

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

В.Е.ХАИН

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ АЗИЯ
И АВСТРАЛИЯ

1979



В. Е. ХАИН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

**ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ
АЗИЯ
И АВСТРАЛИЯ**



Москва Недра 1979

Ханин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 356 с.

В книге рассматриваются геологическое строение и развитие большей части Азии и всей Австралии. Дается характеристика структуры и истории формирования Сибирской, Китайской, Индостанской древних платформ, Алтае-Саяно-Монгольской, Байкало-Монголо-Охотской, Верхояно-Чукотской, Паропамиз-Циньлинской, Восточно-Австралийской геосинклинальных складчатых областей, Западно-Сибирской молодой плиты и Таймыро-Североземельского региона. Приводятся тектонические схемы и палеотектонические реконструкции для всех этих структурных подразделений.

Книга рассчитана на геологов и географов — научных сотрудников исследовательских институтов, преподавателей, аспирантов и студентов вузов, а также геологов-производственников, работающих в соответствующих регионах или интересующихся ими.

Ил. 85, список лит. — 302 назв.

Предлагаемый третий выпуск «Региональной геотектоники» содержит материал по большей части Азиатского материка, лежащей по обе стороны альпийского пояса. Это Сибирская и Китайская (Китайские) древние платформы и их палеозойское складчатое обрамление, Верхояно-Чукотская область мезозойской складчатости, а также Индостанская платформа. Напомню, что северо-западные районы Азии — Центральный Казахстан и Тянь-Шань, Туранская плита и предкавказская часть Скифской плиты, а также пограничная с Европой Уральская складчатая система уже были освещены во втором выпуске «Региональной геотектоники» (В. Е. Хаин «Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия». М., Недра, 1977). Помимо Азии, в данный выпуск включен обзор строения континента Австралии, состоящего из древней Австралийской платформы и Восточно-Австралийского палеозойского складчатого геосинклинального пояса.

Как и прежде, большую помощь автору в подготовке рукописи к печати оказали А. Г. Окнова, Г. Р. Рошкован, Н. А. Солодкова и мой бывший аспирант из СРВ Н. Н. Минь. Автор благодарен также за помощь в оформлении графики картографам В. Д. Анисимовой, Т. А. Антоновой, М. Г. Павленко, В. А. Рихтер, В. А. Семовой, З. П. Трубниковой. Весьма признателен автор Е. Е. Милановскому за тщательное рецензирование рукописи и ценные замечания, В. М. Моралеву и Г. П. Вергунову за предоставление палеотектонических схем по докембрию Индостана и материалов по Китайской платформе.

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ СЕВЕРНАЯ АЗИЯ

Глава I

ДРЕВНЯЯ СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

1. Границы платформы и ее основные подразделения

Сибирская (Среднесибирская) платформа является наиболее древним консолидированным элементом Северной Азии, обладая архейским, в основном фундаментом. Она занимает центральное положение в структуре севера Азиатского материка и достигает в поперечнике 2,5 тыс. км, а по площади 4,4 млн. кв. км. При этом в состав платформы мы не включаем байкалиды ее западного и южного обрамления, учитывая их полную структурную самостоятельность и историческую принадлежность слагающих их образований к Урало-Охотскому поясу.

Границы Сибирской платформы (рис. 1) проводятся в общем довольно однозначно, за исключением северо-запада и севера, хотя в деталях имеются расхождения и в трассировке остальных границ (Савинский и др., 1971). На юго-востоке, если включать в состав платформы, точнее ее Алданского щита, зону Станового хребта (для чего, как мы увидим ниже, имеются определенные основания), граница платформы совпадает с Северо-Турунгрским близширотным глубинным разломом, прослеживающимся от побережья Охотского моря до междуречья Олекмы и Чары. Здесь эта граница резко смещается к северу (ССВ), проходя по субмеридиональному Жуинскому разлому, отделяющему Алданский щит платформы от Байкало-Патомской байкальской складчатой системы; ее роль затем переходит уже к Приморскому разлому (надвигу) общего ЮЗ-СВ-ного простирания, по которому эта байкальская система контактирует с южной окраиной платформы. В истоке Ангары граница платформы снова резко изменяет свое простирание, следуя отсюда на северо-запад вдоль Бирюсинского разлома, ограничивающего с востока байкальское сооружение Восточного Саяна и Канскую глыбу Енисейского кряжа. В низовьях Ангары граница платформы несколько отступает к востоку, а затем снова протягивается в том же северо-западном направлении вдоль периферии байкалид Енисейского кряжа, до пересечения с Енисеем в устье Подкаменной Тунгуски, на северном окончании кряжа. Учитывая, что к западу от Енисея вплоть до района севернее Игарки рядом скважин вскрыты хлоритовые, кварцево-серицитовые и слюдястые сланцы и филлиты скорее всего рифейского возраста, т. е. аналогичные породам Енисейского кряжа, а ближе к Енисею — платформенный палеозой (Бочкарев, Погорелов, 1973), можно считать, что граница платформы к северу от Подкаменной Тунгуски проходит почти непосредственно западнее Енисея, совпадая, очевидно, с разломом. Зона Туруханско-Игарских дислокаций должна быть включена при этом в состав платформы, в качестве ее складчатой окраины, ибо и верхний рифей, и венд, и палеозой здесь представлены платформенными формациями, байкальское несогласие затухает, а складчатость носит приразломный характер.

