоносности. Коллекторами являются песчаники нижнего и среднего лейаса, перекрытые аргиллитовой толщей верхнего лейаса, обеспечивающей сохранность углеводородов. Пористость 15—25%. Улучшению коллекторских свойств способствует трещиноватость пород: из зоны повышенной трещиноватости песчаников, имеющих пористость 12—15% и незначительную проницаемость, получен газовый фонтан со свободным дебитом 5,2 млн. $м^3$/*сутки.*

Из среднеюрских отложений на Средневилюйской площади получены интенсивные газопроявления, электрокаротажем установлены горизонты пористых пород повышенной битуминозности (0,6—1,2%).

Отложения триаса, нижней и средней юры сложены прибрежно-морскими терригенными образованиями, верхней юры и нижнего мела — *континентальными песчано-глинистыми комплексами.* Тем не менее в них на Китчанской, Сангорской, Намской и других площадях бурением выявлены многочисленные газопроявления, а на Бергинской и Олойской площадях с глубины 2500—3000 *м* получены небольшие притоки маслянистой малосернистой нефти. Открытая пористость верхнеюрско-нижнемеловых пород 20—22%, проницаемость 150—200 *мдарси.*

Состав газа Собо-Хаинского и Усть-Вилюйского месторождений следующий, %:

	Собо-Хаинское	Усть-Вимойское
Метан	97,2	95,3
Этан	0,6	2,9
Пропан	0,12	1,0
Бутан	0,03	0,6
Пентан и высшие гомологи	0,11	—
CO_2	0,13	0,2
Азот + редкие	—	1,5
Гелий	0,013	—
Аргон	0,0023	—

Количество выносимого с газом конденсата 26 $см^3$ на 1 $м^3$ газа. Конденсат представляет собой бесцветную жидкость с резким запахом бензина, удельный вес 0,75; содержание легких фракций (кипящих при температуре до 260° С) превышает 95%.

Мезозойские отложения Северо-Востока СССР исследованы на возможную нефтегазоносность очень слабо. При общем положительном литофациальном составе триасовых отложений этого региона среди них выделяются развитые в бассейне р. Лев. Кедон сланцы ладинского яруса мощностью до 30 *м*, которые принадлежат к группе сапропелевых образований.

Мощные толщи терригенных морских и прибрежно-морских триасовых отложений на окраинах Колымского (Омолонский прогиб) и других массивов внутри Верхояно-Колымской складчатой области с точки зрения нефтегазоносности не оценивались. В свете изложенных материалов по Приморью и Приверхоянью они представляют несомненный интерес.

Внимание привлекает и зырянский комплекс песчано-глинистых осадков (J_3—Cr_1) морского, прибрежного и континентального происхождения. По составу и условиям накопления породы этого комплекса близки к одновозрастным промышленно нефтегазоносным отложениям

Северной Аляски и Приверхоянского прогиба. Они формировались в заключительную стадию развития мезозойского окраинного прогиба. Осадконакопление часто происходило в восстановительной среде, на что указывает темная окраска пород и их обильная пиритизация. На дне лагун и озерных бассейнов отлагались мощные толщи илистых осадков, насыщенных органическим веществом. Подобные условия были характерны для межгорных впадин Востока Азии, где открыт ряд нефтяных месторождений, связанных с солоновато-водными и пресноводными фациями [Мокшанцев, Черский, 1962].

Комплексом зырянских осадков выполнен Момо-Зырянский прогиб — структура типа окраинного прогиба между глыбой Колымского массива и Верхояно-Колымской складчатой областью. Мощность мезозойских осадков здесь превышает 4000 *м*. Момо-Зырянский прогиб состоит из Момской и Индигиро-Зырянской впадин, разделенных Илинь-Тасским поднятием. Юго-восточная часть Момской впадины носит название Сугойского прогиба.

В органическом веществе мезозойских пород содержится значительное количество маслянистых компонентов, которые могли служить материалом для образования нефти. В бассейне р. Момы количество битума ХБА в породах достигает 0,012—0,023% (на породу). Прямым признаком нефтегазоносности является присутствие в составе газов, выделяющихся из естественных источников, горючих соединений — метана и его гомологов. Отношение количества тяжелых углеводородов к метану (5,1) указывает на принадлежность этих образований к газам нефтяного типа. Наряду с углеводородами в газах источников присутствуют биогенный азот (16%) и гелий, что свидетельствует о глубинном происхождении газов [Перспективы..., 1966].

В Момской впадине в водах источников, содержащих углеводороды, отмечаются сероводород, йод и нафтеновые кислоты. Количество углеводородов достигает 51%. На правом берегу р. Момы (пос. Кычам-Кюсль) в газах, выделяемых источниками, содержится 72% горючих углеводородов (метан+ТУ), а количество гелия в 15 раз превышает атмосферное.

В Индигиро-Зырянской впадине в бассейнах рек Селяняхи, Бадярихи и Ожогиной в водах источников содержится 3,25% углеводородов (остальное — азот+редкие), причем в составе тяжелых присутствуют этан (до 0,0084%), пропан (до 0,01881%), бутан (до 0,006%) и пентан (до 0,0016%). Отношение количества тяжелых гомологов к метану (около 5%) указывает на нефтяную природу газов. Газопроявления в Зырянском прогибе обычно состоят из нескольких грифонов, приуроченных к галечниковому или песчаному дну. Суммарный дебит газа иногда 1 *м*³/*мин*. Воды обычно пресные (минерализация 80—270 *мг/л*). Встречаются аномалии гидрокарбонатно-натриевого, хлормагниевого и иногда хлоркальциевого состава.

Из других районов Северо-Востока СССР обращает на себя внимание слабо изученная территория Приморской (Яно-Колымской) низменности, в структурном отношении представляющая собой зону типа передового прогиба мезозоид. Здесь в дельте р. Яны наблюдалось свободное выделение газа, содержащего 38,63% метана в смеси с тяжелыми углеводородами. В составе тяжелых этан (0,0014%), пропан (0,007%), бутан (0,0009%), пентан (0,0001%). Кроме того, присутствуют водород (0,38%), аргон (0,68%) и гелий (0,0042%). Этот газ существенно не отличается от газа естественных грифонов в устье Вилюя и Собо-Хаинского газового месторождения в Вилюйской впадине.

В Охотско-Корякской системе верхнеюрские и нижнемеловые отложения обнажаются в бассейнах рек Пенжины и Анадыря. Это преимущественно морские и прибрежные терригенные отложения геосинклинального типа, смятые в крутые складки. В отложениях верхней

юры Анадырской впадины встречены черные известняки с присутствием нафтида элементарного состава, %: С 75,47, Н 10,39, О+N+S 14,4, содержащего масла (89,58%), смолы (6,14%), асфальтены (4,28%). В апт-альбских и сеноман-туронских отложениях найдены кериты.

В верхнемеловых отложениях на восточном берегу Пенжинской губы установлена повышенная битуминозность песчаников, алевролитов и глин. Они выполняют структуру типа краевого прогиба верхнемеловой геосинклинали на склоне Центрально-Охотского массива. Отложения обладают большой мощностью и рассматриваются как перспективные на нефть и газ [Геологическое строение..., 1966].

Чрезвычайно интересны верхнемеловые отложения Анадырской впадины, наложенные на нижнемезозойскую структуру. Это пологодислоцированные слабо сцементированные песчаники, алевролиты, гравийные пески, глины апт-альба и сеноман-турона (мощностью 150—200 *м* во впадине и до 3000 *м* в обрамлении) и вулканогенные породы, залегающие на складчатых структурах нижнего мела. Породы прибрежно-морского и континентального происхождения с повышенной битуминозностью. Среднее содержание битумоидов 0,03—1,25%, органического углерода 1—6%; битумы эпигенетические. В трещинах песчаников и алевролитов в районе рек Озерной и Кэнкерэвеэм на северных отрогах Корякского нагорья обнаружены твердые битумы типа керитов и прослои пахучих битуминозных известняков. Коллекторские свойства верхнемеловых пород Анадырской впадины отличаются высоким качеством: пористость 15—35%, проницаемость 550—600 *мдарси*.

На п-ове Камчатка некоторые перспективы нефтегазоносности связываются также с верхнемеловыми отложениями. Интерес представляют сеноман-нижнесенонские омчанская, лесновская и хозгонская свиты (черные и темно-серые глинистые сланцы и полимиктовые песчаники с линзами кремнисто-глинистых пород) и терригенные отложения кихчикской свиты кампан-маастрихта (черные граувакковые песчаники, глинистые сланцы и алевролиты). Породы отложились в морских и прибрежных условиях и характеризуются повышенной рассеянной битуминозностью.

В районе Западно-Камчатского прогиба в меловых толщах установлены высокие содержания битумоида и примазки асфальта. Коллекторские свойства мезозойских пород низкого качества (пористость несколько процентов, проницаемость тысячные и сотые доли миллидарси). Верхнемеловые породы Камчатки в отдельных зонах интенсивно складчаты и метаморфизованы. Возможная нефтегазоносность связывается с участками ослабленной складчатости и практического отсутствия метаморфизма, приуроченными к погребенным жестким массивам (например, Большерецко-Охотский район).

Меловые отложения Сахалина в отношении возможной нефтегазоносности изучены совершенно недостаточно. Здесь развиты преимущественно верхнемеловые песчано-глинистые отложения морского и континентального происхождения, причем в южной части острова обстановка осадконакопления была более глубоководной, чем на севере. Породы сложены в основном глинистым и мелкозернистым псаммитовым материалом, в восточных районах острова заметно метаморфизованы. В верхах мелового разреза развиты туфогенные и эффузивные образования. Люминесцентно-битуминологическими исследованиями установлено, что почти все без исключения меловые породы, в том числе и вулканогенные, заключают рассеянные битумы, причем наибольшее их количество содержится в глинистых породах. Меловые отложения Восточно-Сахалинского хребта содержат битумов значительно меньше, чем одновозрастные породы Западно-Сахалинского хребта. Отложения рымникской свиты в Восточно-Сахалинском хребте вблизи тектонических контактов обладают повышенной битуминозностью, которая

уменьшается по мере удаления от контакта. В слабо нарушенных участках количество битумов не изменяется (данные К. Ф. Рахманова, С. М. Зайцева).

Прямые признаки нефти и газа наблюдались только на территории Южного Сахалина в пределах Западно-Сахалинского хребта. В Поронайском районе в долине р. Котон (теперь р. Побединка) японскими геологами в трещинах глинистых сланцев айнусского яруса была обнаружена темно-коричневая нефть и изолированный от нее выход газа. Примазки нефти и нафтидов описаны также на м. Крильон.

В области развития меловых отложений на юге острова известны грязевые вулканы. Состав газов наиболее крупного Пугачевского вулкана близок к составу газов Таманских грязевых вулканов, а его воды относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу, близкому к водам нефтяных месторождений. Битумоиды, извлеченные из вулканической грязи экстрагированием, при облучении ультрафиолетовыми лучами обнаруживают интенсивное голубое свечение, свойственное легким маслянистым битумам.

Меловые отложения характеризуются эффективной пористостью 5—8% и проницаемостью не больше 0,3 *мдарси.*

Меловые отложения Западно-Сахалинского хребта в смысле возможной нефтегазоносности представляют большой интерес. Здесь установлены более полный разрез значительно менее метаморфизованных толщ, пологие антиклинальные и брахиформные структуры. Зоны Западного хребта характеризуются рядом гравитационных максимумов, указывающих на поднятие метаморфического фундамента [Геологическое строение..., 1959].

На Японских островах многочисленные выходы нефти из меловых отложений наблюдаются в западной части и на севере о. Хоккайдо, нефтепроявления вскрыты скважинами в меловых породах о. Хонсю. В префектуре Коти известны проявления нефти в формациях юры [Геология... Японии, 1961; Geol. Petrol. Depos. Japan, 1962].

В последние годы, после новых открытий нефти в зал. Кука и на арктическом склоне Аляски, интерес к северо-западным районам Северной Америки резко повысился. Данные о добыче и перспективах нефтегазоносности опубликованы во многих работах [Gates e. a., 1968; Brosge, Tailleur, 1971; Gryc, 1971]. Представление о возрасте нефтегазоносных толщ и объеме осадочного материала можно получить из табл. VI-1.

Таблица VI-1

Объем и вероятный возраст осадочных толщ перспективных нефтегазоносных районов Аляски (по Г. Грику, 1971)

Район	Объем осадочных толщ, куб. мили	Вероятный возраст нефтегазоносных толщ
П-ов Аляска, зал. Кука	60 000	Палеоген — неоген (возможно, мезозой)
Бристольский залив	161 500	Палеоген — неоген
Шельф Берингова моря	15 500	Мезозой — неоген (?)
Краевой Тихоокеанский шельф	50 000—75 000	Палеоген — неоген (средне-верхнетретичные отложения)
Юкон — Коюкук	13 000	Триас — ранний мел (?)
Арктический склон	210 000	Ранний карбон, триас — юра, возможно, мел
Прибрежный шельф Северного Ледовитого океана	349 000	Поздний мел — неоген (?)

КАЙНОЗОЙ

Кайнозойские отложения о. Сахалин являются в пределах северо-западной части ТПП пока единственными образованиями с промышленной нефтегазоносностью. Они заключают в себе более 25 нефтяных, газонефтяных и газовых месторождений, приуроченных к верхне- и среднемиоценовой части разреза, которая составляет основную нефтеносную толщу острова.

Все поверхностные проявления нефти и газа территориально приурочены к средне-верхнемиоценовым, а также частично плиоценовым отложениям северо-восточной части острова. Признаки же нефти в породах нижнего миоцена и палеогена встречаются значительно реже; они установлены на западном побережье п-ова Шмидта, на восточных склонах Восточно-Сахалинского хребта в центральной части острова (реки Оноры, Хандаса), на западном побережье южной половины острова и в некоторых других местах.

Общая характеристика нефтегазоносного палеоген-неогенового разреза, сложенного терригенными (песчано-глинистыми) породами морского, прибрежного и континентального происхождения, дана С. Н. Алексейчиком с соавторами [Геологическое строение..., 1959]. Кроме продуктивных окобыкайской и дагинской свит наибольший интерес с точки зрения перспектив нефтегазоносности представляют нижняя часть верхнедуйской, низы борской, верхние горизонты пильской и пиленгской свит.

Нефти месторождений Сахалина разнообразны. Наряду с тяжелыми (катанглинские и охинские с удельным весом 0,924—0,945) встречаются и очень легкие паромайские, нутовские, некрасовские (с удельным весом 0,803—0,810). На Эхабинском месторождении с глубиной удельный вес увеличивается.

В тяжелых нефтях типа катанглинской и охинской содержится 0,6—2,3% асфальтенов, 10—18% бензольных и 4,9% спиртобензольных смол. В легких нефтях (паромайской, нутовской и т. д.) асфальтены почти отсутствуют, суммарное содержание смол до 8%. Серы в тяжелых нефтях 0,12—0,35%, в легких меньше 0,12% до полного отсутствия (нутовская нефть). Парафин (1,7—2,17%) имеется в нефтях Паромайского месторождения. Фракционный состав паромайской нефти, %: фракции до 100° С 7,5—9; до 200° 41,5—45; до 300° 66,5—72.

Большинство сахалинских нефтей относится к группе нафтеново-ароматических с преобладанием нафтеновых и небольшим содержанием метановых углеводородов (за исключением некоторых легких нефтей Некрасовского и Нутовского месторождений, где преобладают метановые углеводороды). Для легких нефтей характерно высокое содержание легких ароматических компонентов.

Количество газа, добываемого вместе с нефтью в разных районах, различно: максимальное содержание газа (1700 $м^3$ на тонну добываемой нефти) наблюдается в легких нефтях. В Южно-Охинском, Сабинском, Гиляко-Абунанском месторождениях газ присутствует в больших количествах. Имеются и чисто газовые месторождения (Эрринское). В газонефтяных месторождениях существуют только газоносные, только нефтеносные и газонефтеносные пласты.

В составе горючих газов главным компонентом являются метановые углеводороды (90% и более). Соотношение метана и тяжелых углеводородов зависит от качества нефти: легкие нефти сопровождаются жирными газами с повышенным содержанием ТУ, тяжелым нефтям сопутствует сухой метановый газ с очень малым количеством ТУ или без них.

Количество продуктивных пластов на различных месторождениях различно. Так, на Охинском месторождении в отложениях окобыкай-

ской свиты выявлено 14 нефтяных пластов, на Эхабинском—8, на Сабинском —2.

Пластовые воды нефтяных месторождений преимущественно пресные или минерализованные, гидрокарбонато-натриевые, только в пластах 22—26 Восточно-Эхабинского и XIV пласта Эхабинского месторождений обнаружены хлормагниевые и хлоркальциевые воды с высокой минерализацией. Минерализация и хлоридность вод увеличиваются с глубиной, но сильно меняются даже в пределах одного и того же пласта [Геологическое строение ...., 1959].

На Сахалине более 2000 локальных складок, которые можно рассматривать как потенциально нефтегазоносные [Алексейчик, Гнедин, Табоякова, 1961]. Все известные нефтяные и газовые месторождения и большое число поверхностных газопроявлений приурочены к восточной части Северного Сахалина, в структурном отношении — к западному борту крупной Пильтуно-Чайвинской синклинали. В этой депрессии расположен крупный гравитационный минимум, позволяющий рассматривать эту зону как область наибольшего прогиба и максимального накопления палеоген-неогеновых осадков мощностью до 10 000 *м*. В регионально-тектоническом плане эта зона тяготеет к области выклинивания кайнозойской геосинклинали в сторону эпимезозойской платформы. Территория зоны перспективна для поисков нефти и газа (рис. VI-2, VI-3).