Севернее г. Дудинки палеозойский чехол платформы погружается в глубокий мезо-кайнозойский Усть-Енисейский прогиб и северная гра-

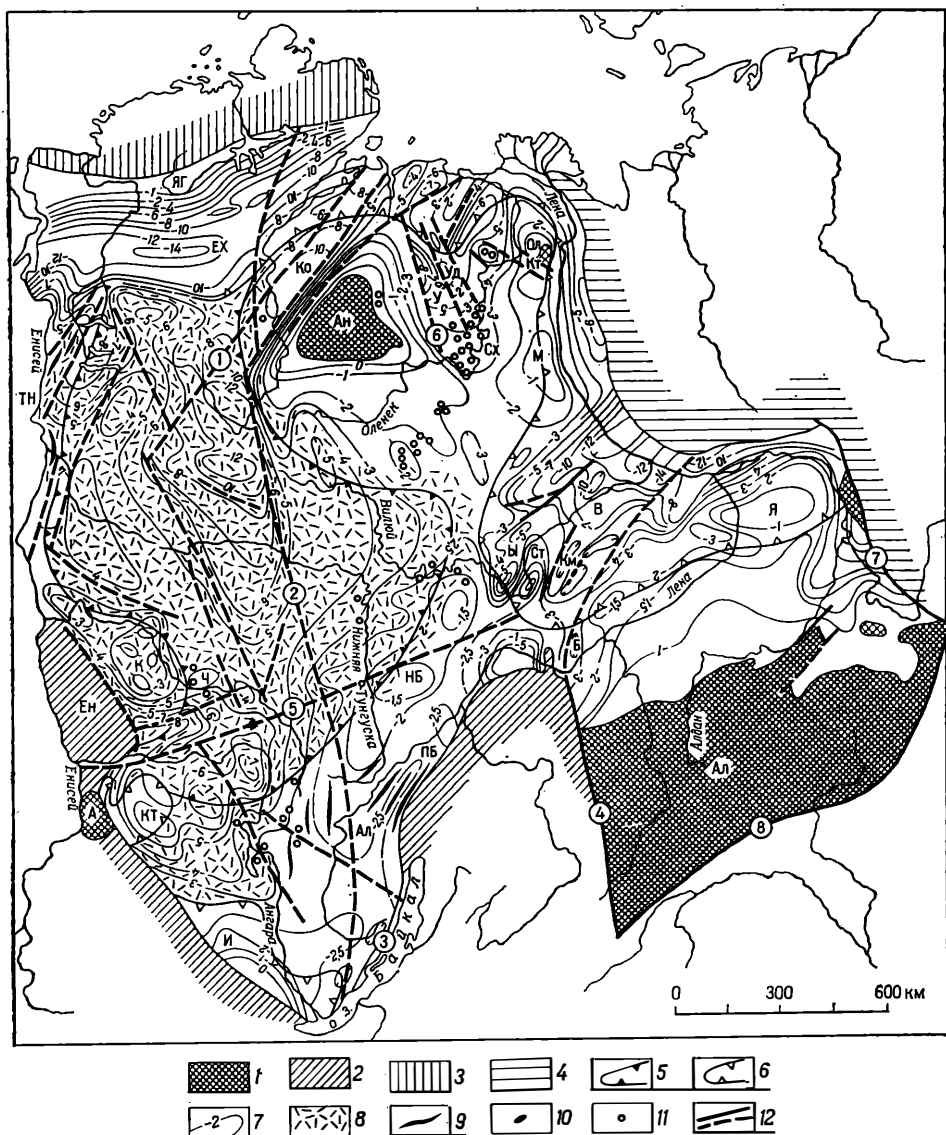


Рис. 1. Тектоническая схема древней Сибирской платформы (изогипсы поверхности фундамента по К. А. Савинскому).

1 — выступы раннедокембрийского фундамента; 2 — байкальское складчатое обрамление; 3 — позднегерцинское — раннекиммерийское обрамление; 4 — передовые прогибы Верхоянской складчатой системы; 5 — чехол платформы; 6 — юрско-меловой комплекс; 7 — изогипсы по поверхности фундамента; 8 — тунгусская трапповая формация; 9 — складки в чехле; 10 — соляные купола; 11 — ультраосновные — щелочные кольцевые интрузии и кимберлитовые трубки; 12 — разломы.

Ан — Анабарский массив, Ол — Оленекская антеклиз, Ал — Алданский щит, Тн — Тунгусская синеклиза, НБ — Центрально-Сибирская антеклиз, Вл — Вилюйская синеклиза, АЛ — Ангара-Ленская синеклиза, КТ — Канско-Тасеевская синеклиза, И — Иркутский юрский прогиб, ЕХ — Енисейско-Хатангский прогиб, ТН — Туруханско-Норильская зона дислокаций; М — Мунский свод, Су — Суханская впадина; К — Кютюнганский прогиб; Н — Нюйская впадина; Б — Березовский прогиб; Х — Хапчагайский свод; Сн — Сунтарский свод. Разломы: 1 — Котуйский, 2 — Таймыро-Байкальский, 3 — Приморский, 4 — Жуинский, 5 — Ангара-Вилюйский, 6 — Уд-жинский, 7 — Нельканский, 8 — Северо-Тукурингский.

ница платформы между низовьями Енисея и морем Лаптевых проходит севернее осевой зоны Енисейско-Хатангского (Предтаймырского) прогиба, по другую сторону которого располагается уже своеобразное складчатое сооружение Таймыра.

В районе дельты Лены граница платформы почти под прямым углом поворачивает на юг, следуя вдоль платформенного борта Предверхоанского (Приверхоанского) прогиба сначала в меридиональном, а затем вдоль нижнего течения Алдана в широтном направлении. У северного окончания хр. Сетте-Дабан, вместе с поворотом на юг долины Алдана, граница платформы также круто изгибается к югу и вновь приобретает субмеридиональное направление, совпадая с разломом (на юге Нельканским), отделяющим платформу от складчатого Южного Верхоянья, включая хр. Сетте-Дабан и Юдомо-Майский прогиб. Сочленение снова под прямым углом Нельканского краевого шва с восточным окончанием Северо-Туруингского разлома должно происходить близ Охотского побережья, но замаскировано крупным гранитным плутоном, принадлежащим юго-восточному окончанию молодого Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

Из изложенного следует, что Сибирская платформа обладает типичными для древних кратонов полигональными очертаниями и по всему периметру окаймлена разломами (краевыми швами). Эти швы не обнажены на поверхности лишь на участках, где они перекрыты молодыми наложенными предгорными прогибами — Предтаймырским, Предверхоанским, а по периферии Байкало-Патомской складчатой системы, краевой шов переродился в краевой надвиг, по которому образования байкалид перекрыли юго-восточный борт Ангаро-Ленского перикратонного прогиба (Наумов, 1974).

Юго-восточный выступ платформы, включающий Алданский щит, особенно его южную часть — Становой пояс, испытал довольно интенсивную мезозойскую — позднемеловую (J₃—K₁) и затем новейшую (N—Q) орогенную активизацию¹, что определенным образом отразилось на его составе и структуре. Однако этот участок в отличие от Таймыра и Северной Земли не утратил своей слитности с остальным телом платформы и поэтому нет смысла его выделять из состава последней, как это сделано, например, К. А. Савинским и др. (1971). По той же причине представляется нецелесообразным выделение из состава платформы Предаянского и Предбайкальского позднемеловых и юрских прогибов, связанных с плавным и неглубоким опусканием ее юго-западной и юго-восточной периферии.

Вместе с тем вряд ли следует согласиться с К. А. Савинским и его соавторами, относящими к платформе миогеосинклинальные зоны байкалид ее западного и южного обрамления и совмещающими границу платформы с глубинными разломами, разделяющими мио- и эвгеосинклинальные зоны, хотя со многих точек зрения эти разломы и представляются весьма важными и, в частности, наиболее ярко выражаются в геофизических полях, сопровождаясь проявлениями основных и ультраосновных магматитов. Несомненно, что миогеосинклинальные зоны возникли на том же древнем фундаменте, но в этом случае к Сибирской платформе надо отнести и почти всю Верхояно-Колымскую систему на востоке, Таймыр и Северную Землю на севере, т. е. вернуться к контурам Северо-Азиатского кратона.

Наиболее крупным выступом фундамента Сибирской платформы является Алданский щит, занимающий эксцентричное положение в ее структуре и слагающий юго-восточный угол платформы. Северный

¹ Для Станового пояса (см. ниже) характерна более ранняя и притом неоднократная активизация, начиная с раннего протерозоя.

склон щита сложен с поверхности маломощным, полого моноклинальным покровом вендско-кембрийских (E_1) отложений. Это дает основание некоторым исследователям говорить не об Алданском щите, а об Алданской антеклизе, что представляется, однако, неправильным, так как практически все другие щиты древних кратонов, в том числе Балтийский, Канадский, периодически, хотя и ненадолго, также покрывались осадками морских трансгрессий.

Термин «антеклиза» несколько больше подходит для обозначения другого крупного выступа фундамента Сибирской платформы — Анабарского, находящегося в ее северной части. Фации и мощности обрамляющих Анабарский докембрийский выступ (Анабарский массив) отложений указывают на то, что в течение рифея и более достоверно венда и кембрия современный Анабарский массив был покрыт морем и только с ордовика и более четко с девона выступил как положительная тектоническая структура и стал подвергаться размыву.

Таким образом, вся лежащая за пределами Алданского щита площадь Сибирской платформы, включая Анабарскую антеклизу, может быть противопоставлена Алданскому щиту в качестве Среднесибирской, или Лено-Енисейской, плиты. Ее северо-восточную часть и занимает Анабарская антеклиза, а остальную площадь — крупнейшие синеклизы — Тунгусская и Вилуйская, а также относительно более мелкие структурные элементы, описываемые в § 3 настоящей главы. Характерной для Среднесибирской плиты является неоднократная перестройка ее структурного плана под очевидным влиянием движений в смежных геосинклинальных поясах, в связи с чем мы наблюдаем в ее современной структуре сложное сочетание разновозрастных областей опусканий и новообразованных или погребенных остаточных поднятий. Мощность осадочного чехла плиты достигает 10—12 км. Мощность земной коры составляет 30—40 км, обнаруживая тенденцию к сокращению под глубокими синеклизами, особенно Тунгусской (см. ниже), за счет гранитного слоя. Поверхность астеносферы по данным магнитно-теллурических зондирований лежит под Сибирской платформой на глубине порядка 120—150 км.