Залегание нефти и газа на Сахалине связано с ловушками структурного (антиклинального, тектонически экранированного), структурно-литологического и структурно-стратиграфического типа. Возможно также обнаружение залежей, обусловленных явлениями диапиризма (экранированных глинистыми ядрами протыкания); предпосылки последнего явления в виде гребневидных складок с малыми мощ-

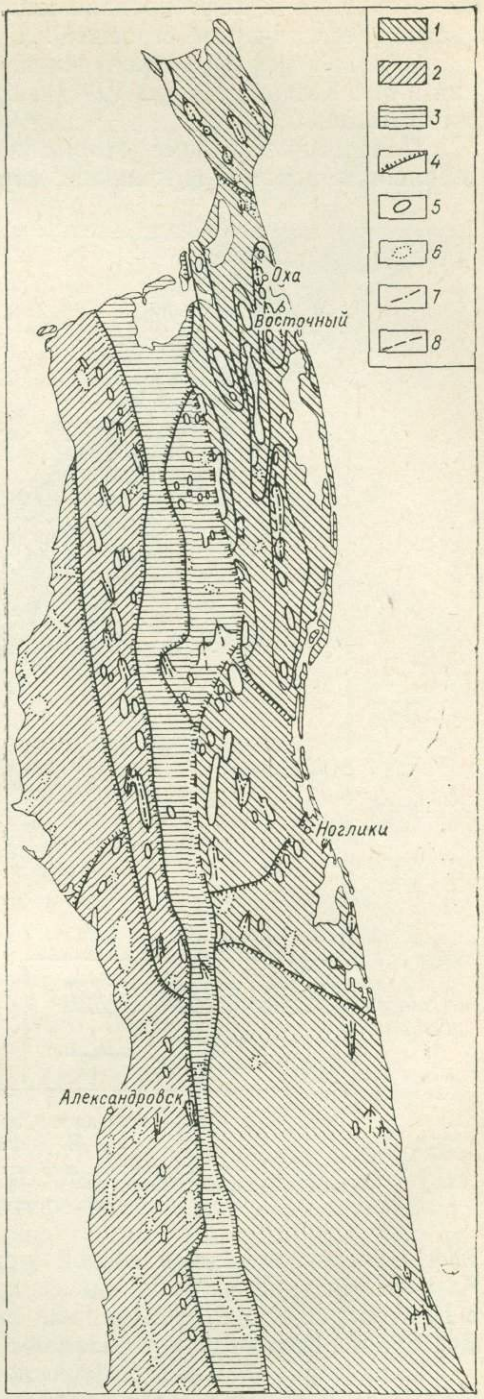


Рис. VI-2. Тектоническая схема Северного Сахалина (по С. Н. Алексейчику и К. Ф. Рахманову).

Антиклинории: 1 — Восточно-Сахалинский, *2* — Западно-Сахалинский; *3* — Центрально-Сахалинский синклинорий; *4* — границы тектонических районов; *5* — антиклинальные складки, сложенные в сводах неогеновыми и палеогеновыми породами; *6* — локальные гравитационные максимумы (предполагаемые антиклинальные складки); *7* — оси антиклинальных складок; *8* — предполагаемые разрывы.

ностями слоев и нефтепроявлениями в сводах зафиксированы неоднократно [Геологическое строение ..., 1959].

Обильны нефтегазопроявления также палеоген-неогеновых отложений п-ова Камчатка (рис. VI-4) и прилежащего к ней на севере Корякского нагорья.

Палеоген-неогеновые отложения Камчатки представлены терригенными морскими, в меньшей мере континентальными, иногда туфо-

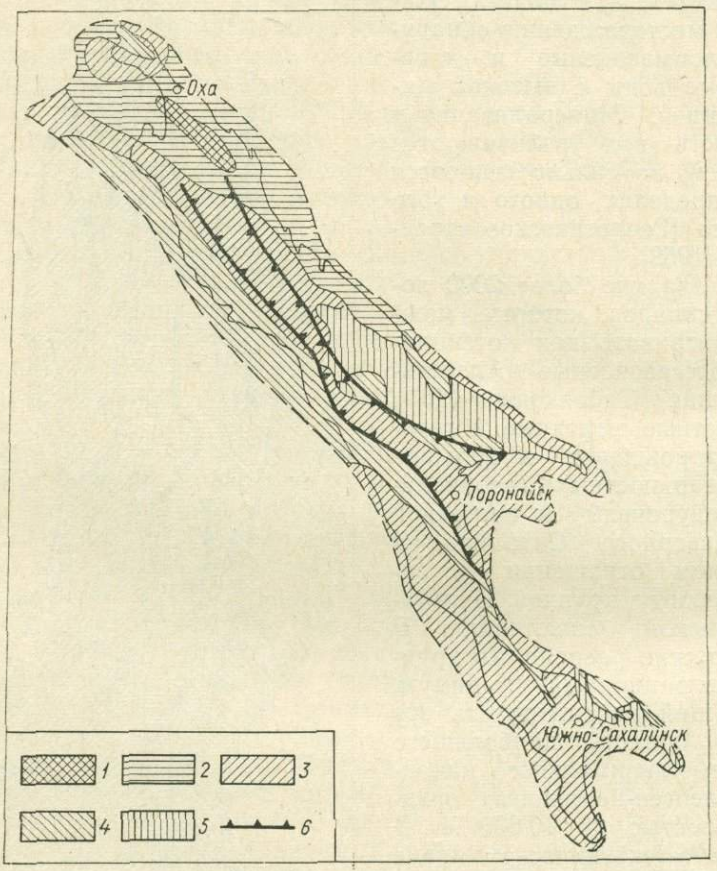


Рис. VI-3. Схема перспектив нефтегазоносности Сахалина (по В. Я. Аврову, 1965).

Земли: 1 — с повышенной нефтегазоносностью, *2* — высокоперспективные, *3* — перспективные, *4* — малоперспективные, *5* — бесперспективные; *6* — тектонические нарушения.

эффузивными породами общей мощностью свыше 7000 *м*. Западно-Камчатская зона сложена преимущественно морскими образованиями, в Центрально-Камчатской широко развиты вулканогенные породы, на Восточной Камчатке преобладают породы морского происхождения.

Характеристика нефтегазоносности различных частей разреза дана в работе В. Г. Васильева с соавторами [Геологическое строение..., 1959]. Тигильская, воямпольская, кавранская, богачевская, ольгинская и тюшевская серии заслуживают внимания для постановки на них поисков, залежи нефти могут быть обнаружены почти во всех горизонтах кайнозойского разреза (рис. VI-5).

Следует считать, что воямпольская и кавранская серии Камчатки по литологическому составу и возрасту сопоставляются с продуктивными толщами Сахалина. Главными продуктивными толщами в Японии также являются неогеновые отложения.

Пластовые воды кайнозойских отложений Камчатки слабо минерализованные (20—30 *мг-экв/л*) карбонатные, реже хлоридные. В глубоких роторных скважинах встречены напорные хлоркальциевые воды с минерализацией до 400—500 *мг-экв/л*. Воды Воямпольского и Тигильского нефтеперспективных районов содержат йод и бром.

Перспективные площади расположены вдоль западного побережья Камчатки, где они вытянуты широкой полосой от пос. Соболева на юге до губы Реккиники на севере, а также в Кроноцком районе и вблизи зал. Корфа на Восточной Камчатке. Также представляют интерес некоторые земли Центрально-Камчатского прогиба.

Наиболее перспективны площади Западной Камчатки, которые со среднего миоцена развивались на жестком палеозойско-мезозойском основании. Гравитационные аномалии здесь пологие, обусловленные поднятиями небольшой амплитуды, характер гравитационного поля близок к платформенному. К настоящему времени на перспективной территории Камчатки выявлено около 100 антиклинальных структур, на которых целесообразно проведение поисковых работ с применением бурения (рис. VI-5).

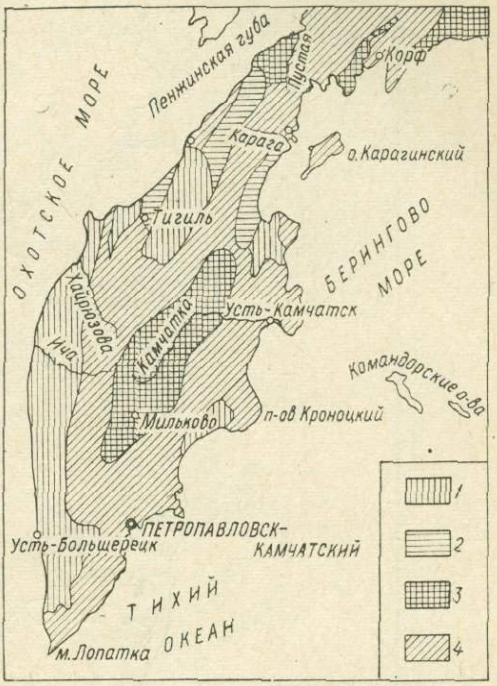


Рис. VI-4. Карта перспектив нефтеносности п-ова Камчатка по неогеновым отложениям воямпольской, кавранской, ольгинской и тюшевской серий. [Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки, 1961].

Земли: *1* — перспективные, *2* — малоперспективные, *3* — невыясненных перспектив; *4* — неперспективные.

В районах Корякского нагорья перспективные на нефть и газ отложения палеогена и неогена распространены в районах Пенжинской впадины и устья р. Хатырки (Хатырская и Молленская впадины).

На побережье Пенжинской губы между губой Реккиники и бухтой Подкагерной развита песчано-сланцевая толща, являющаяся возрастным аналогом тагильской серии Западной Камчатки. Породы характеризуются повышенной рассеянной битуминозностью. Известны выделения жидких нефтеподобных и твердых, типа асфальтита, нафтидов, жилы кальцита окрашены битумами в бурый цвет и издают сильный запах керосина. Встречаются сероводородные источники. По-видимому, перспективные отложения слагают часть дна акватории Пенжинской губы. В верхнемеловых отложениях Пенжинской впадины также зафиксирована битуминозность. На площади Пенжинской губы выявлено до 70 локальных антиклинальных структур. Пористость пород 25—40%, проницаемость до 400—800 *мдарси* [Бурлин, Донцов, 1966].

В районе бухты Моллен в отложениях олигоцена — низов миоцена встречены линзообразные выделения твердых хрупких нафтидов. Содержание битумоидов в песчаниках молленской свиты на р. Быстрой достигает 0,24%. В бассейне р. Хатырки из песчаных пород верхнего миоцена высачивается нефтеподобная жидкость, по составу очень сходная с меловой нефтью Сучана (Приморье), %: C 84,3, H 11,9, O+N+

+S, масел 82,10, смол 15,2, асфальтенов 2,88. На территории Хатырской впадины известно до 200 сероводородных источников, многие из которых выделяют горючий газ и выносят нафтеновые кислоты (до 2 *мг/л*), а иногда маслянистые пленки [Бурлин, Донцов, 1966]. Встре-

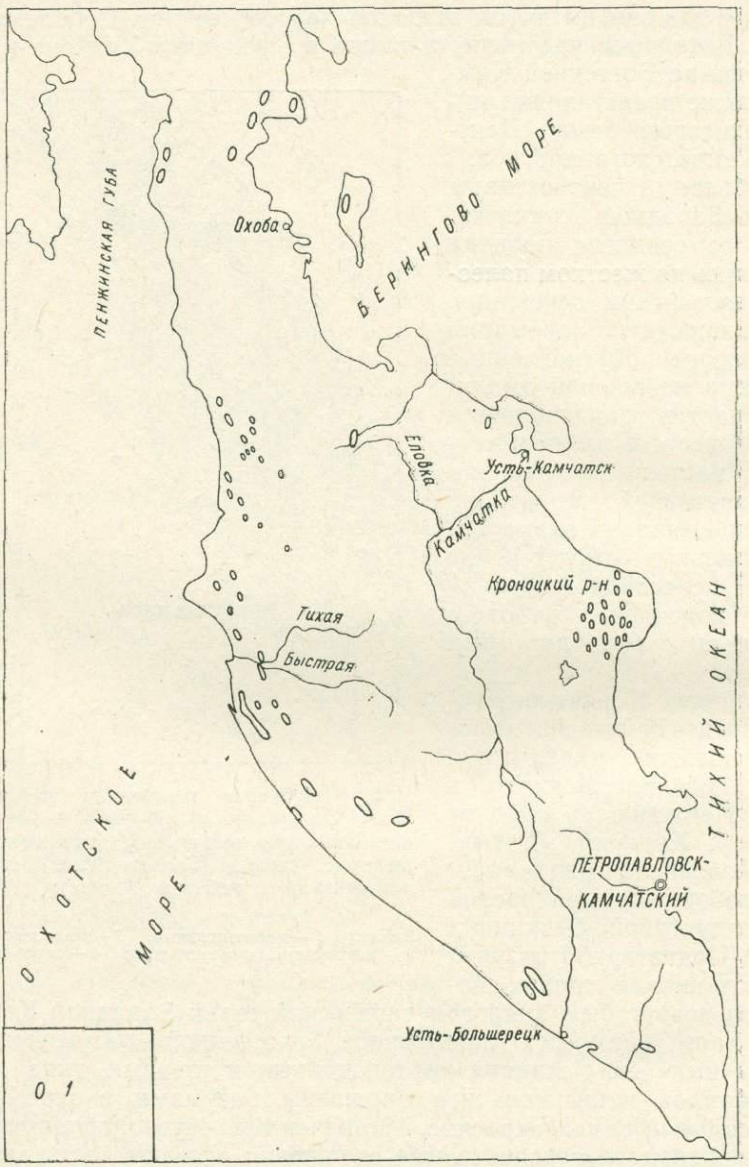


Рис. VI-5. Обзорная карта локальных поднятий Камчатки.
1 — локальная антиклинальная структура.

чаются полужидкие и вязкие нафтиды. Слабо цементированные палеоген-неогеновые отложения Хатырской впадины мощностью более 5 *км* образуют мульду. Как и в Пенжинской впадине, ниже лежат содержащие битумы отложения верхнего мела и среднего палеозоя (см. выше). Во впадине развиты благоприятные структуры, коллекторские свойства пород хорошие.

Высокоперспективными являются палеогеновые (эоцен-олигоценовые) и неогеновые (миоцен-плиоценовые) песчано-глинистые отложе-

ния Анадырской впадины. Породы имеют морское, прибрежно-морское и континентальное происхождение, слабо цементированы, их мощность до 4000 *м*. Содержание битумоидов в них 0,08—1,25%, битумы эпигенетические.

При бурении углеразведочных скважин получен горючий газ, который в течение ряда лет использовался на бытовые нужды. Специаль-

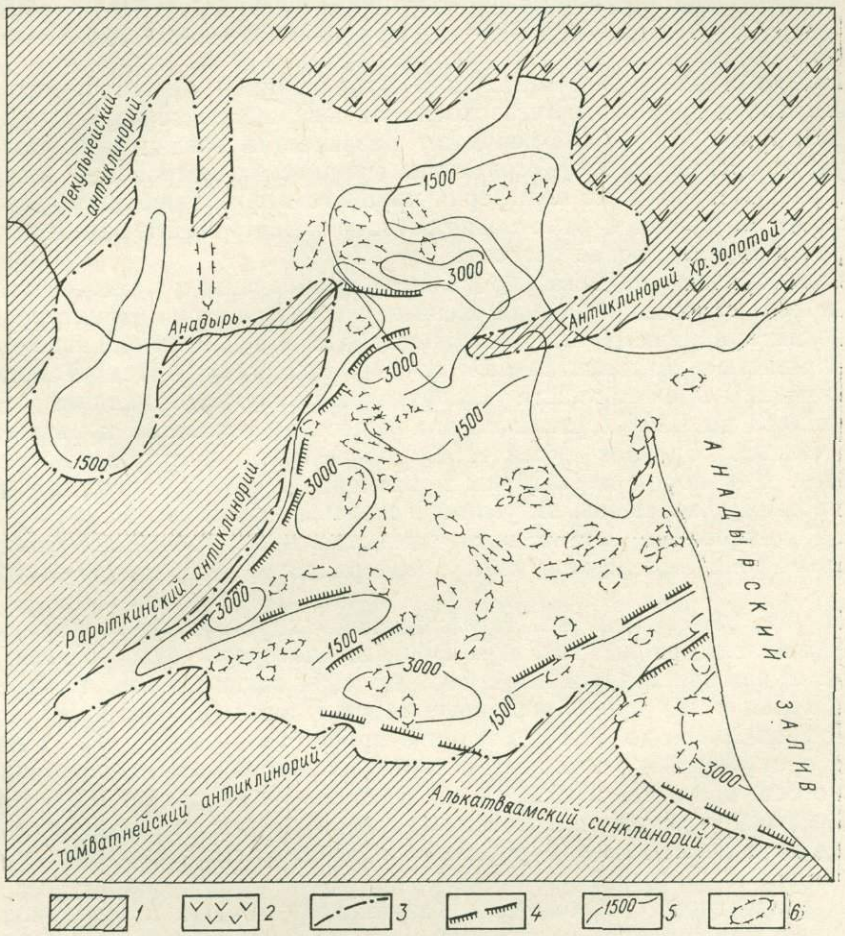


Рис. VI-6. Тектоническая схема Анадырской впадины (по В. В. Донцову и др., 1965).

1 — гетерогенное складчатое основание; *2* — Охотско-Чаунский вулканогенный пояс; *3* — граница кайнозойской впадины; *4* — ступенчатые зоны разломов; *5* — ориентировочные стратоизогипсы по поверхности складчатого основания впадины; 6 — локальные поднятия.

ными колонковыми скважинами (скв. К-2, К-4) с глубины 700—1200 *м* получены энергичные газопроявления, которые при понижении уровня бурового раствора (до глубины 50 *м*) продолжались непрерывной струей с дебитом до 7 *м*^{3}*/сутки*. В интервале 780—900 *м* в скв. К-1 наблюдался сильный выброс газа. Газ представлен метаном с тяжелыми углеводородами (до пентана), среди которых этан и пропан составляют 0,1—0,15 об. %. В подземных водах обнаружены нафтеновые кислоты (8,3 *мг-экв/л*), а также йод (7,5 *мг/л*), бром (до 730 *мг/л*) и аммоний. В подстилающих меловых породах встречены твердые нафтиды типа керитов.

Породы палеогена — неогена залегают весьма полого, в них выявлено до 50 локальных антиклинальных поднятий (рис. VI-6). Порис-

тость 15—35%, проницаемость 550—600 *мдарси* [Бурлин, Иванов, 1966; Донцов, Иванов, 1965].