Для Сибирской платформы, в отличие от Восточно-Европейской и Северо-Американской, характерно более «явное» проявление глубинных разломов не только в фундаменте, но и в чехле, с чем, очевидно, и связана ее резко повышенная и длительная магматическая активность. Наиболее важная зона разломов, делящая платформу в меридиональном направлении пополам, проходит на севере вдоль западного склона Анабарской антеклизы и ее сочленения с Тунгусской синеклизой (Котуйский разлом) и образует на юге биссектрису Иркутского амфитеатра, как назвал Э. Зюсс южный угол платформы, окаймленный горными сооружениями Восточного Саяна и Прибайкалья. Значение Таймыро-Байкальского линеамента в структуре и истории Сибирской платформы (и ее южного складчатого обрамления) аналогично значению линии Немаха — Бутия в структуре Северо-Американской платформы. Вдоль нее проходит, в частности, западная граница области влияния Тихоокеанского подвижного пояса. Ее продолжение может быть прослежено далеко на юг за пределы Сибири — до Шиллонгского выступа Индостанской платформы и даже Восточно-Индийского подводного хребта в одноименном океане.

Второй по значению линеамент имеет северо-восточное направление и включает Приморский краевой шов, продолжаясь затем осевыми разломами Вилуйской синеклизы и лежащего в ее основании авлакогена. Линеамент этот соединяет два входящих угла платформы — Патомский на юго-западе и Верхоянский на северо-востоке; его продолжение ощущается дальше в том же направлении уже в пределах самой Верхоянской системы.

Третий линеамент выражен на юге Жуинским (Ничатским) разломом, составляющим западное ограничение Алданского щита (включая Становой пояс). Далее он проходит по западному краю Уринской интракратонной складчатой зоны, затем пересекает Вилуюскую синеклизу и, вероятно, дает на севере две ветви — западную в виде Уджинского разлома с обильными и разнообразными магмопроявлениями между Анабарским и Оленекским сводами и восточную вдоль нижней Лены, где с ней совпадает граница платформы.

Можно упомянуть еще о двух широтных линеаментах: 1) от устья Подкаменной Тунгуски к большому колену Н. Тунгуски и далее к широтному отрезку нижнего течения Алдана; 2) вдоль нижнего течения Ангары к вершине Патомского выступа байкалит и северному ограничению Алданского щита.

Легко видеть, что все эти линеаменты, рассекающие саму платформу, параллельны ее краевым швам и вместе с последними отвечают основным направлениям планетарной регматической сети — широтному (Пясинский, С. Тукурингский, Ангарский, Центрально-Тунгусский), меридиональному (Енисейский, Таймыро-Байкальский, Жуинский, Уджинский, Нельканский), северо-западному (Бирюсинский), северо-восточному (Приморский, Вилуйский).

2. Алданский щит, Анабарский массив и общая структура фундамента платформы

Алданский щит. Как отмечалось, наиболее крупным и наиболее устойчивым выступом фундамента Сибирской платформы является Алданский щит (рис. 2). Он имеет в общем форму вытянутого в широтном направлении прямоугольника (или, точнее, трапеции), ограниченного с трех сторон разломами — на западе и на востоке прямолинейными Жуинским ССВ-ного и Нельканским ССЗ-ного направлений, на юге слабо дугообразным, несколько выпуклым к югу Северо-Тукурингским. На севере фундамент довольно плавно погружается в направлении Вилуйской синеклизы и южной ветви Предверхоанского прогиба. По широте Алданский щит вытянут почти на 1200 км, в меридиональном сечении его поперечник составляет до 800 км.

Алданский щит, как и все подобные раннедокембрийские щиты, имеет отчетливо блоковое строение (Глуховский, Ставцев, 1973). Его двумя наиболее крупными блоками — мегаблоками являются собственно Алданский и Становой; последний, впрочем, предпочтительнее именовать Становым поясом по аналогии с Гренвилльским поясом Канадского щита, Мозамбикским Африки, Восточно-Гатским Индостана, которые он очень напоминает по своей природе. Становой пояс отделен от Алданского мегаблока крупной зоной разлома, который тоже называется Становым.

Алданский мегаблок системой менее крупных разломов меридионального (на западе) и ССЗ-ЮЮВ-ного (на востоке) направлений делится на пять блоков меньшего масштаба: Чарский, Олекминский, Алдано-Тимптонский (Иенгрский), Алдано-Учурский и Маймаканно-Батомгский. Практически все эти блоки, а следовательно, и Алданский мегаблок в целом сложены породами архея и даже катархея с возрастом 4500 (?) — 2500 млн. лет, лишь местами испытавшими радиометрическое омоложение. Этот комплекс пород, достигающий мощности 20—25 км, известен под названием алданского комплекса («алдания») и представляет собой один из наиболее полных разрезов древнейшей континентальной коры планеты. Начало изучения алданского комплекса было положено классической работой Д. С. Коржинского (1936), но в «дорациогеохронологическую» эру затруднялось тем, что в разных блоках состав, степень метаморфизма и структура заметно отличаются,

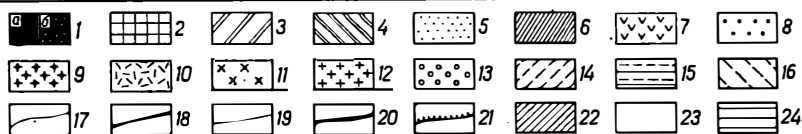
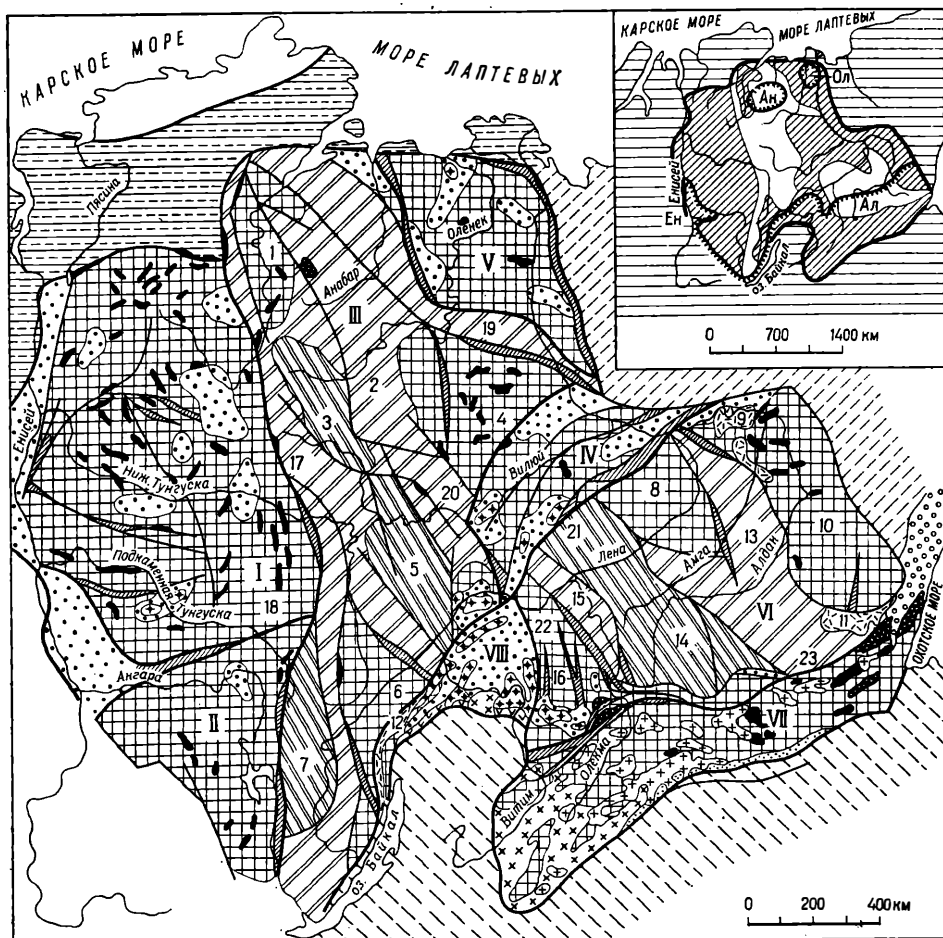
поэтому в них были выделены разные литостратиграфические единицы, которые только теперь удалось более или менее надежно сопоставить между собой (см. таблицу в статье Глуховский, Ставцев, 1973), хотя определенные разногласия и сохраняются (Салоп, 1973).

В основании собственно алданского гнейсового комплекса в настоящее время предположительно выделяется толща основных кристаллических сланцев (несмуринская, сутамская и другие серии), метаморфизованных в условиях силлиманит-гиперстеновой подфации гранулитовой фации и датируемых в 4500(?) млн. лет; плотность этих сланцев составляет 3,5—3,9 г/см³. Е. В. Павловский (1970) рассматривает эту толщу как древнейшую, возможно первичную базальтовую кору Земли и относит к катархею. Обнажается толща в своеобразных условиях — в горстовых выступах вдоль тектонических швов на границе между западными блоками Алданского мегаблока, а также вдоль Становой зоны разломов в южном ограничении этого мегаблока. Думается, что это результат позднейших, проявившихся на рубеже архей (протерозой?) тектонических процессов, а не какая-то первичная система ортогональных зеленокаменных валов, как предполагают М. З. Глуховский и А. Л. Ставцев.