Выполненная перспективными отложениями Анадырская впадина продолжается над Анадырским заливом Берингова моря.

На Северной Чукотке представляют интерес выполненные кайнозойскими отложениями мелкие впадины на окраинах Чукотского (Эскимосского) массива, однако они изучены очень слабо. Возможно, что на продолжении Чукотского массива под водами Чукотского моря находятся структуры, родственные нефтеперспективным структурам Северной Аляски.

Палеоген-неогеновые отложения Курильских и Командорских островов с точки зрения нефтегазоносности совершенно не изучены. В последнее время С. Н. Алексейчиком развивается взгляд о возможной нефтегазоперспективности структуры Курильских островов — антиклинали, расположенной на периферии крупного нефтегазосборного Японо-Охотского бассейна. С этих позиций могут представлять определенный интерес и Командорские острова.

Своеобразные нефтегазопроявления приурочены к палеогеновым и неогеновым отложениям в наложенных на мезозойскую структуру кайнозойских впадинах Приморья. Рыхлые и слабо цементированные песчано-глинистые континентальные породы палеогена Артемо-Тавричанской впадины в южной части Суйфунской мезозойской впадины содержат от 0,63 до 1,82% органического вещества (угловская и надеждинская свиты). Среднее количество рассеянных битумов достигает 0,0084%. Для пород характерны проявления горючих газов, кальцитовые прожилки окрашены битумами в желтый цвет. Газовая съемка показала содержание метана в большинстве проб почвенного воздуха. На этом фоне выделяются газы с содержанием тяжелых углеводородов.

Из скв. 36 в районе ст. Надеждинской с глубины 328 *м* интенсивно выбрасывался горючий газ, шум фонтана которого был слышен за 200 *м*. Скважина газировала с 1950 по 1954 г., после чего произошел обвал устья и газ продолжал выделяться в виде грифонов. В составе газа содержалось до 98,4% метана с присутствием 1,05% ТУ. Газирование приурочено к тектонической зоне, из которой выделение газа отмечено скв. 853 и 859 в 1953 г., скв. 36-бис в 1963 г. и скв. 160 в 1966 г.

Высоким содержанием метана (до 40 $м^3$ на 1 *т* добываемого угля) обладают палеогеновые буроугольные пласты Тавричанского месторождения.

В палеогеновых отложениях Ханкайской впадины интенсивное газирование наблюдалось из скв. 740 на восточном побережье оз. Ханка. В составе газа содержалось до 64,3% метана в сумме с тяжелыми углеводородами [Мирошников, 1962]. Газовой съемкой здесь (как и в палеозойских отложениях Спасского района, см. выше) установлено распространение тяжелых углеводородов. Для района характерны хлоркальциевые подземные воды, описанные в начале обзора.

Породы Артемо-Тавричанской и Ханкайской впадин залегают горизонтально и являются хорошими коллекторами (пористость до 48%, проницаемость десятки до 170 *мдарси*). Мощность палеогеновых отложений в Артемо-Тавричанской и некоторых других кайнозойских впадинах Южного Приморья (Имано-Бикинской) достигает 1200 *м*. В южной части впадины кайнозойские породы погружены под уровень Амурского залива Японского моря.

На площади Среднего Приамурья представляют интерес палеогеновые отложения Среднеамурской впадины (чернореченская свита). В Оборо-Уссурийском прогибе в юго-восточной части впадины мощность отложений 2500 *м*. В них обнаружены газопроявления метана с тяжелыми углеводородами, жидкие и полужидкие нафтиды, из буровых

скважин поднят керн, пропитанный нефтью, по составу сходной с меловой нефтью Сучана (С 85,49, Н 12,56, О+N+S 1,29%). На площади прогиба выявлены брахиантиклинальные складки с углами падения крыльев до 10°. Пористость слабо цементированных пород 42%, проницаемость 7500 *мдарси* [Сравнительная оценка..., 1966].

Своеобразное газопроявление известно в позднеолигеновых базальтах в районе г. Советская Гавань на территории Северного Сихотэ-Алиня. Здесь в скв. 52 из толщи базальтовых лав с прослоями суглинков и глин плиоценового возраста с глубины 149 *м* выделялся метан (до 100% CH_4). В шурфе, заложенном в лавовом покрове, обнаружены пленки нефти и пузырьки газа [Берсенев, 1960]. В пределах ТПП газопроявление аналогично таковому на месторождении Рэтлснек в Калифорнии, где из скважин, бурившихся в базальтах, в течение многих лет наблюдается устойчивый приток горючего газа в количестве до 80 000 $м^3$ [Мирошников, 1962].

Значительный интерес представляют кайнозойские нефтегазопроявления в смежных регионах ТПП. Промышленно нефтегазоносны кайнозойские отложения Японских островов. Продуктивные горизонты находятся в породах миоценового, плиоценового и четвертичного возраста. Здесь известно более 100 нефтяных и газовых месторождений, расположенных преимущественно на западном побережье островной дуги.

Месторождения Японских островов невелики: со всех эксплуатирующихся площадей 1350 скважинами добывается около 1 млн. *т* нефти и до 2 млрд. $м^3$ газа в год, причем до 50% этого количества получают с акватории. Наиболее крупное месторождение Ябасе до недавнего времени поставляло свыше 60% всей добычи страны; оно содержит 13 нефтеносных горизонтов, нижний из которых находится в отложениях миоцена на глубине 1650 *м*, верхний — в четвертичных песках на глубине 90 *м*. За все время эксплуатации (с 1884 г.) на Японских островах добыто 22,5 млн. *т* нефти и около 15 млрд. $м^3$ газа. Разведанные запасы по состоянию на 1965 г. достигли 8 млн. *т* нефти и 42 млрд. $м^3$ газа [Геология..., 1961; Нефтедобывающая пром-сть Японии, 1963].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Распределение перспективных горизонтов в разрезе. Проведенный обзор показывает, что в пределах северо-западной части ТПП признаками и проявлениями нефтегазоносности обладают все члены осадочного разреза — от древнейших до молодых. Систематических наблюдений над метаморфическими и изверженными образованиями не проводилось, однако в отдельных случаях в них отмечено присутствие нафтидов: например, люминесцентно-битуминологическими исследованиями сильно метаморфизованных палеозойских яшм, мраморизованных известняков, кварцитов, филлитов и других пород на Сахалине выявлено наличие в них малых количеств легкого маслянистого и маслянистого битума [Геологическое строение.., 1959]; входящий в состав катаклазированных погских порфировидных верхнемеловых (додатских) гранитоидов в зоне Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня кварц имеет дымчатую окраску, обусловленную, по-видимому, содержанием битумоидов [Мирошников, 1962]; проявление нефти и горючих газов в плиоценовых базальтах Совгаванского лавового плато, связанного с широтным тектоническим разломом, описано в соответствующем разделе обзора.

Во всех случаях, когда проводились наблюдения, выявлено, что в осадочных толщах, кроме автохтонных, сингенетических рассеянных битумоидов, находятся аллохтонные, эпигенетические, вероятно, иммигрировавшие из глубины. В связи с этим существенное значение

приобретают древние (раннепалеозойские и докембрийские) отложения *как возможный источник миграции битумов. Следует сказать,* что III симпозиум ООН по развитию нефтяной и газовой промышленности стран Азии и Дальнего Востока, состоявшийся в Токио 10—20 ноября 1965 г., в своих решениях специально подчеркнул большой интерес, который вызывает открытие признаков и проявлений нефти и газа в мощных, слабо измененных толщах докембрия, где еще недавно присутствие углеводородов считалось невозможным [Нефтяная и газовая промышленность..., 1965]. Привлекает внимание то обстоятельство, что и в докембрийских образованиях Аяно-Майского района содержатся эпигенетические битумы.

Начиная со второй половины палеозоя в разрезе наблюдаются терригенные фации континентального происхождения, с которыми связаны нефте- и газопроявления. Последнее обстоятельство в настоящее время широко дискутируется, ибо во многих районах значительное количество углеводородов встречается *в больших осадочных бассейнах* неморского происхождения, в которых источники углеводородов должны быть связаны с континентальными отложениями. В связи с последним фактом *на симпозиуме была подчеркнута важность обнаружения* углеводородных газов при бурении в небольших, погружающихся в сторону моря кайнозойских впадинах на Корейском полуострове, которые имеют очень большое сходство с соответствующими бассейнами Приморья.

В связи с целым рядом случаев нахождения нефти и газа на морских площадях и погружением многих впадин под уровень моря необходимо изучать и осваивать зоны шельфа Азиатского континента и прилегающих островов.

Нахождение признаков нефти известно в диоритах Новой Гвинеи и в андезитовых лавах и пирокластических породах Японских островов, где, *кстати сказать, имеются коллекторы для значительных скоплений* нефти и газа. Необходимо подчеркнуть, что в пределах ТПП нефтяные и газовые месторождения расположены в непосредственной близости от *очагов действующих вулканов* [Кропоткин, Шахварстова, 1965]. *Эта* особенность характерна и для северо-западной части пояса, где проявления нефти и газа встречаются в зоне действия как современных вулканов (Кроноцкий р-н Камчатки), так и неогеновых вулканов Приморья и Приамурья [Мирошников, 1962].

Отсутствие поверхностных нефтегазопроявлений вовсе не указывает на бесперспективность территории. Так, например, в Австралии, где не было известно проявлений углеводородов на поверхности, в последние годы они открыты практически во всех стратиграфических подразделениях разреза.

Особенности нефтегазоносных районов ТПП подтверждаются и в пределах его северо-западной части. Резюмируя рассмотренные вопросы, нельзя не прийти к выводу, что в признаваемых перспективными районах, битумо- и нефтегазопроявления встречаются по всему разрезу *до древнейших наблюдаемых горизонтов* [Трофимук, 1966]. Таким образом, выявляется существенная особенность поисков нефти и газа в пределах пояса: поисковыми работами надо охватывать не только осадочные комплексы, но и все члены разреза, не исключая метаморфических и изверженных пород.

Структурные условия размещения возможно нефтеносных площадей. Однако возможная нефтегазоносность земель на северо-западе ТПП распространена не регионально, как, например, на территории Западной и Восточной Сибири, а приурочена к определенным узлам и зонам. В этих узлах и зонах сосредоточиваются перспективные комплексы, развиты благоприятные структурные условия и коллекторы.

Рассматривая структурные особенности распределения возможно нефтегазоносных площадей, следует помнить, что III симпозиум ООН счел необходимым обратить внимание на нахождение месторождений нефти и газа в мощных, сильно дислоцированных отложениях кайнозойского возраста (очень крутых складках на Японских островах, стоящих на голове крыльев складок на о. Тайвань, сжатых и осложненных сбросами диапировых структурах в Бирме и т. д.). Но не эта, бесспорно, важнейшая черта нефтегазоносных районов Тихоокеанского пояса определяет размещение перспективных территорий, тем более, что она давно выявлена на других участках кайнозойской складчатости (например, в месторождениях Грозненского района на Северном Кавказе и т. д.).

Из обзора нефтегазопроявлений следует, что возможная нефтегазоносность отложений связана с возрастом последней сильной складчатости, дислоцировавшей осадочные толщи: кайнозойские отложения нефтегазоносны в области кайнозойской складчатости, мезозойские — в области мезозойской, верхнепалеозойские — в зоне герцинид, нижнепалеозойские и позднепалеозойские — в зоне поздних байкалид. Эти же отложения нефтегазоносны и на склонах прилегающих платформенных и субплатформенных структур. Видимо, это обстоятельство связано с тем, что в геосинклиналях и их краевых частях создаются условия для накопления максимальных мощностей осадков соответствующего возраста.

При рассмотрении структурного плана складчатых зон видно, что осадочные комплексы внутри складчатых областей перспективны или фактически нефтегазоносны не повсеместно, а там, где они лежат на жестких массивах, заключенных внутри складчатых зон в виде срединных или других массивов. Эти массивы могут быть обнажены на поверхности, и тогда они изображаются на геологических и структурных картах, или погребены, в этом случае они обнаруживаются геофизическими методами. Погребенные жесткие глыбы являются древним основанием структур, которые в последнее время выделяются в областях мезозойско-кайнозойской складчатости на Дальнем Востоке под названием структур активизации. Осадочные комплексы на этих массивах обладают ослабленной складчатостью и слабо затронуты метаморфизмом, вследствие чего в их недрах создаются условия для формирования залежей нефти и газа.

Таким образом, в пределах рассматриваемой части ТПП перспективные нефтегазоносные площади приурочены к участкам, развивавшимся внутри складчатых областей по законам платформ, и к окраинным зонам геосинклиналей на погруженных склонах этих жестких глыб. К таким участкам относятся древние массивы, а также фрагменты поздних байкалид, герцинид или мезозоид внутри более молодых складчатых зон и окаймляющие их прогибы. В ряде случаев наличие жестких массивов конкретно не выявляется, но определенный район складчатой зоны проявляет себя как блок преобладающего антиклинального развития (например, территория Западного хребта на Сахалине, Большерецко-Охотский район Западной Камчатки и т. д.).

Как особый случай взаимоотношения геосинклинальных областей с платформами и развития условий для формирования месторождений нефти и газа должны быть отмечены зоны выклинивания геосинклинальных прогибов в сторону платформ (выклинивание в северном направлении слепого отростка Сахалинской геосинклинали, возможно, то же для Верхоянской геосинклинали).

Следовательно, узлы и зоны возможной и фактической нефтегазоносности в пределах северо-западной части Тихоокеанского пояса — это платформенные участки и пограничные с ними прогибы, находящиеся внутри складчатых зон.

Нефтегеологическое районирование. В заключение проведем нефтегеологическое районирование территории северо-западной части ТПП. Ранее здесь выделялся И. О. Бродом единый Дальневосточный нефтегазоносный бассейн, который затем был разделен на собственно Дальневосточный, включающий Сахалин, Камчатку и акваторию Охотского моря, и Японский. В последнее время здесь вновь оконтурен единый Японо-Охотский бассейн [Тектоника..., 1963].

С учетом изложенного выше материала, а также возраста областей и систем завершенной складчатости, структурных особенностей и характера осадочных комплексов северо-западной части ТПП в его пределах целесообразно выделить следующие бассейны возможного нефтегазонакопления.

I. Восточно-Сибирский, включающий пограничную с Тихоокеанским поясом окраинную часть древней Сибирской платформы и зону байкалид. Здесь на нефть и газ перспективны докембрийские и нижнепалеозойские отложения восточного и юго-восточного склонов платформы и Юдомо-Майский прогиб. Последний переходит на севере в Сетте-Дабанский перикратонный прогиб, также относящийся к перспективным землям.

II. Верхояно-Колымский, включающий территории Приверхоянского прогиба, Вилюйской синеклизы, Колымского, Омолонского, Охотского массивов, Приморского (Яно-Индигиро-Колымского), Зырянского, Сугойского, Омолонского прогибов, а также шельф Восточно-Сибирского моря, где перспективны нижне-, верхнепалеозойские и мезозойские отложения. Возможно, некоторые участки Верхоянской складчатой области (мезозой и верхний палеозой). Гетерогенность геологической структуры бассейна предполагает его условное разделение на две части: Верхоянский бассейн, охватывающий область Приверхоянского прогиба и Верхоянской складчатой зоны, Колымский, охватывающий Момо-Зырянский прогиб.

Сравнительную оценку перспектив частей разреза в различных бассейнах сейчас произвести нельзя. Видимо, перспективы стратиграфо-литологических комплексов определяются их положением в региональных структурах. Не исключена возможность, что по мере проведения поисков мезозойские и палеозойские комплексы Верхояно-Колымского бассейна или палеогея Беринговоморского бассейна окажутся не менее перспективными, чем в настоящее время неоген Сахалина.

III. Чукотский, включающий кайнозойские впадины Северной Чукотки и шельф, — территории и акватории, возможно, перспективные на нефть и газ кайнозойские отложения. Следует иметь в виду палеозойский этап Чукотского региона и прилегающего к нему шельфа, вероятно, важный для оценки его перспектив.

IV. Дальневосточный, обнимающий протерозойско-палеозойско-мезозойскую Монголо-Охотскую складчатую область. Здесь перспективны мезозойские впадины Приамурья и Приморья (Зее-Буреинская, Верхнебуреинская, Ушумунская, Верхнезейская, Удская, Среднеамурская, Суйфунская, Сучано-Даубихинская, Ханкайская, Имано-Бикинская, Сихотэ-Алинская). В них представляют интерес в нефтегазоносном отношении мезозойские отложения, а местами — подстилающие их верхне- и нижнемезозойские.

V. Япономорский, охватывающий территорию Японского моря, Японские острова и юго-западную часть Сахалина. В этом бассейне перспективны области Западно-Сахалинского хребта, шельф Японского моря, Японские острова (мезозой), Артемо-Тавричанская (с примыкающей акваторией Амурского залива), Ханкайская, Имано-Бикинская, Среднеамурская, Совгаванская впадины и обращенная к Японскому морю территория Японских островов (где известно около

70 месторождений нефти и газа с примыкающей акваторией, а также кайнозойские впадины Корейского полуострова (кайнозой).

VI. Охотский, включающий северную и восточную части Сахалина, побережье Охотского моря, западное побережье Камчатки, восточное побережье Камчатки до широты Командорских островов и Курильские острова.

Здесь в последнее время в северо-восточной и восточной частях о. Сахалин получены в прибрежной полосе промышленные притоки нефти в кайнозойских отложениях (миоцен), перспективны области Западно-Камчатского прогиба с Пенжинской губой и ее побережьем, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский прогибы, возможно, Курильские острова, шельф Охотского моря (кайнозой), некоторые участки Охотского побережья (Яма-Тауйская группа впадин и др.) и п-ова Камчатка (мезозой).

VII. Беринговоморский, включающий Олюторскую, Корфовскую, Хатырскую, Молленскую, Анадырскую впадины Корякского нагорья и шельф Берингова моря (кайнозой и мезозой), Командорские острова (кайнозой).