Нижняя часть собственно алданского комплекса — нижнеархейская иенгрская серия и ее аналоги — налегает на этот древнейший меланократовый фундамент со следами перерыва и представлена высокоглиноземистыми гнейсами и кварцитами, которые могут представлять собой соответственно кору выветривания этого фундамента и продукт его переотложения¹. Остальной разрез иенгрской серии и ее аналогов сложен основными кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями амфиболитов и кварцитов. Иенгрская серия развита в Алдано-Тимптонском блоке, занимающем центральное положение в Центральном-Алданском мегаблоке; ее радиометрический возраст определен в 3500—3200 млн. лет. Возраст вероятного аналога иенгрской серии в Чарском блоке — чарской серии более 3100 млн. лет; несколько более низкие, вероятно уже омоложенные, значения получены для олекминской серии одноименного блока — 2750 млн. лет, но все они в общем подтверждают принадлежность нижней половины алданского комплекса к раннему архею. В восточных блоках щита эта часть алданского комплекса уже не обнажается. Здесь господствуют породы верхней половины алданского комплекса — тимптонской и желтулинской серий, объединяемых в последнее время (после работ И. М. Фрумкина) в единую тимптоно-желтулинскую серию, и ее аналогов. Это преимущественно опять-таки основные (и даже ультраосновные) кристаллические сланцы и гиперстеновые гнейсы, но с прослоями мраморов; кварциты встречаются относительно редко и обладают небольшой мощностью. По данным И. М. Фрумкина (1967), тимптоно-желтулинская серия залегает на иенгрской с некоторым несогласием, проявленным в изменении структурного плана. Ему же удалось, по-видимому, установить известную зональность в изменении литологического состава тимптоно-желтулинской серии — на западе, к западу от Таркандинского разлома, очевидно в области более ранней консолидации в ней преобладают первично-осадочные породы, на востоке все большую роль приобретают первично-вулканогенные образования, что уже напоминает разделение более поздних геосинклиналей на мио- и эвгеосинклинальные зоны.

Радиометрический возраст тимптоно-желтулинской серии определен в 2600 млн. лет, а ее аналогов в крайнем восточном блоке — Маймакано-Батомгском (батомгская серия) в 2300—2100 млн. лет. Последние

¹ Н. В. Фролова и ряд исследователей вслед за ней считают кварциты низов иенгрской серии не обломочными, а хемогенными. Предположение это оспаривается на основании обнаружения в кварцитах текстур, характерных для терригенных осадков (косая слойчатость и т. п.).



цифры, а возможно и первая являются омоложенными и, вероятно, связаны с образованием в начале протерозоя широко распространенных, за исключением двух центральных блоков палингено-метасоматических гранито-гнейсов и плагиомигматитов (возраст 2420 млн. лет) и очковых метасоматических гранитоидов (2130 млн. лет). В центральных блоках породы иенгрской серии вмещают гранито-гнейсы, чарнокиты и мигматиты, имеющие, очевидно, более древний архейский или даже раннеархейский возраст. По мнению Л. И. Салопы (1973), весь алданский комплекс (который он именует сериями), включая тимптонскую и желтулинскую серии, древнее 3500 млн. лет, и, следовательно, относится к архею в его понимании; все более молодые радиометрические датировки он считает омоложенными. Возможно, что Л. И. Салоп и прав, поскольку в пределах Алданского щита нигде не известно характерных слабометаморфизованных, имеющих синклинальное залегание зеленокаменных толщ свазиландского или кивотинского типа. Но возможно и то, что это является лишь результатом более интенсивного метаморфизма и гранитизации алданского комплекса.

В структурном отношении наибольшим своеобразием отличается Алдано-Тимптонский блок, где преимущественно в поле развития иенгр-

Рис. 2. Схема внутренней структуры дорифейского фундамента Сибирской платформы (по Р. А. Гафарову, А. М. Лейтесу, Б. С. Федоровскому, Ю. И. Прозорову, М. С. Савинской и К. А. Савинскому).

1—10 — континентальная кора, образовавшаяся к началу рифея (1,8—1,6 млрд. лет): 1—4 — комплексы протометаморфического гранулит-базитового слоя, образовавшегося в архее (к 3,5—3,0 млрд. лет): 1 — меланократовый фундамент: а — массивы и тела гнейбазитов, метагаббро, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и кристаллических сланцев; б — массивы анортозитов и габбро-анортозитов; 2 — меланократовый фундамент и архейские аналоги образований океанической стадии нерасчлененные, подвергшиеся региональной раннепротерозойской гранитизации и повторному регрессивному высокотемпературному метаморфизму (2,4—1,7 млрд. лет); 3—4 — глубокометаморфизованная архейская осадочно-вулканогенная оболочка первичной земной коры: 3 — аналоги образований океанической стадии с широким развитием основных вулканитов, 4 — аналоги образований океанической и переходной стадий, нерасчлененные с широким развитием первично-осадочных компонентов; 5—13 — комплексы становления и развития гранито-метаморфического слоя: 5 — осадочно-вулканогенные океанической стадии (до 2,6 млрд. лет); 6 — осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые рифтогенных шовных прогибов (3,0—2,6 млрд. лет); 7—9 — переходной стадии: 7 — островодужные осадочно-вулканогенные известково-щелочные с карбонатной формой в верхах разреза (2,6—2,0 млрд. лет), 8 — флишистые и пестроцветные песчанно-сланцевые и карбонатные протоконтинентального подножия, склона, шельфа и внутренних прогибов (2,6—2,0 млрд. лет), 9 — аллохтонных гранитоидов плагиогранито-гнейсовой и гранодиорит-гранитной формаций (2,0—1,7 млрд. лет); 10—13 — континентальной стадии: 10 — вулкан-плутонические, сочетающиеся с поздней моассой, — показатели становления дорифейской континентальной коры (1,8—1,6 млрд. лет); 11—12 — тела гранитоидов и щелочных магматических образований: 11 — раннепалеозойских, 12 — позднепалеозойских и позднемезозойских; 13 — вулкан-плутонический позднемезозойский; 14—16 — молодые континентальные коры нерасчлененные (обрамление Сибирской платформы): 14 — позднедокембрийская-палеозойская (?), точнее не определенная, 15 — раннепалеозойская, 16 — мезозойская; 17 — границы комплексов; 18 — тектонические швы — границы литосферных плит; 19 — крупные разломы, структурные швы. Литосферные плиты: I — Тунгуская, II — Нижнеангарская, III — Анабаро-Байкальская, IV — Вилюйская, V — Оленекская, VI — Чарско-Алданская, VII — Становая, VIII — Бодайбинская. Складчатые области и зоны литосферных плит: 1 — Нижнекутуйская, 2 — Анабаро-Миренская, 3 — Верхонская, 4 — Тунгуская, 5 — Ботуобинская, 6 — Киренская, 7 — Усть-Кутская, 8 — Симская, 9 — Нижнеангарская, 10 — Хандыгская, 11 — Улканская, 12 — Северо-Байкальская, 13 — Тимптоно-Учурская, 14 — Иенгская, 15 — Олекминская, 16 — Чарская. Межплитные тектонические швы: 17 — Саяно-Анабарский, 18 — Иркенецкий, 19 — Уджин-Жиганский, 20 — Линденский, 21 — Байкало-Вилюйский, 22 — Ничатский (Жуинский), 23 — Становой.