ГЛАВА VII

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ И НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Геологические закономерности эволюции восточных регионов Советского Союза выявляются особенно четко при рассмотрении их совместно с сопредельными территориями.

При всей сложности и дискуссионности восстановления дорифейских событий можно отметить, что в древнейшие времена, о которых можно судить по кристаллическим толщам, доступным для наблюдения в Алданском и Сино-Корейском геоблоках, существовали протогеосинклинали с обширными вулканическими областями (базальты, андезито-базальты и реже их кислые дифференциаты). Одновременно возникали еще недостаточно надежно фиксируемые осадочные ассоциации. Вслед за консолидацией древнейших (раннеархейских, катархейских) подвижных областей произошли революционные события, в результате которых ранние археиды были расчленены по зонам глубинных разломов на геоблоки. Межблоковые зоны сначала, по-видимому, представляли собой протоавлакогены, превратившиеся в течение раннего протерозоя (или позднего архея) в обширные геосинклинальные — складчатые области (становиды, утайиды).

Следующее, весьма крупное и принципиальное изменение тектонического режима наступило в рифее. В это время образовались обширные акватории внутренних и окраинных морей с накоплением в них мощных терригенно-карбонатных формаций. В раннем кембрии основные черты физико-географической обстановки мало отличались от позднерифейской. В это время ведущая роль принадлежала пестроцветным эвапоритовым формациям в областях погруженных щитов и высокомагнезиальным терригенно-карбонатным (нередко с железом, марганцем и фосфором) в подвижных областях, расположенных между жесткими глыбами. Вблизи платформенных сооружений были развиты широкие брахигеосинклинальные структуры.

Для восточной, притихоокеанской части территории, вопрос о кембрийских морях остается открытым. Часть геологов СССР и Японии предполагают наличие здесь в это время обширных участков суши, другие, в том числе большинство авторов настоящей монографии, не отрицают возможности существования в кембрии (особенно в раннем) морского бассейна.

В среднем — позднем кембрии наступила эпоха новой, позднебайкальской, перестройки, во время которой обширные области в пределах Приамурья и Приаргунья были консолидированы. Образовался крупный континентальный блок. Вероятно, уже в позднем архее появились фрагменты сиалической коры, причем в образовании гранитов и мигматитов существенную роль играл привнос щелочей из развивающейся мантии Земли. Становление раннепротерозойских (позднеархейских?) геосинклинальных областей завершилось формированием джугджурских анортозитов, а формирование поздних байкалид — обшир-

ными воздыманиями и мощным гранитоидным магматизмом Приаргунья и Приамурья.

В ордовике северо-восточная и южная части рассматриваемой территории испытали значительное погружение. В это время преобладающим типом осадконакопления являлся сравнительно маломощный карбонатный или терригенный, лишенный грубообломочных формаций. Ордовиком, а местами и ранним силуром (юго-западная часть Японских островов, отчасти Приамурье) заканчивается раннепалеозойская история, характеризующая в целом квазигеосинклинальные условия седиментации.

Постепенное нарастание межблоковых геосинклинальных опусканий (Приамурье, Японские острова), начавшихся в позднем силуре, достигло своего апогея в девоне и завершилось в карбоне, а местами в перми. В среднем палеозое четко определилось различие в формационном составе осадков в геоблоках, расположенных к северу и югу от Алдано-Становой суши. В первом из них, Яно-Чукотском, преобладали карбонатные, в среднем девоне галогенные и позднее (в карбоне и перми) терригенные, а во втором, Амурском,— кремнисто-вулканогенные и терригенные.

В позднем палеозое на Северо-Китайской платформе и местами в ослабленной форме в Верхоянье начался процесс углеобразования и накопления карбонатных осадков, обогащенных битумами. В ряде других регионов продолжался морской режим, начавшийся в среднем палеозое.

В Северо-Восточной Монголии, Забайкалье, на Бол. Хингане, *в Южном Приморье и на Японских островах конец палеозоя ознаменовался* дифференцированными движениями (герцинский тектогенез, или тектогенез Хонсю), во время которых были подняты значительные участки суши и образованы впадины с грубообломочными осадками. В это время происходило накопление кислых эффузивов и местами внедрений *интрузий среднего и кислого состава. В позднем палеозое на суше и* в морях уже четко обособились биогеографические области и провинции. Так, в карбоне выделяется Сибирская морская биогеографическая область и Тунгусская фитогеографическая область. Начиная со среднего карбона определилась и третья, Бореальная морская биогеографическая область.

В начале мезозоя, а отчасти уже с позднего палеозоя, наметилось резкое преобладание на обширных пространствах песчано-глинистых гумидных формаций. Одновременно в приразломных трогах Сихотэ-Алиня, Аляски и других районов были широко распространены кремнисто-вулканогенно-терригенные формации.

С поздней перми, а особенно четко с триаса, происходит постепенное сокращение морских бассейнов и соответственно наращивание суши к востоку от Евразийского материка. Так, в раннем триасе моря покинули значительные территории Восточной Азии. Однако на Северо-Востоке СССР и на Аляске в триасе наблюдалось некоторое расширение морской трансгрессии. Так, например, обширное норийское море надвинулось на материк в места, где до этого располагались прибрежные равнины.

В юре еще резче проявилась дифференциация рельефа суши и дна морей и усилилась на приподнятых участках наземная вулканическая деятельность. К концу юры происходило интенсивное разрастание площадей аллювиальных равнин в Приамурье, в Ленском и других районах. В это время началось интенсивное углеобразование — предвестник грандиозного мелового. В начале средней юры определилось расчленение рассматриваемой территории на области — Бореальную, Тихоокеанскую и Тетиса. На суше в этот период существовали две фитогеогра-

фические области: Индо-Европейская (Приморье и Японские острова) и Сибирская.

Меловой период характеризуется еще большей дифференциацией тектонической (и палеогеографической) обстановки и резким усилением магматической деятельности. Последняя сыграла важную роль в формировании эндогенных месторождений, связанных с кислыми и средними магмами в Приамурье, на Сихотэ-Алине, на Северо-Востоке СССР, на Аляске, в юго-западной части о. Хонсю. С ультраосновными и основными магмами в системах Переходного сегмоида известна за рубежом специфическая минерализация (хром, платина, никель, кобальт).

В конце юры или в раннем мелу на стыке континента и области, переходной от континента к океану, заложился Охотско-Чукотский вулканоген, а затем в позднем мелу — Восточно-Сихотэ-Алинский и Пусанский вулканогены и вулканоген Чугоку.

Несмотря на наличие в мелу обширных трансгрессий (в валанжине, апт-альбе, сеномане и кампане), в это время еще более четко, чем в юре, наблюдается перемещение береговой линии к востоку, а на Аляске — к югу. В первую половину мелового периода, как это установлено в последние годы, в пределах рассматриваемой территории существовали Бореальная и Тихоокеанская биогеографические области. В позднем мелу моря северо-западной части Тихоокеанской биогеографической провинции соединялись на севере с Бореальной. На суше в меловое время накапливались отложения, содержащие огромные массы торфа, впоследствии преобразованного в ископаемый уголь (Ленский, Зырянский, Буреинский, Сучанский, Кайланьский и другие угленосные бассейны).

Еще далее на восток были оттеснены моря кайнозойской эры. Обширная трансгрессия моря особенно широко проявилась в олигоцене (главным образом позднем) и развивалась также в миоцене и в начале плиоцена. Наряду с морскими терригенными и туфодиатомитовыми отложениями накапливались также и продукты вулканической деятельности. Нефтегазоносные месторождения, приуроченные к отложениям кайнозойской группы, успешно осваиваются не только в островных и полуостровных районах, но и на прибрежных морских территориях (зал. Кука на Аляске, северо-западное побережье Хонсю).

В этом свете велики перспективы нефтегазоносности шельфовых зон, примыкающих к острову Сахалину (западный склон впадины Дерюгина), Северному Приохотью (материковый склон Северного прогиба) и Западной Камчатке (восточный склон впадины Тинро). Палеогеновые и неогеновые моря почти нигде не распространялись западнее Японских островов, Сахалина, Камчатки и Корякского нагорья. На востоке Азиатского материка и на Аляске в эоцене установился существенно континентальный режим. Местами, ближе к окраинным морям, накопление осадков происходило на сравнительно широких аллювиальных или прибрежно-морских равнинах.

В отдельные промежутки времени на континенте наблюдался магматизм, главным образом основного состава (плато-базальты). Так же как и в позднем мелу, в кайнозое бóльшая часть акваторий входила в Тихоокеанскую биогеографическую область.

Поздний плиоцен и четвертичный период были эпохами, когда возникали ландшафты, близкие к современным. В это время произошло разрастание поднятий, увеличение областей континентальной аккумуляции и прогрессирующее похолодание, приведшее к возникновению в плейстоцене нескольких (по крайней мере трех) оледенений. Последние способствовали возникновению четко выраженной физико-географической зональности, нашедшей отражение в поясной (широтной)

дифференциации климата, животного мира и основных экзогенных рельефообразующих процессов.

В Арктическом бассейне береговая линия была намного севернее современной. Низменные равнины занимали бóльшую часть полярного шельфа. Северо-Восточная Азия, по-видимому, соединялась с Американским континентом. Благодаря осушению Пенжинской депрессии Корякский хребет смыкается с Камчаткой, значительно увеличивается площадь Алеутской дуги и Курил. Северный Сахалин периодически соединялся с материком, юго-западная часть Японских островов смыкалась с Корейским полуостровом. Осушились Корейский пролив и большая часть Желтого моря. Японское море лишь незначительно уменьшилось в размерах, слегка изменив свою конфигурацию. На крупных равнинах Северо-Китайской платформы и Приамурья аккумулировались мощные толщи аллювиальных осадков, оставляемых полноводными блуждающими реками. В Забайкалье и Внутренней Монголии также накапливались континентальные фации.

Горообразовательные процессы сопровождались усилением вулканизма. Во многих районах Монголии, Приамурья, Сихотэ-Алиня, Приохотья, Северо-Востока СССР и Аляски в конце плиоцена — начале плейстоцена происходят излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав. Еще более активным вулканизмом (преимущественно центрального типа) характеризуются островные дуги. Вулканическая деятельность концентрировалась во внутренних поясах дуг. Здесь накапливались (нередко в подводной обстановке) значительные по мощности толщи андезитовых и базальтовых лав, туфов и агломератов. На Японских островах эти образования получили собирательное наименование «зеленые туфы».

В результате проделанного обзора выявлены следующие закономерности в геологической истории Востока СССР и сопредельных территорий, возможно имеющие и более общее значение.

1. Устанавливается (см. т. II) преобладание в раннем и среднем палеозое связей с Атлантическим и Тихоокеанским бассейнами, в позднем палеозое и раннем мезозое со Средиземноморским и Тихоокеанским бассейнами и в позднем мезозое и кайнозое с Тихоокеанским бассейном.

2. Генеральные перестройки тектонического плана имели место в следующие эпохи: а) после раннего архея (катархея) — формирование алданид и аньшанид; б) после раннего протерозоя (или позднего архея) — образование становид и утайид; в) после раннего кембрия — формирование поздних байкалид. Менее крупные изменения структурного плана отмечены в среднем и позднем палеозое и юре. В среднем — позднем мезозое на громадной территории Восточной Азии произошли важные тектоно-магматические преобразования (образование существенно гранитоидных интрузий в зависимости и вне зависимости от геосинклинальной предыстории, формирование впадин и пр.). В кайнозое на крайнем востоке Азии и в южной Аляске возникла система островных дуг.

ДЕЛИМОСТЬ НА ГЕОБЛОКИ

Северо-западная и северная части ТПП являются весьма благоприятным регионом для установления закономерностей формирования значительной части геоида. В результате геологических и геофизических исследований выявлено коренное несоответствие в глубинном строении и геологической эволюции Континентального, Переходного и Океанического сегмоидов, отличающихся петрологическими, седиментационными, металлогеническими и другими особенностями.

Не только поверхность Земли с ее физико-географической и геоморфологической спецификой, но и ее глубинные слои, распознающиеся по гравитационным, магнитным, термическим и другим аномалиям, создают индивидуализированные в своем строении и развитии крупные структурные элементы. Сегмоиды и составляющие их геоблоки в течение длительного времени имели самостоятельную направленность тектонических движений. В свою очередь в геоблоки входят в качестве важнейших структурных подразделений геосинклинальные складчатые (подвижные) области и системы. Это соподчинение мегаструктур может быть сравнено с предложениями Р. Ван-Беммелена о соподчинении различного типа размера ундаций. Можно признать, что образование более крупных тектонических структур связано с движениями в более глубинных геосферах.

Проделанный обзор показал, что в северо-западной и северной частях ТПП начинает вырисовываться реальная картина размещения геоблоков. На севере геолого-геофизическими исследованиями НИИГА были прослежены контуры Гиперборейской платформы, составляющей четкий геоблок со сложным внутренним строением. Этот геоблок находится, по-видимому, в одном ряду с Алдано-Становым и Сино-Корейским геоблоками и по особенностям эволюции особенно близок к последнему. Огромные погружения Желтого моря, Хуанхэ и Ордоса сравнимы с погружениями Восточно-Сибирского моря.

Геоблоки Алдано-Становой и Сино-Корейский претерпели весьма длительное (начиная с протерозоя) воздымание и соответственно денудацию. Благодаря этому на поверхность выведены грандиозные поля древних метаморфических пород, характерных для глубинных зон гранитного (гранито-метаморфического) слоя. Составные части этих геоблоков (археиды и ранние протерозоиды) образуют самостоятельные регионы [Красный, 1964]. В глубоких эрозионных срезах геоблоков вскрыты складчатые структуры докембрийских образований, среди которых различаются и брахиформные. Процессы перерождения горных пород (палингенез, реоморфизм, анатектоидные преобразования) распространены на все доступные для наблюдения выходы архея и раннего протерозоя. Алдано-Становой и Сино-Корейский геоблоки плутоногенного типа выделяются в целом пониженным уровнем гравитационного поля и мощностью земной коры от 25—35 и до 35—40 *км*. Повышенная мощность коры характерна для геоблоков, подвергшихся тектонической активизации. Предполагается, что поверхность Конрада в этих геоблоках находится в сравнительной близости (на глубине 6—10 *км*) от поверхности Земли. В локальных районах резкого поднятия поверхности Конрада наблюдаются положительные гравитационные аномалии. Длительное устойчивое воздымание древних геоблоков в поздне- и послерифейское время позволяет назвать тектонический режим этого времени анастабильным [ана (греч.) — снизу вверх].

Примером геоблока, отличающегося от только что описанных отчетливо выраженной в палеозое и мезозое, а, возможно, в отдельные периоды позднего докембрия тенденцией к погружению, является Яно-Чукотский. В пределах его отдельные, более мелкие блоки кристаллического фундамента неравномерно опущены на различную глубину и, вероятно, почти всюду подстилают осадочный слой земной коры. В связи с упомянутыми особенностями фундамента в геоблоке возникают особого типа пологие структурные формы — планории (аклинории), представляющие собой выдержанные на больших расстояниях (десятки — первые сотни километров) весьма пологие складки. Ранее они выделялись под названием «районов пологих дислокаций». Осадконакопление в планориях характеризуется шельфовыми и эпиконтинентальными фациями и местами сокращением мощностей отложений.

В целом рассматриваемый геоблок относится по петролого-геохимическому профилю к сиало-литическому типу [Красный, 1961]. В инверсионную или постинверсионную стадию вдоль границ крупных воздымающихся сооружений и массивов в сравнительно узкую зону проникают гранитные интрузии. В пределах геоблока различаются Верхояно-Колымская и Чукотская геосинклинальные складчатые (подвижные) области.

Рассматриваемый геоблок характеризуется довольно мощной (до 35—40 *км*) земной корой. Простирание локальных магнитных аномалий отражает здесь простирание мезозойских структур. Лишь в нескольких местах по магнитным данным намечаются меридиональные простирания, свойственные более древним комплексам.

По гравиметрическим данным в области древних массивов (Колымского и Омолонского) можно предполагать некоторое сокращение мощности земной коры. Длительное устойчивое погружение Яно-Чукотского геоблока в рифее (?), палеозое и мезозое позволяет назвать тектонический режим этого времени катастабильным [kata (греч.) — сверху вниз].

В области континентальной коры примером геоблока с дифференцированным тектоническим режимом служит Амурский геоблок, представляющий собой сложное палеозойско-мезозойское глыбово-складчатое сооружение. Этот геоблок расположен на раздробленных глубоко погруженных древних (до позднекембрийских) структурах, что обусловило проницаемость его для магматических внедрений. Последние проявились во всех стадиях развития Южно-Монгольской, Большехинганской, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклинальных складчатых (подвижных) областей и систем, слагающих геоблок. Раздробление способствовало образованию характерных узких шовных (регматических) геосинклинальных зон, расположенных вдоль разломов глубокого заложения. В этих зонах происходило накопление кремнисто-терригенно-вулканогенных толщ.

Амурский геоблок в своей восточной части (в пределах СССР) характеризуется относительно небольшой мощностью земной коры, образующей местами некоторое утолщение (до 40 *км*). Для его большей части не свойствен региональный гравитационный минимум и аномалии магнитного поля ΔT. Локальные магнитные и гравитационные аномалии обособляют структуру мезозоид, окаймляющую с севера выступы древней Северо-Китайской платформы. В целом этот геоблок сиалического профиля. Ультраосновные и основные интрузии здесь незначительно распространены, тогда как граниты и их производные резко господствуют.

Мезозойский гранитоидный магматизм, имеющий весьма важное металлогеническое значение, омолаживается в направлении с запада на восток (триасовые гранитоиды в Южно-Монгольской складчатой системе, юрские и раннемеловые — в Монголо-Охотской и позднемеловые — в Сихотэ-Алинской). Северной границей геоблока служит зона Монголо-Охотского глубинного разлома, южная его граница трассируется глубинным разломом, ограничивающим с севера Сино-Корейский геоблок. На западе геоблок обрамляют глубинные разломы Маянхон-Горский и Эдергенинский. Первый идет по западному краю Монголо-Охотской складчатой области, а второй служит рубежом массового развития меловых прогибов, характерных для Южно-Монгольской складчатой системы.

Естественной восточной границей служит Восточно-Сихотэ-Алинское звено Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. Охотский геоблок является примером структур, находящихся в области перестройки земной коры на стыке материковых и океанических структур со сложным взаимоотношением континентальной и переходной к океаническому типу коры. Для этого геоблока, относящегося к внутренней части ТПП, характерно

широкое развитие кремнисто-вулканогенной и морской диатомитовой формации и формации «зеленых туфов». Последние две не известны на континенте. Для геоблока специфичны ультраосновной магматизм, современный активный вулканизм и высокая сейсмичность, приуроченная к зоне островных дуг.

В геоблоке отдельные более мелкие блоки (северная и центральная части Охотского моря и Западная Камчатка) имеют гранитный слой пониженной мощности (суммарная мощность земной коры — 20—25 *км*). В других блоках (южная часть Охотского моря) кора близка к океанической, без гранитного слоя, но с большей, чем в океане, толщиной рыхлых осадков и базальтового слоя. Разломный характер ограничений геоблока не вызывает сомнений. Наличие зон глубинных разломов подтверждается приуроченностью к ним полос сплошного развития на западе вулканогенных пород («риолито-андезитовая линия») и на востоке цепи действующих и сравнительно недавно потухших вулканов («андезитовая линия»). В пределах геоблока представляется возможным выделить подвижные системы с завершенной складчатостью (Хоккайдо-Сахалинскую, Охотско-Корякскую) и активную геосинклинальную (Курило-Восточно-Камчатскую) систему. Геофизические особенности Охотского геоблока довольно подробно были освещены И. П. Косминской с соавторами [1963], Б. А. Андреевым [Геологическое строение..., 1966], С. А. Федотовым [1966].

В предыдущем изложении было показано, что в истории развития Востока СССР и сопредельных регионов важное значение имеют разнообразные межсегмоидные и межблоковые пограничные структуры. Известно, что к ним ранее относились краевые швы, резко выраженные в тех случаях, когда высоко поднятый участок древней платформы граничит с геосинклинальной системой, а также краевые прогибы, перикратонные опускания, шовные прогибы, окраинно-материковые вулканогенные пояса и разного рода рифтовые образования (цепи впадин зон активизации, регматические троги и пр.). Замечательной межсегмоидной пограничной структурой является Периокеанический ортогеосинклинальный пояс (см. выше), который по ярко выраженным долгоживущим эвгеосинклинальным прогибам может быть назван Симанто-Хатырским. Имеются достоверные данные, что звено этого пояса в пределах внешней зоны Японских стровов развивалось в течение силура—палеогена (геосинклинали Чичибу—Симанто). Хатырское звено пояса охватывает примерно тот же промежуток времени. Этот пояс, через Южную, а возможно, и Центральную Аляску смыкается с поясом Фрэзер Восточного Притихоокеанья.

Развитие представлений о глыбовых и межглыбовых структурах должно усилить внимание к проблеме входящих углов и выступов геоблоков. Г. Штилле, а затем подробнее Н. С. Шатским (т. II, с. 491) было отмечено структурное значение внутренних и внешних углов платформ и подробно разобран ряд примеров (Большой Донбасс, Вичита, грабен Осло и др.). Причем главное внимание уделялось осадочному выполнению «краевых поперечных систем». Однако не менее важное значение имеет и магматизм входящих углов и выступов геоблоков. Эти «тектоно-магматические углы» обладают иногда весьма длительной и важной в минерагеническом отношении историей магматизма. Таковы, например, тектоно-магматические входящие углы на северо-западной и северо-восточной окраинах Алданского щита. Магматическая жизнь их продолжалась (с перерывами) от протерозоя до мезозоя [Красный, 1967].

Глубинные движения в тектоносфере вертикальные (главные) и сдвиговые (подчиненные) значительной амплитуды обусловили делимость ее на геоблоки, входящие в состав Континентального, Переходного и Океанического сегмоидов. Эти движения охватывают в глубинах и на по-

верхности Земли тектонически четко выраженные области в многие сотни и тысячи километров в поперечнике. Планетарное растрескивание, или, другими словами, система регматического раскалывания, в результате которой происходило первичное деление земной коры на геоблоки, могло возникнуть вследствие разрядки напряжения в контрастно сопрягающихся глубинных структурах.

Протопланетные узлы и ядра и последующее формирование первичных блоков создало глыбовую (или петельчато-глыбовую) начальную структуру глубинно-поверхностного слоя планеты. Унаследованность этой первичной делимости имела решающее значение при дальнейшей эволюции мантии и коры. Какими бы ни были преобразования и перестройки оболочек геоида, в них, вероятно, сказывались древнейшие элементы делимости.

Приведенные выше данные о геоблоках соответствуют представлениям геофизиков [Косминская, 1966, с. 42] о том, что «Наряду со слоистостью выявлена блоковость земной коры и верхней мантии. В большинстве случаев разным тектоническим зонам соответствуют разные блоки коры, различающиеся толщиной коры, скоростным составом, разными сотношениями мощности осадочного слоя и консолидированной коры...» и в настоящее время «...между крупными блоками коры и мантии устанавливаются определенные соответствия, и для некоторых зон можно говорить о коромантийных блоках». Используя первичную систему делимости в тектоносфере в геологически обозримый отрезок времени, происходили, как было видно на приведенных выше примерах, «движения оседания» и «движения поднятия» [Н. С. Шатский, 1965, т. IV, с. 71] в пределах геоблоков с катастабильными и анастабильными режимами и более резко разнонаправленные дифференцированные движения в геоблоках с мобильным режимом.

Гипотеза геоблокового строения Земли, разрабатываемая на примере Северо-Восточной Азии с 1966 г. [Геология и перспективы..., 1972], является альтернативой новейшим широко распространившимся за рубежом представлениям о «тектонике плит». На континентах, в океанах и в переходных между ними зонах существует общая делимость тектоносферы. Представляется, что роль срединноокеанических поднятий (по крайней мере в Тихом океане), якобы генерирующих движение плит и наращивание земной коры на гигантские расстояния, явно преувеличена.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА

Исторический анализ показал, что сочетание многих факторов (общей геохимической эволюции, климатических и в первую очередь тектонического) обусловило многообразие главнейших генетических ассоциаций пород (осадочных формаций), приуроченных к определенным этапам седиментогенеза северо-западной части ТПП.

С мобильными прогибами геосинклинального типа связаны нижняя терригенная (аспидная) и кремнисто-вулканогенная группы формаций, появившиеся в ранние этапы эволюционного развития (в конце докембрия, а может быть и раньше) и стойко просуществовавшие на протяжении всей последующей истории региона. Сохранялись главные фациальные черты этих формаций. Лишь карбонатные (рифовые) и кремнистые составляющие незначительно менялись благодаря изменению состава биогермо- и кремнеобразующих организмов.

В ортогеосинклинальных системах со свойственным последним широким развитием кремнисто-вулканогенных и отдаленных кремнисто-терригенных формаций нетрудно подметить связь максимальных вспышек кремнеобразования и вулканизма с весьма локальными отрезками геологического времени. Более того, подобные кульминационные момен-

ты часто близки (во времени) или синхронны в геосинклинальных системах различных регионов.

Мощные тектонические (вулканические) импульсы позднего рифея и начала кембрия, сыгравшие важную роль в развитии литогенетических ассоциаций Монголо-Охотской геосинклинальной области были возрождены, а местами впервые возникли в начале и первой половине среднего девона (Забайкалье, Шантары, Южная Аляска, Восточная Монголия, Корякское нагорье, внешняя зона Японских островов). Дальнейшее развитие те же процессы вулканизма получили в карбоне и ранней перми в геосинклинальных кремнисто-терригенных прогибах внутренней части ТПП (Южная Аляска, Корякское нагорье, Восточный Сахалин, юго-западная часть Японских островов) и в Амурском геоблоке (Монголо-Гиринская и Сихотэ-Алинская подвижные системы).

Новые эпохи регенерации ортогеосинклинальных тенденций с признаками геосинклинальной стадии прослеживаются в регматических прогибах короткого периода развития (юрские прогибы Чукотской области, Сихотэ-Алинской и Охотско-Корякской системы).

Консервативность эволюционного развития свойственна терригенным и терригенно-карбонатным формациям, накапливавшимся в прогибах на слабо раздробленном жестком фундаменте. Геосинклинальные терригенные прогибы Верхоянского и Монголо-Охотского типов придают специфический колорит Яно-Чукотскому (поздний палеозой — юра) и Амурскому (триас—юра) геоблокам. Состав этих формаций претерпевает, однако, более резкие изменения во времени в связи с изменением общих гидрогеологических и климатических условий: доломитообразование, максимальное в раннем палеозое и достаточно интенсивное, но локализованное в среднем палеозое (Северо-Восток СССР) прекращается в позднем палеозое и мезозое. Неравномерно в разрезах терригенных и терригенно-карбонатных формаций распределены пестроцветные породы, обусловленные эпизодической аридизацией климата. Роль этих пород в разрезах всех этапов на Северо-Востоке и Востоке Азиатского континента резко уменьшается в сравнении с районами Внутренней Азии.

Максимальное развитие каробнатных и вулканогенно-карбонатных (субаквальных) формаций в Континентальном сегменде свойственно позднему докембрию — раннему палеозою. Для последующей истории эти формации мало характерны и появляются эпизодически (например, средний триас района Янцзы).

Неоднократное возобновление карбонатного осадконакопления характерно для массивов Яно-Чукотского геоблока (Колымский, Омолонский, отчасти Чукотский) и Аляски (Сьюардский массив) на протяжении всей истории геологического развития. Маломощные карбонатные (реже терригенно-карбонатные с ограниченной ролью вулканогенного и туфового материала) формации известны здесь начиная с рифея и раннего кембрия — в ордовике, силуре, карбоне, перми и раннем триасе, а на Сьюардском массиве в позднем триасе. С течением времени их магнезиальность уменьшается, а битуминозность нарастает.

В постбайкальских массивах Амурского геоблока (Аргунском, Буреинском) направленность литогенетической эволюции заметно разнится от типичных массивов Яно-Чукотского геоблока общим сокращением карбонатной и, напротив, существенным увеличением терригенной составляющей разрезов. Обилие карбонатов, сочетающихся с терригенными осадками, свойственно здесь исключительно рифею и кембрию. В последующие седиментационные этапы профилирующим типом формаций таких структур становятся терригенные («шлировые»), терригенно-карбонатные (с ограниченным количеством карбонатов) и молассовидные формации, тогда как в эпохи инверсии регенерируются субак-

вальные андезит-липаритовые и липаритовые (субщелочные) формации, а также континентальная моласса. В жестких структурах (массивах) Японии (Китаками, Абакума, Внутренняя зона юго-западной части о. Хонсю), принадлежавших в палеозое Континентальному сегмоиду, карбонатные и терригенно-карбонатные формации также играли заметную роль.

Флишоидные формации широко проявлены на протяжении всех седиментационных этапов, начиная с раннего палеозоя (нижнепалеозойские флишоидные толщи западной части Монголо-Охотской геосинклинали на территории Западного Забайкалья и Монголии). Однако типичные флишевые толщи, подобные флишу Восточной Европы, Кавказа, Карпат, не характерны. Близки параметрам стандартного флиша позднепалеогеновые — миоценовые толщи внутренней части ТПП: Камчатки, Курильских островов и Сахалина.

Молассообразование в разной степени проявлено в конце всех крупных тектонических циклов развития (средний — поздний кембрий; средний карбон — пермь; средняя — поздняя юра; поздний мел; плиоцен). Однако раннепалеозойское молассообразование по масштабам несравнимо с позднепалеозойским и мезозойским. Этот расцвет молассообразования в мезозое связан с тем, что вместе с обычными «инверсионными» прогибами геосинклиналей, важную роль приобрело впадинообразование нового типа, охватившее широкие пространства ранее стабилизированных областей.

Поздний мезозой и особено кайнозой вообще знаменательны широким развитием формаций, либо резко угнетенных в предшествующие этапы (лимнические и параллические угленосные, разнообразные по петрохимическим особенностям наземные вулканогенные формации, континентальные молассовые формации), либо проявлением новых типов, не известных прежде (туффито-диатомовая, зеленых туфов, щелочных базальтов и плато-базальтов). Широкое распространение этих формаций подчеркивает своеобразие и индивидуальность Тихоокеанского пояса и выделяет регион среди седиментационных областей Внутренней Азии и Европы.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ

Эволюция металлогении проходит на фоне необратимого, направленного развития рассматриваемого сегмента Земли, что проявляется в нарастании по мере геологического времени степени дискретности коры и, вероятно, также верхней мантии. На фоне развития систем глубинных разломов, расчленяющих тектоносферу на все более дифференцированные блоки, происходит все убыстряющийся в мезозое и кайнозое процесс раскрытия и активации разломов. Он идет в последовательности от крупных межблоковых систем растяжения очень длительного действия (в главной части они заложились еще в позднем архее и протерозое) через региональные и интрарегиональные разломы к локальным разломам, разделяющим относительно мелкие блоки на поздних стадиях развития рудоносных структур приконтинентальной мегапровинции Востока СССР в мезозое и кайнозое. При этом происходит уменьшение глубинности каждой последующей генерации разломов. Можно сказать, что эволюция эндогенной металлогении — это в сущности процесс эволюции глубинных разломов, представляющих «энергетические отдушины» глубинных зон Земли [Ициксон, 1963, 1965].

По намеченной общей направленности идет и развитие металлогении. Первоначально в мало еще дифференцированную стадию развития земли происходят осадочно-метаморфогенные концентрации немногих поливалентных элементов (главным образом Fe, отчасти Mn, Al).

С зарождением систем разломов в широких зонах межблокового растяжения и полиметаморфизма связано обособление золота, являющегося источником россыпей. Эти же ареалы золотоносности неоднократно являлись в дальнейшей истории геологического развития той «питательной средой» в фундаменте, откуда наследовался металл в позднейших золотоносных зонах мезозоид.

По мере развития с позднего докембрия и начала палеозоя в связи с заложением систем региональных и интрарегиональных разломов появляются все более обособленные в пространстве металлогенические зоны с эндогенными, преимущественно гидротермальными месторождениями с все более широким кругом металлов (Au, Sn, W, Pb, Zn, Ag, Mo, Be, Bi и др.). В стадию сводово-глыбовых движений в мезозое и кайнозое в процесс тектоно-магматической активизации закладываются преимущественно вдоль ограничений осадочно-вулканогенных впадин рифтового типа системы локальных разломов. Эти системы контролируют размещение низкотемпературных месторождений флюорита, золота, серебра, сурьмы, ртути, мышьяка, вольфрама, в основном близповерхностного типа, со сложными ассоциациями элементов. Местами, на верхних гипсометрических уровнях, рудные залежи приобретают пластовый характер, подчиняются литологическому и стратиграфическому контролю, и здесь в сущности стирается грань между эндогенным и экзогенным рудообразованием.

Наконец, с кайнозойской эпохой и антропогеном связано детритогенное накопление золота, олова, реже вольфрама, ртути, хрома, платины.

Таким образом, прослеживая эволюцию эндогенных концентраций металлов во времени, можно видеть четко выраженный процесс последовательного усложнения минерализации: увеличение числа концентрирующих элементов, усложнение минеральных парагенетических ассоциаций, увеличение количества и сложности отношений отдельных минеральных форм, многократное наложение отдельных фаз, телескопирование.

По мере развития структур также все более усложняется как состав самих рудоконтролирующих магматических образований в сторону все большей дифференцированности, так и характер связи месторождений с магматизмом. Эволюция направлена от прямой генетической связи с отдельными фациальными разностями интрузий (олово-редкометальные кварцево-жильные месторождения, грейзены в связи с лейкократовыми «калиевыми» гранитами) через парагенетическую связь с определенными сериями или комплексами пород (месторождения касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формации в связи с габбро-гранодиорит-гранитной формацией) до отсутствия видимой связи минерализации с магматизмом (ртутно-сурьмяные месторождения, некоторые флюоритовые, полиметаллические стратиформные).

На фоне нарастающей дифференциации (измельчения) блоковой структуры, развития все более мелких «специализированных» разломов и зон повышенной проницаемости происходит миграция очаговых зон на более высокие уровни, сопровождаемая более интенсивной дифференциацией магматического материала. Сообразно этому устойчиво выдерживается тенденция к формированию эндогенных месторождений на все более высоких уровнях: от пегматитовых до высокотемпературных кварцевых жил, связанных с субабиссальными фациями магматических пород, к сложным и весьма разнообразным по морфологии и типу гидротермальным месторождениям, формирующимся в близповерхностных условиях в связи с гипабиссальными и субвулканическими интрузиями, экструзивами или вулканогенными толщами, частично при участии водозных или «возрожденных» вод.

Что касается самых общих черт эволюции металлогении в пространстве, то, как следует из приведенного выше материала, очень резко в течение всей истории развития эндогенных процессов, в том числе и процессов эндогенного минерагенеза, по крайней мере с позднего палеозоя, выдерживается определенная тенденция. Она проявляется в том, что центр геотектонической и металлогенической активности был связан с областью Тихоокеанской мегаструктуры. Именно к ней «центростремительно» мигрировали (смещались) во времени как складчатые движения, магматизм и оруденение геосинклинально-складчатых областей, так и в дальнейшем, после их консолидации, процессы тектоно-магматической активизации с присущей им мощно проявленной эндогенной металлогенией.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС И ТИХИЙ ОКЕАН

Известно, что окраинно-континентальное и островное Притихоокеанье имеет неповторимую особенность, состоящую в том, что в его пределах необычайно широко развиты мезозойские и кайнозойские магматические и соответственно металлогенические процессы, охватывающие со всех сторон Тихий океан. Как следует из изложенного ранее в т. III, на Азиатской стороне выделяются четыре магматические провинции: а) континентальная гранитоидная с резким преобладанием мезозойских гранитов и гранодиоритов и подчиненным развитием континентальных андезитовых и липаритовых формаций; б) окраинно-материковые вулканогенные пояса андезито-риолитового петрогеохимического профиля с подчиненным развитием гранитоидного вулканизма; в) периокеанические гипербазитовые и базитовые пояса, более или менее четко прослеживаемые в восточноазиатских островных дугах; г) андезитовые и базальтово-андезитовые пояса, обрамляющие океан (Андезитовая линия).