Обозначения на врезке — схеме расположения различных типов континентальной коры, обнаженных выступов и погребенного дорифейского фундамента Сибирской платформы: 20 — граница платформы, 21 — контуры выступов (штрихи обращены в сторону выступов), 22 — комплексы и структуры периферического кольца зрелой континентальной коры — остова Сибирской платформы, 23 — комплексы и структуры областей протометаморфического слоя, 24 — молодые коры обрамления платформы; Ан — Анабарский массив, Ол — Оленекский выступ, Ал — Алданский щит, Ен — выступ Енисейского кряжа

ской серии господствуют крупные (от 80 до 350 км по длинной оси) овальные структуры — гнейсовые складчатые овалы, выделенные и подробно описанные Л. И. Салопом (1971). В центре таких овалов обычно находятся гнейсовые купола, нередко с гранитными ядрами, а по периферии развиты дугообразные складки, часто изоклинальные, усложненные более мелкими складками, вплоть до микроплочатости; эти складки обладают центростремительной вергентностью. Иногда рисунку овалов является очень сложным — «камебонидным», по выражению Л. И. Салопы. По мнению Н. Г. Судовникова с соавторами (1962) и М. З. Глуховского (1969), первичный структурный план был здесь линейным, а образование куполов и овалов произошло в процессе более поздней (раннепротерозойской?) гранитизации и ультраметаморфизма. К западу и востоку от Алдано-Тимптонского блока роль купольных и овальных структур уменьшается, а линейных, напротив, возрастает. При этом в Чарском блоке преобладает ССВ-ная ориентировка складок, в Олекминском — меридиональная, в Алдано-Учурском — северо-западная (на севере дугообразно-субширотная), в Маймакано-Батомгском — северо-восточная.

Заканчивая обзор Алданского мегаблока, отметим, что составляющие его пять блоков по возрасту и составу слагающих их пород и по особенностям их структуры могут быть объединены в три более крупных — Чарско-Олекминский на западе, Центральнo-Алданский в центре и Маймакано-Батомгский на востоке.

Становой пояс (мегаблок) тоже может быть разделен на блоки, причем границы между его блоками и блоками более северного Алданского мегаблока нередко оказываются общими, как и господствующее простираение складок (см. рис. 2). Однако здесь это блоковое членение проявляется менее четко и подавляется общей субширотной ориентировкой пояса. Довольно длительное время Становой пояс резко противопоставлялся собственно Алданскому щиту как об-

ласть развития нижнепротерозойских (или верхнеархейских) образований и проявления складчатости конца раннего протерозоя. К настоящему времени все или почти все исследователи принимают, что становой комплекс пород разновозрастен алданскому и обладает в общем сходной последовательностью разреза, причем в западной части Станового пояса, как и Алданского мегаблока, распространены в основном породы нижней части алданского (алдано-станового) комплекса, а в восточной — верхней его части. Основное же различие между Становым поясом и собственно Алданским щитом заключается в том, что архейские породы станового комплекса в конце раннего протерозоя испытали интенсивную переработку, в частности гранитизацию и регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, наложенный на первичный гранулитовый.

В структурном отношении: «Для Станового мегаблока характерно сочетание первичных крупных широких линейных складок и овальных брахиформных куполов и чаш, возникших в результате раннепротерозойской гранитизации. В целом линейные структуры ориентированы в северо-западном направлении и лишь близ Станового и Северо-Тукурингского разломов они переходят в субширотные» (Глуховский, Ставец, 1973, с. 69).

Важной особенностью Станового пояса является еще широкое развитие, в основном в пределах Станового шва, крупных плутонов пород габбро-анортозитовой формации (Олекминский, Джугджурский). Совершенно очевидно, что образование Станового шва должно было быть предпосылкой обособления Станового пояса и стало быть имело место в начале протерозоя, а разделение мегаблоков на блоки должно было предшествовать этому и произойти в конце архея.