Западный край ареала развития мезозойского гранитоидного магматизма определяет внешнюю границу ТПП, а андезитового магматизма — его внутреннюю границу (андезитовая граница, по Г. Штилле).

Мезозойские гранитоидные интрузивы широко распространены в виде линейно вытянутых полос в обрамлении Колымского массива и Алданского щита, захватывая значительную территорию последнего; они прослеживаются вдоль стыков поздних байкалид, каледонид и герцинид Северной Монголии, трассируются в широтной Яньшанской зоне по северной границе Северо-Китайской платформы, в юго-западной части о. Хонсю, в катазиатском блоке каледонид и вдоль массивов (существующих и гипотетических) в Индокитае, Малайе и, по-видимому, в Восточной Австралии. В Северной Америке гранитоиды вытягиваются цепочками вдоль Тихоокеанской и Кордильерской (по Ф. Кингу) складчатых областей, местами «выплескиваясь» далеко на восток в окраинную часть Северо-Американской платформы. В Андах и Антарктандах также известны весьма протяженные интрузивы гранитоидов.

В собственно Тихоокеанском регионе базальтовый вулканизм весьма широко распространен в северо-западной части Тихого океана. Наиболее крупные линейно-вытянутые островные сооружения, представляющие собой резко приподнятую цепочку гористых островов (например, Императорские горы) или обширные поднятия, увенчанные в гребневой части островами (поднятия Дарвина с Гавайскими островами), а также другие островные и подводные гряды (Маркус-Неккер, Маршалловы острова, о-ва Лейн), составляют в совокупности базальтовую вулканическую провинцию северо-западной части Тихого океана. Размеры этой провинции по площади 44 млн. *км*² (длина свыше 11 тыс *км*, ширина свыше 4 тыс. *км*). По подсчетам Г. У. Менарда, общий объем

базальтовой лавы здесь превышает 20 млн. *км*^{3}. Вероятно, действительная цифра объема базальтоидов должна быть значительно большей. Возраст этих излияний рассматривается как позднемезозойский — кайнозойский.

Уместно поставить вопрос, не могло ли передвижение гигантских масс базальтовой магмы, происходившее в мезозое и кайнозое в тихоокеанской части геоида, быть мощным индикатором глубинных процессов, которые повлияли на окраинно-материковый магматизм того же времени? Другими словами, нельзя ли объяснить однородность базальтовых магм Тихого океана и гранитоидных магм Тихоокеанского подвижного пояса с их металлогенической спецификой общей причинной связью глубинных подкоровых процессов [Красный, 1968]?

Как известно, сходство и узкий возрастной интервал (мезозой) гранитоидных выплавок, прослеживаемых на поверхности в виде протяженных (десятки, сотни и первые тысячи километров) гряд и цепей, а также наложенность их на разные по типу и возрасту структуры не находили до сих пор сколько-нибудь удовлетворительного объяснения. Это породило для северо-западной части ТПП различные ухищрения в терминологи. Выделялись гранитоиды «соскладчатые» (В. Т. Матвеенко), «постинверсионные» (М. И. Иициксон), «телеорогенные» (Л. И. Красный), «ксеноорогенные» (Е. А. Радкевич), «активизированных областей» (В. В. Белоусов, А. Д. Щеглов и др.), «областей ревивации» (М. С. Нагибина). С восточной стороны океана на Тихоокеанском побережье Северной Америки и довольно далеко в глубине этого материка А. Ирдли, Ф. Кинг и другие исследователи наметили гранодиоритово-гранитные батолитические провинции с интрузивами как вовлеченными в складчатость (их немного), так и преобладающими послескладчатыми.

Ю. М. Шейнман, М. Юинг и М. Лэндисмен, В. В. Белоусов, П. Н. Кропоткин и другие, проанализировав данные многочисленных исследований, указывают, что под океанами и под материками существует не только разница в положении поверхности М и в строении земной коры, но и, что более важно, на больших глубинах устанавливается принципиальное различие между верхней мантией под океанами и под материками. Следует согласиться с П. Н. Кропоткиным [1967], что «в свете современных геофизических данных можно утверждать, что основу тектонических движений составляют какие-то более однородные деформации и движения в мантии, охватывающие огромные объемы ее вещества» (с. 29).

Новые данные зарубежных и советских ученых о слое пониженных сейсмических скоростей (волноводе) в верхней мантии устанавливают, что под Тихим океаном волновод находится на глубине около 50—60 *км* и распространяется до глубины 400 *км*, тогда как верхняя граница волновода под материками находится на глубине 100—120 *км* и распространяется на глубину 250 *км*. Таким образом, намечается, что мощность волновода под океанами больше, чем в два раза превышает мощность волновода под материками.

Есть данные, что слой с большим поглощением поперечных волн имеется под южными Курильскими островами на глубинах 60—110 *км* (особенно 80—90 *км*). С. А. Федотов отмечает, что скорости на границе М вблизи Курильских островов под Охотским морем равны 8,0—8,2 *км/сек*, а под океаном на глубоководной впадине они достигают 9,0 *км/сек* и более.

Одновременно Е. А. Любимова [1962], используя данные о скоростях продольных волн в коре и верхней мантии, рассчитала, что на глубине 50 *км* под континентом температура на 100° С ниже, чем под островной дугой, а под океаном на 400° С выше, чем под Курильскими островами. Различие в свойствах вещества континентального и океани-

ческого блоков сохраняется вплоть до глубины 700 *км* (Г. Беньоф, С. А. Федотов и др.).

Все больше накапливается сведений о неоднородности вещества верхней мантии. В этом отношении геофизиками и геологами собирается фактический материал, интерпретация которого в ближайшие годы, вероятно, покажет, что как в вертикальном, так и в латеральном направлениях верхняя мантия (и средняя?) обладает особенностями, обуславливающими известную индивидуальность крупных блоков (геоблоков) геоида. Речь идет о попытках использовать следующие данные: а) соотношения между современным рельефом, аномалиями силы тяжести и положением границы М (Т. Н. Симоненко, Г. Вуллард и др.), тепловым потоком и землетрясениями (Р. Гирдлер, Е. А. Любимова); б) распределение очагов вулканов в коре и верхней мантии (Г. С. Горшков); в) определения петрологических и физических характеристик мантийного (?) материала, обнаруженного при драгировании (например, в рифтовой зоне Срединного хребта Индийского океана) и в виде включений в лавах (Г. Б. Удинцев, М. Х. Мангани, Дж. Вуллард, Е. Н. Денисов и В. Г. Сахно и др.); г) экспериментальные исследования в условиях высоких температур и давлений (М. П. Воларович).

Вовлечение в круг интересов геологов и геофизиков всей планеты наталкивает их на необходимость внимательного отношения к идеям о возможности существования в верхней (и средней?) мантии глубинных потоков, производящих в ослабленных зонах (системах глубинных разломов или реоклиналях, по Е. М. Люстиху) перераспределение тепловой и химической энергии. При этом могут быть использованы старые или образованы новые разрывы в сиалической оболочке, а также осуществляется передвижение (по вертикали или в комбинации со сдвигом) геоблоков. При соответствующих благоприятных условиях происходит существенно вертикальное перемещение фронта магмообразования.

Согласно последнему выводу, который выдвигался в разной форме Д. С. Коржинским, Ю. А. Кузнецовым и другими, магматические очаги, возникающие в пределах мантии, разрастаясь, перемещаются на все более и более высокие уровни. Исходя из этой гипотезы заметные отклонения в составе гранитоидных комплексов объясняют зависимостью их от замещаемых пород. При рассмотрении с этих позиций распределения полос и цепочек гранитоидных интрузивов западной части Северной и Южной Америки, Антарктандов и в особенности Восточной Азии видно, что они возникают как в области развития однородных терригенных комплексов (например, Индигирско-Колымский регион), так и по краям сиалических глыб существенно гранито-гнейсового состава (хр. Становой, Корея и др.).

Итак, выясняется, что под океанами и под материками имеет место огромная разница физико-химических условий. Из перегретого и перенапряженного слоя под океаном, вероятно, происходит перетекание вещества в сторону континентов, что создает конвекционного (или другого, еще не познанного) типа мантийные течения. Достигая нижней поверхности геоблоков и используя наиболее слабые зоны, которые естественно обнаруживаются на стыках геоблоков (или в сочленениях блоковых структур разного порядка), в узких трещинах или клиньях систем глубинных разломов, глубинные потоки (быть может, правильнее — флюктуационные пучки, ветви потоков) вызывают возмущения на поверхности волновода и образуют фронт магмообразования. Последний, возникая в пределах мантии, перемещается на все более высокие уровни. Естественно, что этот общий интрателлурический процесс восходящего глубинного тепла и химической энергии с последующим разрастанием фронта магмообразования в стыках между геоблоками в свете изложенного выше является в известной мере лишь главным

мантийным импульсом, от которого исходит гранитообразование в земной коре. Отсюда правомерны известные представления о происхождении гранитных магм как коровых, но отчетливо вторичных.

Р. Ван-Беммелен в одной из своих общих схем показал, что ветви систем глубинных течений могут подниматься сквозь склеросферу и астеносферу, достигая поверхности мировой сети трещин.

Из всего изложенного выше следует вывод о необходимости разработки гипотезы глубинной («мантийной») взаимосвязи магматических движений (в широком понимании) в величайшем океане нашей планеты и на обширных окраинах крупнейших материков.

Представляется справедливой точка зрения тех исследователей, которые предполагают наличие сверхглубинных потоков, генерирующих под материками магматические новообразования из исходного мантийного вещества. В этом отношении должна широко изучаться проблема взаимосвязи мезозойско-кайнозойского симатического магматизма Тихого океана и мезозойско-кайнозойского сиалического магматизма окраин Азиатского и Американского материков.

ЛИТЕРАТУРА

Акрамовский И. И., Левшунова С. П. Перспективы нефтеносности Нижнеанадырской впадины.— «Геология и геофизика», 1963, № 6.

Алексейчик С. Н. Геоструктурная схема Японо-Охотской геосинклинальной области и положение в ней острова Сахалин — «Сов. геология», 1962, № 12.

Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления — «Геология и геофизика», 1967, № 6.

Андреев Б. А. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР.— ДАН СССР, 1966, т. 170, № 2.

Аникеева Л. И. Магматизм.— В кн.: Геология и полезн. ископ. Корякск. нагорья. Л., «Недра», 1965.

Аникеев Н. П., Титов В. А. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса.— В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 18. Магадан, Магаданск. книжн. изд-во, 1966.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и история геологического развития СССР. М., Геолиздат, 1940.

Атласов И. П., Сягаев Н. А. Строение зоны сочленения северной части Сибирской платформы с обрамляющими ее складчатыми системами.— Тр. ВСЕГЕИ, 1964, нов. сер., 97.

Бабаян Г. Д. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Вилюйской синеклизы.— «Геология нефти и газа»; 1964, № 8.

Безруков П. Л., Соловьев А. В. Распространение органического углерода в современных осадках Охотского и Японского морей.— «Сов. геология», 1960, № 9.

Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Белоусов В. В. Явления тектонической активизации в развитии земной коры.— В кн.: Активизир. зоны земн. коры. М., «Наука», 1964.

Белоусов В. В. Верхняя мантия материков. М., «Наука», 1965.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Белоусов В. В. О строении и развитии тектоносферы материков.— В кн.: Закономерности размещ. полезн. ископ. Т. 8. М., «Наука», 1967.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры земли.— «Сов. геология», 1960, № 10.

Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чаунского пояса.— Автореф. дис. М., 1967.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— «Сов. геология», 1964, № 9.

Беляевский Н. А., Громов Ю. А. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья.— «Сов. геология», 1962, № 7.

Беляевский Н. А., Красный Л. И. Проблемы геологии и геофизики на XI сессии Тихоокеанского научного конгресса (Токио, август — сентябрь, 1966).— «Сов. геология», 1967, № 4.

Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья.— Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, 1959, Геология, вып. 10.

Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края.— В кн.: Матлы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса. Вып. 1. Владивосток, Приморск. книжн. изд-во, 1960.

Билибин Ю. А. Об одном способе изображения менделеевской таблицы.— Избр. труды, т. 11. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Билибин Ю. А. Избранные труды. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1958—1963.

Билибина Т. В. Закономерности размещения мезозойского вулканогенно-интрузивного комплекса на Алданском щите.— В кн.: Петрология щелочн. вулканоген. интруз. комплексов Алданск. щита (мезозой). Л., «Недра», 1967.

Бобров В. А. Особенности металлогенического развития Восточной Монголии.— В кн.: Вопросы металлогении. М., «Недра», 1965 (МГК, XXII сес.).

Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. МГУ, 1967, геол., № 1.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Богданов Н. А., Геодокян А. А. Аляскинская научная конференция на тему «Человек, нефть и природа».— Вестн. АН СССР, 1969, № 12.

Богданов Н. А., Тильман С. М. Общие черты развития палеозойских структур острова Врангеля и западной части хребта Брукса (Аляска).— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.

Бурлин Ю. К., Донцов В. В. Нефтидопроявления на побережье Берингова моря.— ДАН СССР, 1966, т. 171, № 1.

Бурлин Ю. К., Иванов В. В. Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности впадин Южной Чукотки.— В кн.: Геол. строение и нефтегазоносность вост. части Сибирск. платформы и прилег. регионов. Якутск, Якутск. книжн. изд-во, 1966.

Быковская Е. В. Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока СССР.— В кн.: Вулканич. и вулкано-плутонич. формации. М., «Наука», 1966.

Быковская Е. В., Блюмштейн Э. И. Верхнемезозойские и кайнозойские вулканогенные комплексы Сихотэ-Алинской подвижной области.— В кн.: Магматич. комплексы ДВ СССР. Владивосток, 1971.

Варданянц Л. А. Изотахи (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа.— Тр. ВСЕГЕИ, 1963, нов. сер., т. 85.

Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг.— В кн.: Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7.

Виноградов В. А. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Северного Хараулаха.— В кн.: Сб. статей по палеонт. и биостратигр. Л., изд. ГИИГА, 1962.

Вихерт А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки.— «Сов. геология», 1963, № 6.

Власов Г. М., Василевский М. М. К вопросу о принципах металлогенического районирования Камчатки.— В кн.: Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Второй международный океанографический конгресс. (тезисы докл.). М., «Наука», 1966.

Вулканизм и глубинное строение Земли.— Тр. Второго всесоюз. вулканолог. совещ. Т. 3. М., «Наука», 1966.

Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения.— В кн.: Мат-лы Межвед. совещ. по проблеме «Рудоносность вулканоген. формаций». М., «Недра», 1965.

Гавриков С. И. О скоростях осадконакопления и показателях устойчивости погружения тектонических сооружений (на примере массивов Северо-Востока СССР).— В кн.: Мат-лы к совещ. «Общие закономерности геол. явлений», вып. 1. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1965.

Гавриков С. И. Палеотектонические карты северо-востока СССР для юрского периода.— «Геотектоника», 1966, № 1.

Гавриков С. И. О возрасте и связи золотого и редкометально-золотого оруденения с некоторыми мезозойскими гранитоидами Верхне-Индигирского рудного района.— В кн.: Мат-лы по тектонике и магматизму Востока СССР. Л., «Недра», 1967.

Гавриков С. И., Полов Л. Н. История геологического развития юго-восточной части Якутии и сопредельных районов в позднем палеозое и мезозое. В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Якут. АССР. Вып. 12. Якутск, Якутск. книжн. изд-во, 1963.

Гамянин Г. И. Типы золотого оруденения в Верхне-Индигирском районе и их связи.— «Геология и геофизика», 1966, № 12.

Гапеева Г. М. Уссурит — особая разновидность щелочных базальтоидных пород.— ДАН СССР, 1959, т. 126, № 1.

Гапеева Г. М. Эруптивная брекчия Лесозаводска.— «Геология и геофизика», 1960, № 10.

Гельман М. Л., Белый В. Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов Северо-Западной Чукотки.— В кн.: Петрохим. особен. молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Геологические предпосылки локализации полезных ископаемых на территории востока СССР.— «Сов. геология», 1963, № 12. Авт.: Г. М. Власов и др.

Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина.— Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 135. Авт.: С. Н. Алексейчик и др.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Под ред. Л. И. Красного. М., «Недра», 1966.

Геология Кореи. М., «Недра», 1964.

Геология и минеральные ресурсы Японии. М., ИЛ, 1961.

Геология и нефтегазоносность Аляски. М., ИЛ, 1963.

Геология и перспективы нефтегазоносности Советской Арктики. Л., изд. НИИГА, 1972.

Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965. Авт.: Б. Х. Егиазаров и др.

Геология и полезные ископаемые Японии. М., ИЛ, 1961.

Геология Сибирской платформы. Под ред. И. И. Краснова. М., «Недра», 1965.

Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.

Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская обл. Ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1966.

Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абс. возраст геол. формаций. М., «Наука», 1964 (МГК, XXII сес.). Авт.: Г. Д. Афанасьев и др.

Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968. Авт.: К. Б. Мокшанцев и др.

Говоров И. Н. Значение геохимических исследований при изучении металлогении редких элементов.— В кн.: Геол. и металлогения. сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Горнштейн Д. К. Тектоническое строение и перспективы Алданской синеклизы. М., «Наука», 1965.

Городинский М. Е. Геологический очерк центральных районов Чукотки.— В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР. Вып. 16. Магадан, Магаданск. книжн. изд-во, 1963.

Горшков Г. С. О глубине вулканического очага Ключевского вулкана.— ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4.

Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканогении.— Изв. АН СССР, 1958, сер. геол., № 11.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.

Гостинцев К. К., Полякова И. И. О гатчетите и эквенките из Сучанского каменноугольного бассейна.— Тр. ВНИГРИ, 1964, вып. 227.

Гудзенко В. Т. Перспективы нефтегазоносности кембросинийских отложений Аяно-Майского района.— В. кн.: Геол. строение и нефтегазоносность вост. части Сибирск. платформы и прилег. регионов. Якутск, Якутск. книжн. изд-во. 1966.

Гузиев И. С. Щелочной магматизм Тигильского района Западной Камчатки.— В кн.: Вулканич. и вулкано-плутонич. формации. М., «Наука», 1966.

Гурова Е. П., Гуров А. П. Мезозойские малые интрузии западной части Станового хребта.— «Геология и геофизика», 1966, № 2.

Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П. Эволюция древних подвижных областей Востока СССР.— В кн.: Орогенические пояса. М., «Наука», 1968. (Докл. сов. геол,. пробл. 3. МГК, XXIII сес.).

Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964. Авт.: Ю. А. Косыгин и др.

Донцов В. В., Иванов В. В. Некоторые черты тектонического строения Анадырской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности.— «Нефтегаз. геология и геофизика», 1965, № 9.

Егиазаров В. Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л., «Недра», 1968.

Елисеева В. К., Соснина М. И. О находке верхнепермских отложений на о. Сахалин. — «Геология и геофизика», 1964, № 10.

Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Неогеновый вулканизм и неогеновые вулканогенные формации Сахалина.— *В кн.: Вулканич. и вулкано-плутонич. формации.* М., «Наука», 1966.

Жарков М. А. Методика построения литолого-фациальных карт на примере раннего палеозоя (эокембрия) юга Сибирской платформы.— В кн.: Новые данные по геол. нефтеносн. и полезн. ископ. Иркутск. обл. М., «Недра». 1964.

Железнова А. П. Новые данные по геологическому строению Зее-Буреинской впадины и дальнейшее направление поисковых работ на нефть и газ.— «Нефтегаз. геология и геофизика», 1964, № 3.

Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мэргэня и их лавах.— В кн.: Академику В. А. Обручеву к 50-летию научн. и педагог. деятельности. Т. II. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Заварицкий А. Н. Вулканическая зона Курильских островов.— Вестн. АН СССР, 1946, № 1.

Заварицкий А. Н. Вулканическая дуга Курильских островов. Одна из важнейших задач науки о Земле.— В кн.: Избран. труды. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Иванов В. В. Типы возможно нефтегазоносных бассейнов Анадырско-Корякского районов.— В кн.: информац. мат-лы конфер. молодых научн. сотрудников по изуч. строения нефтегазоносн. р-нов. М., изд. НИЛНефтегаз, 1963.

Идеи С. С. Смирнова о Тихоокеанском рудном поясе в свете современных данных.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещ. эндоген. м-ний. М., «Наука», 1966.

Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964. Авт.: Н. И. Тихомиров и др.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.

История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962. Авт.: И. А. Резанов и др.

Иниксон Г. В., Структурное районирование и история развития Малого Хингана.— Тр. ВСЕГЕИ, 1961, т. 55.

Иниксон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— «Геология рудн. м-ний», 1963, Т. 5, № 2.

Иниксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР.— «Сов. геология», 1964а, № 1.

Иациксон М. И. Геологические и металлогенические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР.— «Сов. геология», 1964 б, № 11.

Иациксон М. И. Глубинные процессы, определяющие особенности подвижных поясов северо-западной части Тихоокеанского пояса.— В кн.: Мат-лы совещ. по общим закономерн. геол. явлений. Вып. 1. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1965.

Иациксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточноазиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР.— «Сов. геология», 1966, № 1.

Иациксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. I Всесоюз. вулканолог. совещ.).

Иациксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее.— Тр. ВСЕГЕИ, 1963, т. 85.

Иациксон М. И., Кормилицын В. С., Красный Л. И., Матвеенко В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— «Геология рудн. м-ний», 1960, № 1.

Иациксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Закономерности размещ. полезн. ископ. т. 7. М., «Наука», 1967.

Каленов А. Д. Мезозойские интрузии Восточной Монголии.— Изв. вузов, *Геология и разведка*, 1961, № 2.

Калинко М. К. Нефтегазоносные акватории мира. М., изд. ЦНИИТЭнефтегаз, 1964.

Калинко М. К. Некоторые закономерности распределения залежей нефти и газа во впадине залива Кука.—«*Геология нефти и газа*», *1967а*, *№ 6*.

Калинко М. К. Нефтегазоносность Тихоокеанского пояса.— В кн.: Проблемы *нефтегазоносности Востока СССР*. М., «*Наука*», *1967 б*.

Карпова Е. Д. Металлогенические провинции сводово-глыбового типа. В кн.: *Металлогения Тянь-Шаня*. *Фрунзе*, «*Илим*», *1968*.

Карта метаморфических фаций СССР м-ба 1 : 7 500 000. Под ред. В. С. Соболева, Н. А. *Добрецова*, В. В. *Хлестова*. *М.*, *ГУГК СССР*, *1966*.

Карта новейшей тектоники СССР м-ба 1 : 5 000 000. Под ред. Н. И. Николаева и *С. С. Шульца*. *М.*, *Госгеолтехиздат*, *1959*.

Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., ИЛ, 1959.

Косолапов А. И., Косолапова М. Н., Сороко Т. И. Геохимия вод, газов, нефтей и битумов Якутии. Якутск, Якутск. книж. изд-во, 1966.

Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений.— *ДАН СССР*, *1956*, т. *107*, *№ 1*.

Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Дальнего Востока.— Бюл. *ВСЕГЕИ*, *1958*, *1*.

Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые западного Приохотья. М., Госгеолтехиздат, *1960* а.

Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— В кн.: Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 37. Л., 1960 б.

Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Станового Джугджура, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей.— Изв. вузов, Геология и разведка, 1960в, № 3.

Красный Л. И. Подвижные области и вопросы их номенклатуры.— «Сов. геология», 1961, № 10.

Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР. В кн.: Складч. области Евразии. М., «Наука», 1964.

Красный Л. И. По поводу выделения «переработанных ядер» и изображения на тектонических картах магматических образований.— «Геотектоника», 1966, № 2.

Красный Л. И. Геоблоки.— «Геотектоника», 1967, № 5.

Красный Л. И. Тихоокеанский подвижный пояс — важнейшая планетарная структура.— В кн.: Проблемы регион. металлогении и эндоген. рудообразования. Тр. ВСЕГЕИ, 1966, т. 155, нов. сер.

Красный Л. И., Андреев Б. А. Геологическое строение, глубинная структура и геологическая история Востока СССР.— В кн.: Тезисы докл. выездной сессии на Дальнем Востоке СССР АН СССР. Отд. наук о Земле. М., «Наука», 1965.

Красный Л. И., Кропоткин П. Н. Воларович Г. П. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Геол. и металлогения сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Криштофович А. Н. Третично-четвертичная граница и ближайшие задачи изучения четвертичных образований Дальнего Востока.— В кн.: Мат-лы по четверт. геологии СССР. Ч. 1. Л.-М., Геолразведиздат, 1932.

Кропоткин П. Н. Тектоническое развитие Тихоокеанского пояса и проблема мобилизма.— В кн.: *Тезисы докл. выездной сес. на ДВ СССР, АН СССР. Отд. наук* о Земле. М., «Наука», 1965.

Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры.— «Геотектоника», 1967, № 5.

Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геол. и металлогения сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса. М., Изд-во АН СССР. 1963.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.

К тектонике монгольских горцинид.— Бюл. МОИП, 1967, отд. геол., т. 42, вып. 2. Авт.: Ю. А. Борзаковский и др.

Кудрявцев В. А., Гурова Е. П., Гуров Е. П. Тектоника западной части Станового хребта.— «Геотектоника», 1967, № 3.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л., Гранитоидный магматизм и тектоника.— «Геология и геофизика», 1967, № 10.

Кунаев И. В. О зональном размещении редкометально-золотого оруденения Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья.— Тр. Симпоз. по проблеме постмагмат. рудообразования, вып. I. Прага, 1963.

Куренков Н. Т. О формировании мезо-кайнозойских впадин Дальнего Востока.— «Геология нефти и газа», 1963, № 7.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.

Ларченко А. П. Основные черты эндогенной металлогении Северо Восточного Китая и ее закономерности.— Тр. МГРИ. 1961, т. 37.

Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки.— «Сов. геология», 1962, № 11.

Леонтьев Л. Н. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое — позднем докембрии и о природе Вилюйской впадины.— Тр. Геол. музея АН СССР, 1963, вып. 14а.

Лившиц М. Х. Новые представления о тектонике о. Сахалин и некоторые соображения о его газонефтеносности.— «Геология и геофизика», 1963, № 6.

Лобанов П. Ф. Геологическое строение Новосибирских островов.— В кн.: Геология Сов. Арктики. М., Госгеолтехиздат, 1957. (Тр. НИИГА, т. 81).

Лови Б. И. *Интрузивные комплексы Малого Хингана.*— Тр. ВСЕГЕИ, 1961, т. 55.

Малеев Е. Ф. Пирокластическая природа игнимбритов юга Камчатки.— Тр. Лаб. вулканологии, 1961, вып. 22.

Малич Н. С. Тектоника бассейна рек Бахты и Угами.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

Маринов Н. И. Закономерности размещения магматогенных месторождений полезных ископаемых на территории монголии.— В кн.: Мат-лы по геологии МНР. М., Гостоптехиздат, 1963.

Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Л. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры.— «Геотектоника», 1967, № 1.

Ма Синь-Юань, Ю Ужень-дун. Стиль геотектонического развития Восточного Китая в докембрийское время.— «Scientia sinica», 1964, vol. 13, № 1.

Масайтис В. Л. Разломы Сибирской платформы.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.

Масайтис В. Л. Плиоцен-четвертичные базальты Корейского полуострова и смежных территорий.— В кн.: Вулканич. и вулкано-плутонич. формации. М., «Наука», 1966.

Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещ. полезн. ископ. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967. Авт.: М. С. Марков и др.

Мельников О. А. К вопросу геотектонического районирования о. Сахалин.— Тр. СахКНИИ, 1962, вып. 12.

Менард Г. У. Восточно-Тихоокеанское поднятие.— В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., «Прогресс», 1964.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.

Мерзляков В. М. Тектоника зоны сочленения Омулевского поднятия Колымского срединного массива с Иньяли-Дебинским синклинорием Яно-Колымской складчатой системы. Казань, изд. Казанск. ун-та, 1966.

Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности.— Тр. НИИГА, 1965, т. 139.

Миллер Д., Пейн Т., Грик Д. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. Пер. с англ. М., Гостоптехиздат, 1961.

Мирончев Ю. П., Тихомиров Ю. П. Типы локальных поднятий Вилюйской синеклизы и центральной части Приверхоянского прогиба.— «Нефтегаз. геология и геофизика», 1964, № 3.

Мирошников Л. Д., Смилга И. П., Шехоркин И. А. Нефть и нафтиды в Приморье.— «Геология нефти и газа», 1966, № 1.

Михайлов А. Ф. Позднемеловой палеогеновый магматизм.— В кн.: Геол. строение сев.-зап. части Тихоокеанск. подв. пояса. М., «Недра», 1966.

Михайлов М. В. Результаты морфометрического анализа центральной и южной части Вилюйской синеклизы и северного склона Алданского массива.— В кн.: Морфометрич. метод при геол. исследованиях. Саратов. изд. Саратовск. ун-та. 1963.

Мокшанцев К. Б., Черский Н. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Восточной Якутии. Якутск, 1962.

Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— «Геотектоника», 1965, № 6.

Муратов М. В., Книппер А. Л. Проблемы связи тектоники и магматизма.— «Геотектоника», 1967, № 3.

Нагибина М. С. История развития структур Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Структура земн. коры и деформации горн. пород. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Нагибина М. С. О геологических структурах, связанных с активизацией и резивацией.— «Геотектоника», 1967, № 4.

Нефтегазоносные бассейны (регионы) земного шара.— В кн.: Регион. и структур. проблемы геологии нефти. М., Изд-во АН СССР, 1960. (МГК, XXI сес., пробл. 11). Авт.: И. О. Брод и др.

Нефтяная и газовая промышленность стран и территорий Азии и Дальнего Востока. III симпозиум ООН по развитию нефт. и газов. промышл., Токио, 1965. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1966. Авт.: Н. С. Ерофеев (ред.) и др.

Нефтедобывающая промышленность Японии. М., 1963. Авт.: С. А. Оруджев и др.

Никифорова И. К. Геологическое строение верхнеюрских и нижнемеловых отложений Удско-Торомского района Западного Приохотья.— Тр. ДВФ АН СССР, 1960, сер. геол. т. 6.

Николаев А. А. Стратиграфия ордовика, силура и девона Северо-Востока СССР.— В кн.: Геол. строение СССР. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика.— В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, 1964, вып. 11.

Обоснование прогнозов нефтегазоносности Северной Америки по материалам регионального геологического обобщения. М., изд. ЦНИТЭИН, 1963, сер. Нефтегаз. геология и геофизика.

Общие черты геологического строения южной части Дальнего Востока.— В кн.: Совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальн. Востока (тезисы докладов и выступлений). Хабаровск, 1956. Авт.: Н. А. Беляевский и др.

О месте и времени гранитного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока.— «Сов. геология», 1966, № 3. Авт.: Е. А. Радкевич и др.

Онихимовский В. В. О перспективах выявления ртутных месторождений на территории деятельности Дальневосточного ГУ.— «Сов. геология», 1960, № 9.

О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса.— «Геохимия», 1967, № 3.

Основные закономерности размещения месторождений золота в Юго-восточной части Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1966. Авт.: Н. П. Аникеев и др.

Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1963. Авт.: Д. К. Горнштейн.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири, великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, 1948, сер. геол., № 5.

Перспективы нефтегазоносности Колымского массива, Момо-Зырянской впадины и Приморского прогиба. Якутск, 1966. Авт.: А. И. Косолапов и др.

Перспективы нефтегазоносности территории Магаданской области. Якутск, Якутск. книж. изд-во, 1966. Авт.: Е. Н. Костылев и др.

Пинус Г. В. К вопросу о генезисе магмы, формирующей породы габбро-плагиогранитной магматической формации (на примере Тувы).— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Полькин Я. И., Гапоненко Г. П. Тектоника арктического шельфа прилегающей части акватории Северного Ледовитого океана и территории Восточной Сибири.— В кн.: Сб. докл. на Совете по тект. Сибири и Дальн. Востока. Якутск, Якутск. книжн. изд-во, 1968.

Попов Г. Г. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 10. Угольные бассейны Северо-Востока СССР и Камчатки. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Прохоров К. В. Третичные гранитоиды Камчатки. М., «Наука», 1964.

Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды Северо-Восточной Азии.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Пущаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны.— В кн.: Кайнозойские складч. зоны севера Тихоокеанск. кольца. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Пущаровский Ю. М. Пути тектонического районирования кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан.— В кн.: Кайнозойские зоны периферии Тихого океана. М., «Наука», 1964. (Тр.ГИН АН СССР, вып. 113).

Пущаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. «Геотектоника», 1965, № 6.

Пущаровский Ю. М., Афремова Р. А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе.— «Геотектоника», 1967, № 1.

Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1958. (Тр. Ин-та геологии рудн. м-ний, петрограф. минерал. и геохим., вып. 19.).

Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке.— В кн.: Генетич. особен. и общ. законом. развития золотой минерал. Дал. Востока. М., «Наука», 1966.

Результаты и задачи стратиграфических исследований на Дальнем Востоке.— «Сов. геология», 1967, № 6.

Решение Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Розинов М. И. Посленижнемеловой дайковый комплекс среднего течения реки Джиды (Западное Забайкалье).— Тр. ВСЕГЕИ, 1964. т. 107.

Ротман В. К. Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса).— В кн.: Проблемы палеовулканологии. Алма-Ата, 1963а. [Тр. лаб. палеовулк., вып. 59 (1)].

Ротман В. К. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта.— В кн.: Петрохим. особен. молод. вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963б.

Ротман В. К. Диагональный структурный шов Западной Камчатки.— ДАН СССР, 1964, т. 159, № 4.

Ротман В. К. О формации зеленых туфов и некоторых связанных с ней проблемах.— «Геология и геофизика». 1965, № 12.

Ротман В. К., Марковский Б. А. О геосинклинальных щелочных базальтах северо-западной части Тихоокеанского пояса.— ДАН СССР, 1965, т. 165, № 1.

Ротман В. К., Сытина Н. М. К вопросу о связи кайнозойского вулканизма Камчатки с глубинным строением.— В кн.: Вулканич. и вулкано-плутонич. формации. М., «Наука», 1966.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Рудич К. Н., Устиев Е. К. Центры четвертичного вулканизма в области мезозоид Северо-Востока Азии.— В кн.: Вулканич. и вулкано-плутонич. формации. М. «Наука», 1966.

Садреев А. М., Далматов Б. К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого п-ова.— Изв. АН СССР, 1965, сер. геол., № 7.

Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Докл. сов. геол. МГК, XXI сес.).

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной страны. М., «Недра», 1964—1967.

Салун Л. А. Тектоника позднемеловых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алинской области.— В кн.: Складчат. обл. Евразии. М., «Наука», 1964.

Сахно В. Г., Денисов Е. П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока.— Изв. АН СССР, 1963, сер. геол., № 8.

Святловский А. Е. История новейшего вулканизма подвижных зон на примере Камчатки и Кавказа.— В кн.: Вулканич. и вулкано-плутонич. формации. М., «Наука», 1966.

Севостьянов К. М. Нефтегазоносность Японии.— «Нов. нефт. и газ техники», 1961, № 11.

Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещ. полезн. ископ. Т. 8. М., «Наука», 1967.

Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.-Л., Изд.-во АН СССР, 1962.

Сирингис К. Я. Тектоника Верхояно-Камчатской складчатой области. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1958.

Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— Тр. ГИН ДВФ СО АН СССР, 1963, сер. геол., т. 8.

Смирнов А. М. *Роль докембрийского фундамента в строении и развитии Тихоокеанского подвижного пояса (на примере его северо-западного сектора).*— В кн.: Вопр. геологии СЗ сектора Тихоокеанск. пояса. Владивосток, 1966.

Смирнов В. И. *Особенности металлогении северо-западной части Тихоокеанского пояса.*— Вестн. МГУ, 1966, № 5.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, 1946, сер. геол., № 2.

Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых.— В кн.: Н. А. Маринова. Геол. исследования, МНР. М., «Недра», 1967. Авт.: В. А. Амантов и др.

Сперанская И. М. Кайнозойская формация плато-базальтов северного побережья Охотского моря.— «Геология и геофизика», 1962, № 2.

Сперанская И. М. Мезо-кайнозойские вулканические формации Северного побережья Охотского моря.— В кн.: Мат-лы по регион. стратиграфии СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности впадин Советского Приамурья и Приморья.— В кн.: Геол. строение и нефтегазоносность вост. части Сибирск. платформы и прилег. регионов. Якутск, Якутск. книжн. изд-во, 1966. Авт.: В. А. Марков и др.

Степанов П. И. Геология месторождений ископаемых углей и горючих сланцев. Л.-М., ОНТИ, 1937.

Степанов П. И. Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов ископаемых углей на земном шаре.— Тр. XVII МГК, 1939, т. 1.

Стовас М. В. Молодое тектоническое поднятие побережья морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского.— ДАН СССР. 1965, т. 161, № 1.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Струве Н. В. Сравнительная петрохимическая характеристика кайнозойских базальтов южных частей Прибайкалья и Западного Забайкалья.— В кн.: Петрохим. особен. молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. О возрасте станового комплекса.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 19.

Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. История геологического развития зоны обрамления Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология южн. обрамл. Алданск. щита. Л., «Наука», 1965.

Сухов В. И. Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экструзивно-эффузивных комплексов нижнего Приамурья.— «Сов. геология», 1967, № 7.

Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 217. Авт.: С. Н. Алексейчик и др.

Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000. М., «Наука», 1966.

Тектоническая карта Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. М., изд. ГУГК, 1966.

Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1 : 2 500 000).— Тр. СВКНИИ, 1964, вып. 11. Авт.: В. Ф. Белый и др.

Тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока м-ба 1 : 10 000 000. Составлена Э. Э. Фотиади и др. М., изд. ГУГК, 1965

Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964. Авт.: К. Б. Мокшанцев и др.

Тетяев М. М. Основы геотектоники. Л.-М., ОНТИ, 1934.

Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, 1962, вып. 1.

Тильман С. М. Тектоническое строение Приколымья.— В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 13. Магадан, Магаданск. книжн. изд-во, 1958, вып. 13.

Тильман С. М. К истории тектонического развития восточной Арктики.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, 1964, вып. 11.

Тимофеев Д. А. Средняя и нижняя Олекма.— В кн.: Геоморф. анализ территории бас. М., «Наука», 1965.

Тихонов В. И. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Южно-Быстринского хребта Восточной Камчатки.— В кн.: Мат-лы совещ. по разраб. унифиц. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов, сост. в г. Охе 25 мая — 2 июня 1959 г. М., Гостоптехиздат, 1961.

Тихонов В. И. Некоторые особенности тектонического строения Японии.— В кн.: Кайнозойские тектонич. зоны периферии Тихого океана. М., «Наука», 1964. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 113.).

Томсон И. Н. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока.— В кн.: Скрытые рудоконтролирующие глубин. разломы. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М., «Недра», 1967.

Трофимук А. А. Перспективы нефтегазоносности востока СССР.— Вестн. АН СССР, 1966, 5.

Туезов И. К. Переходные этапы древних платформ на территории СССР.— «Сов. геология», 1966, № 1.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966.

Тхостов Б. А., Дубинин А. З., Ованесов Г. П. Итоги геологоразведочных работ на нефть и газ по СССР за 1963 г. — «Геология нефти и газа», 1964, № 4.

Удинцев Г. Б. Вопросы геоморфологии и тектоники дна океанов на 13-й Генеральной ассамблее Международного Союза геодезии и геофизики.— Изв. АН СССР, 1964, сер. геогр., № 2.

Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Образцы пород верхней мантии земли из рифтовой зоны Индийского океана.— ДАН СССР, 1965, т. 165, № 5.

Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Анюйского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция.— Тр. лаб. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— «Сов. геология», 1959, № 3.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, 1963, сер. геол., ч. 12.

Фаворская М. А. О некоторых особенностях тектонической активизации в в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Вулканич. и вулкано-плутонич. формации. М., «Наука», 1966.

Ферсман А. Е. Монголо-Охотский металлический пояс.— «Поверхность и недра», 1926, № 3.

Филатов В. Ф. Применение морфометрического метода на территории Кемпендяйских дислокаций и некоторые особенности его интерпретации.— В кн.: Морфометр. метод при геол. исслед. Саратов. Изд.-во Саратовск. ун-та, 1963.

Фосс Г. В. Золото. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Хаин В. Е. Тектонические основы поисков нефти. Баку, 1954.

Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры.— Изв. вузов, 1963, Геология и разведка, № 3.

Хаин В. Е. Главнейшие этапы и общие закономерности развития земной коры.— В кн.: Деформация пород, тектоника. М., «Наука», 1964а. (Докл. сов. геол., МГК, XXII сес.).

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964б.

Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии.— «Сов. геология», 1966, № 12.

Хейзен Б. К. Рифтовая долина на дне океана.— «Океанология», 1963, т. 3, вып. 1.

Хейзен Б. К. Ложе океанов.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.

Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Островные дуги. М., ИЛ., 1952.

Ходак Ю. А., Сунь Шу. Главнейшие структуры Северо-Востока Китая и сопредельной территории Советского Дальнего Востока.— Изв. АН СССР, 1961, сер. геол., № 10.

Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проведения в подвижных поясах,— «Геотектоника», 1966, № 6.

Хуан Бо-цинь. Основные черты тектонического строения Китая. М., ИЛ, 1952.

Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. Разломы Приамурья и Западного Приохотья.— «Сов. геология», 1967, № 7.

Чекунов А. В. *О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины).*— «Геотектоника», 1967, № 3.

Чжан Вэнь-ю (ред.). Основа тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Шатский Н. С. Избранные произведения. Т. II, IV. М., «Наука», 1964, 1965.

Шейнман Ю. М. *Великие обновления в тектонической истории Земли.*— В кн.: Структура земн. коры и деформации горн. пород. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Докл. сов. геол., пробл. 18. МГК, XXI сес.).

Шейнман Ю. М. О тектонических условиях магмообразования.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М. 1963. Изд-во АН СССР.

Шейнман Ю. М. Длительность перестройки континентальной коры в океаническую.— Изв. АН СССР, 1964, сер. геол., № 1.

Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. М., «Наука», 1965.

Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.

Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана. М., «Наука», 1964. (Докл. сов. геол. МГК, XXII сес.).

Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. — В кн.: Докл. сов. геологов, пробл. 4. М., «Наука», 1964. (МГК, XXII сес.).

Щеглов А. Д. Главные особенности эндогенной металлогении зон автономной активизации. — ДАН СССР, 1966, т. 169, № 2.

Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации. — В кн.: Закономерности размещ. полезн. ископ. Т. 8, М., «Наука», 1967.

Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота — «Геохимия», 1964, № 6.

Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966.

Эрлих Э. Н. (ред.) Петрохимия Курило-Камчатской провинции. М., «Наука», 1966.

Янов Э. Н. Сравнительная характеристика тектоники Саяно-Алтайской и Центрально-Казахстанской складчатых областей. — В кн.: Складчатые обл. Евразии. М., «Наука», 1964.

Яншин А. Л. (ред.) Тектоническая карта Евразии. М., Изд. АН СССР и МГ СССР, 1966.

Ярмолюк В. А. Основные черты геологии и металлогении Приамурья. — В кн.: Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Age and nature of the circum-pocitic orogenic belt, 1966. Auth.: J. A. Roddik a. e.

Aho A. E. Silver in the Yukon. — Canad. Mining and Metal. Bull., 1953, vol. 56, № 611.

Barth T. Geology and petrology of the Pribilof islands, Alaska. — US Geol. Surv. Bull., 1956, 1038-F.

Brosge W. P., Tailleur I. L. Northern Alaska petroleum province. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 15, 1971.

Burk C. A. Geology of the Alaska peninsula — island arc and continental margin. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1965, № 99, pt. 1.

Dutro J. T., Payne T. G. Geologic map of Alaska. Scale 1 : 2 500 000. 1957.

Gates G. O., Gryc G. Structure and tectonic history of Alaska. Symp. «Boekbone of the Americas». Tulsa, Oklahoma, 1963.

Gates G. O., Grantz A., Patton W. W. Geology and natural gas and oil resources of Alaska. Natural gases of North America. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem, 1968, 9.

Geologic development of the Japanese islands. Chief editors: Minato, Gorai, Hunahashi, Tsukiji Shokan. Tokyo, 1965.

Geology of petroleum deposits in Japan.— Papers 2nd Symposium on the developm. of petrol. Resourses of Asia and F. E. Tokyo, 1962.

Geology of Unalaska island and adjacent Insular shelf, Aleutian islands, Alaska. — US Geol. Surv. Bull., 1961, 1028-S. Auth.: H. Drewes e. a.

Gryc G. Summary of potential petroleum resources of Region 1 (Alaska and Hawaii) — Alaska.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1971, 15.

Kobayashi T. The Triassic Akiyoshi orogeny. Geotekt. Symposium zu Ehren von Hous Stille. Stuttgart, 1956.

Kuno H. Lateral variation of magma types in volcanoes in island arcs and continental margins. — Abstr. Intern. Symp. Volcanol., New Zealand, 1955.

King E. R., Zietz I., Alldredge L. R. Genesis of the Arctic ocean basin. — «Science», 1964, vol. 144, № 3626.

MatsumotoT. On the origin of the neogene volcanic series in South-Western Japan.— J. Geosci., Osaka City Univ., 1963, vol. 7, art. 2.

Mertie L. B. The Tatonduk — Nation district Alaska.— US Geol. Surv. Bull., 1962, № 836-E.

Methane from the older formation. — —Bull. Geol. Surv. Japan, 1962, vol. 13, № 9. Auth.: K. Motojima e. a.

Minato M., Rowett C. L. New paleozoic fossils from southern Hokkaido, Japan.— Reprinted from the J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. and Mineralogy, 1967, vol. 13, № 4.

Mineral resources of Alaska.— US Geol. Surv. Bull., 1910, № 480. Auth.: A. H. Brooks e. a.

Noel G. A. The productive mineral deposits of southeastern Alaska.— In: Tectonic history and mineral. deposits of the western Cordillera. Canad. Inst. Mining and Metall. Spec. vol. 1966, № 8.

On Eugeosynclines and miogeosynclines of China and their polyciclic development.— Prof. Papers, Sect. C. Regional and Structural Geol., № 1. Peking, 1965. Auth.: T. K. Huang e. a.

Sainsbury C. L., MacKevett E. M. Quicksilver deposits of south-western Alaska. — Geol. Surv. Bull., 1965, 1187.

Shor G. G. Structure of the Bering sea and the Aleutian ridge.— Marine Geol., 1964, 1, № 3.

Smith P. S. Areal geology of Alaska.— US Geol. Surv., Prof. Paper, 1939, 192.

ОГЛАВЛЕНИЕ

С.

Предисловие (Л. И. Красный) 5
Глава I. История геологического развития (Л. И. Красный) 9
Протогей 10
Архей 11
Ранний протерозой 13
Алдано-Становой геоблок (Л. И. Красный, Е. П. Миронюк) . . —
Яно-Чукотский геоблок (С. И. Гавриков) 18
Средний протерозой 19
Алдано-Становой и Сино-Корейский геоблоки (Л. И. Красный, Е. П. Миронюк) . . . . . —
Яно-Чукотский геоблок (С. И. Гавриков) 22
Основные выводы 24
Мезогей 26
Алдано-Становой и Сино-Корейский геоблоки 27
Амурский геоблок 28
Основные выводы 29
Неогей 30
Ранний палеозой . . . . . —
Общая сводка геологического развития в позднем протерозое — раннем палеозое 34
Сино-Корейский геоблок . . . . . —
Яно-Чукотский геоблок (С. И. Гавриков) 35
Блоковые структуры восточных окраин Сибирской платформы (Л. И. Красный, С. И. Гавриков) 36
Амурский геоблок 37
Структурные формы позднего докембрия — раннего палеозоя (В. А. Амантов) 38
Основные особенности позднедокембрийского и раннепалеозойского литогенеза (В. А. Амантов) 39
Основные особенности позднедокембрийского и раннепалеозойского магматизма (М. И. Иициксон) 44
Основные выводы 46
Средний палеозой . . . . . —
Общая сводка геологического развития 47
Яно-Чукотский геоблок (С. И. Гавриков) 48
Амурский геоблок 52
Ниппонский геоблок 53
Гипотетический ортогеосинклинальный пояс Западного и Северного Притихоокеанья 54
Основные особенности среднепалеозойского литогенеза (В. А. Амантов) . . . . . —
Основные особенности среднепалеозойского магматизма (М. И. Иициксон) 56
Основные выводы 57
Поздний палеозой . . . . . —
Общая сводка геологического развития 58
Сино-Корейский геоблок . . . . . —
Алдано-Становой геоблок 60
Амурский геоблок . . . . . —
Ниппонский геоблок 63
Яно-Чукотский геоблок (С. И. Гавриков) 66

С.

Гипотетический ортогеосинклинальный пояс Западного и Северного Притихоокеанья 67
Основные особенности позднепалеозойского литогенеза (В. А. Амантов) 68
Основные особенности позднепалеозойского магматизма (М. И. Иициксон) 71
Основные выводы 72
Мезозой 73
Общая сводка геологического развития 78
Алдано-Становой геоблок и Селенгино-Яблоновая область . . . —
Яно-Чукотский геоблок (С. И. Гавриков) 79
Амурский геоблок 88
Ниппонский геоблок 93
Гипотетический ортогеосинклинальный пояс Западного и Северного Притихоокеанья 97
Окраинноматериковый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс и внутриконтинентальные вулканические зоны 98
Основные особенности мезозойского литогенеза (В. А. Амантов) . 102
Основные особенности мезозойского магматизма 107
Континентальный сегмоид (М. И. Иициксон) . . . . . —
Переходный сегмоид (В. К. Ротман) 109
Основные выводы 112
Кайнозой 114
Общая сводка геологического развития 119
Амурский геоблок 120
Сино-Корейский геоблок 121
Яно-Колымский геоблок (С. И. Гавриков) . . . . . —
Окраинноматериковый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс . 122
Переходный сегмоид 123
Ниппонский геоблок 124
Охотский геоблок (Л. И. Красный, В. К. Ротман) 125
Охотско-Корякская подвижная система 126
Курило-Восточно-Камчатская геосинклинальная система . . . 127
Гипотетический ортогеосинклинальный пояс Западного и Северного Притихоокеанья 131
Основные особенности кайнозойского литогенеза (В. А. Амантов) . 132
Основные особенности кайнозойского магматизма 135
Континентальный сегмоид (Е. В. Быковская, Н. В. Луцкина) . . —
Переходный сегмоид (В. К. Ротман) 139
Основные выводы 142
Глава II. Эволюция осадконакопления и некоторые проблемы литогенеза (на основе формационного анализа) (В. А. Амантов) 143
Седиментационные регионы и их краткая литолого-генетическая характеристика . . . . . —
Северо-Восточный регион . . . . . —
Южный регион 148
Восточный регион (В. А. Амантов, В. К. Ротман) 156
Глава III. Динамика седиментогенных структур на основе анализа скоростей осадконакопления (С. И. Гавриков) 164
Платформы . . . . . —
Перикратонные прогибы 167
Краевые прогибы 169
Массивы и их окраинные прогибы 170
Подвижные области . . . . . —
Основные выводы 191
Глава IV. Общие закономерности металлогении (М. И. Иициксон) 192
Главные металлогенические эпохи 193
Рифейско-кембрийская металлогения 194
Средне-позднепалеозойская металлогения 197
Мезозойская металлогения 198
Кайнозойская металлогения 199
Распределение минерализации в пространстве 201
Трансрегиональная металлогеническая зональность . . . . —
Региональная и интрарегиональная металлогеническая зональность 206
Основные выводы 214
Металлогенические провинции Тихоокеанского пояса, сопредельные с Востоком СССР 215
Металлогенические предпосылки для поисков некоторых типов минерализации в пределах Тихоокеанской окраины СССР 226
Особенности геохимии металлогенических мегапровинций 229

С.

Общие закономерности металлогенической эволюции 232
Глава V. Закономерности углеобразования (Г. Д. Петровский) 237
Поздний палеозой 238
Мезозой (Н. Ф. Карпов, Г. Д. Петровский) 240
Кайнозой 254
Основные выводы 263
Глава VI. Закономерности распределения нефти и газа (Л. Д. Мирошников, Л. С. Бакланова) 268
Поздний протерозой — ранний палеозой . . . . . —
Средний палеозой 271
Поздний палеозой 272
Мезозой 273
Кайнозой 282
Основные выводы 289
Глава VII. Общие выводы и некоторые теоретические проблемы (Л. И. Красный) 294
Историко-геологические закономерности . . . . . —
Делимость на геоблоки 297
Некоторые закономерности литогенеза (В. А. Амантов) 301
Металлогеническая эволюция в связи с тектоническим развитием (М. И. Цикксон) 303
Тихоокеанский подвижный пояс и Тихий океан 305
Литература 309

Министерство геологии СССР

Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Том IV

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ, УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Редактор издательства *Э. М. Бородянская* Переплет художника *И. Г. Школьникова*

Техн. редактор. *Н. П. Старостина* Корректор *Р. Я. Цыпкина*

Сдано в набор 10/XI 1972 г. Подписано к печати 20/III 1973 г.
М-07181. Формат бумаги 70×108$^1/_{16}$. Бумага № 2. Печ. л. 20$^1/_4$.
Усл. л. 28,35 Уч.-изд. л. 28,88.
Тираж 1000 экз. Заказ № 974/817. Цена 3 р. 24 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

Зр.24-г.

1745

ЗЕДА-1975