В раннем протерозое структура Алданского щита усложнилась возникновением серии узких приразломных трогов — протогеосинклиналей (палеоавлакогенов, по А. М. Лейтесу, М. В. Муратову и В. С. Федоровскому, 1970), в дальнейшем переродившихся в более широкие и плоские прогибы. Выполнение протогеосинклиналей представлено вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формациями мощностью 2—7 км, метаморфизованными в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, смятыми в узкие линейные складки и прорванными последними телами габбро, габбро-амфиболитов и ультрабазитов. Протяженность этих структур измеряется сотнями километров, ширина — километрами или первыми десятками километров.

Ко второй генерации раннепротерозойских структур Алданского щита относятся Кодаро-Удоканский прогиб (250×100 км) на крайнем западе и Улканский прогиб на юго-востоке Алданского мегаблока. Эти уже явно протоплатформенные структуры выполнены терригенными и вулканогенными породами. Первые преобладают в составе удоканской серии одноименного прогиба, слагая красноцветную континентальную обломочную формацию огромной (до 12—13 км) мощности. Низы серии метаморфизованы в зеленосланцевой, отчасти даже амфиболитовой фации. Ее залегание по периферии осложнено окаймленными гнейсовыми куполами — продуктом ремобилизации архейского фундамента и приразломными складками. Палингенез фундамента дал начало и крупному аллохтонному Кодаро-Кеменскому гранитному лополиту, разместившемуся в центральной части прогиба, в середине его разреза (рис. 3). В остальном структура этой части прогиба осложнена лишь брахиформными складками. Строение и развитие Кодаро-Удоканского прогиба подробно охарактеризовано А. М. Лейтесом и В. С. Федоровским (1972), отметившими его конседиментационную природу.

Улканский прогиб имеет меньшие размеры, выполнен в основном вулканитами преимущественно кислого состава общей мощностью до 4 км, обладающими, за исключением приразломных участков, пологим

залеганием. Нижнепротерозойский возраст удоканской и улканской серий доказывается их прорыванием гранитоидами с возрастом 1900 ± 100 млн. лет. В Улканском и еще меньшем по размерам Билякчанском прогибах на востоке щита погружение продолжалось и в среднем протерозое с накоплением красноцветной молассоидной уянской серии. Улканский лакколит щелочных гранитоидов на востоке Батомгского блока датирован в 1660 млн. лет.

Основная часть щита в среднем и весь щит в позднем протерозое представляли, видимо, область довольно активных поднятий. На этом фоне в гренвилевскую тектоно-магматическую эпоху произошло внедрение штоков гранитов в Чарско-Олекминской зоне (1000 ± 100 млн. лет), а в байкальскую эпоху (650 млн. лет) — ультраосновных щелочных интрузий центрального типа и кимберлитов в Батомгской зоне.

К началу венда интенсивность движений снизилась, а в пределах Алданского мегаблока поднятия сменились плавными опусканиями с трансгрессией моря и накоплением маломощных шельфовых карбонатных осадков юдомской свиты и нижнего и среднего кембрия. Становой пояс сохранял приподнятое положение, а с позднего кембрия весь Алданский щит стал вновь испытывать длительное поднятие, наиболее интенсивное для Станового пояса, где оно сопровождалось в девоне внедрением интрузий габбро и гранитоидов; в Чарско-Олекминской зоне известны также плутоны щелочных сиенитов того же и более молодого (пермского) возраста.

Волна интенсивной орогенной активизации затронула Становой пояс в начале мезозоя и особенно в юре, когда он испытал общее сводовое поднятие. В то же время южная часть Алданского щита, лежащая непосредственно к северу от Станового разлома, была втянута в компенсационное погружение с накоплением мощной (до 3—4 км) молассоидной угленосной формации; в настоящее время отложения этой формации сохранились в обособленных впадинах, из которых наиболее крупной является Чульманская. В дальнейшем Становой свод оказался полого надвинутым на систему юрских прогибов юга Алданского щита. Возраст этого надвига скорее всего позднеюрский или раннемеловой. Отдельные впадины, возможно рифтового типа, возникли и в пределах самого Станового пояса, преимущественно на западе и юге. Одновременно и несколько позднее (в начале и середине мела процесс мигрировал с запада на восток) осевая часть пояса стала ареной мощного гранитообразования. Гранитные плутоны приурочены к разломам и трещинам и вместе с тем тяготеют к полям развития нижнепротерозойских гранито-гнейсов, вероятно образовавшихся за счет палингенеза последних. С мезозойскими гранитоидами Станового пояса связано также скарновое и гидротермальное оруденение Cu, Pb, Zn, As, Sb, Hg и др.

В меловое время продолжалось воздымание и раздробление Станового пояса с вовлечением в этот процесс и южной части Алданского мегаблока, где возникли довольно многочисленные плутоны щелочных гранитоидов. В полосе, тяготеющей с севера к Становому разлому, а также в пределах Станового пояса меловой магматизм проявился и в эффузивной форме в виде излияний андезитов и липаритов и становления субвулканических тел близкого состава. Меловые лавы сохранились во впадинах вместе с грубыми молассами того же возраста — свидетелями интенсивного воздымания Станового пояса.

Совершенно очевидно, что вся эта мезозойская, как и значительно более слабая палеозойская тектоно-магматическая активность юга Алданского щита была связана с геосинклинально-орогенным развитием Монголо-Охотской системы. С окончанием этого развития в конце мела и в палеогене наблюдается спад тектонической активности и наступает период пенепленизации. Однако в начале неогена произошла новая активизация восходящих движений. В пределах Станового пояса фор-

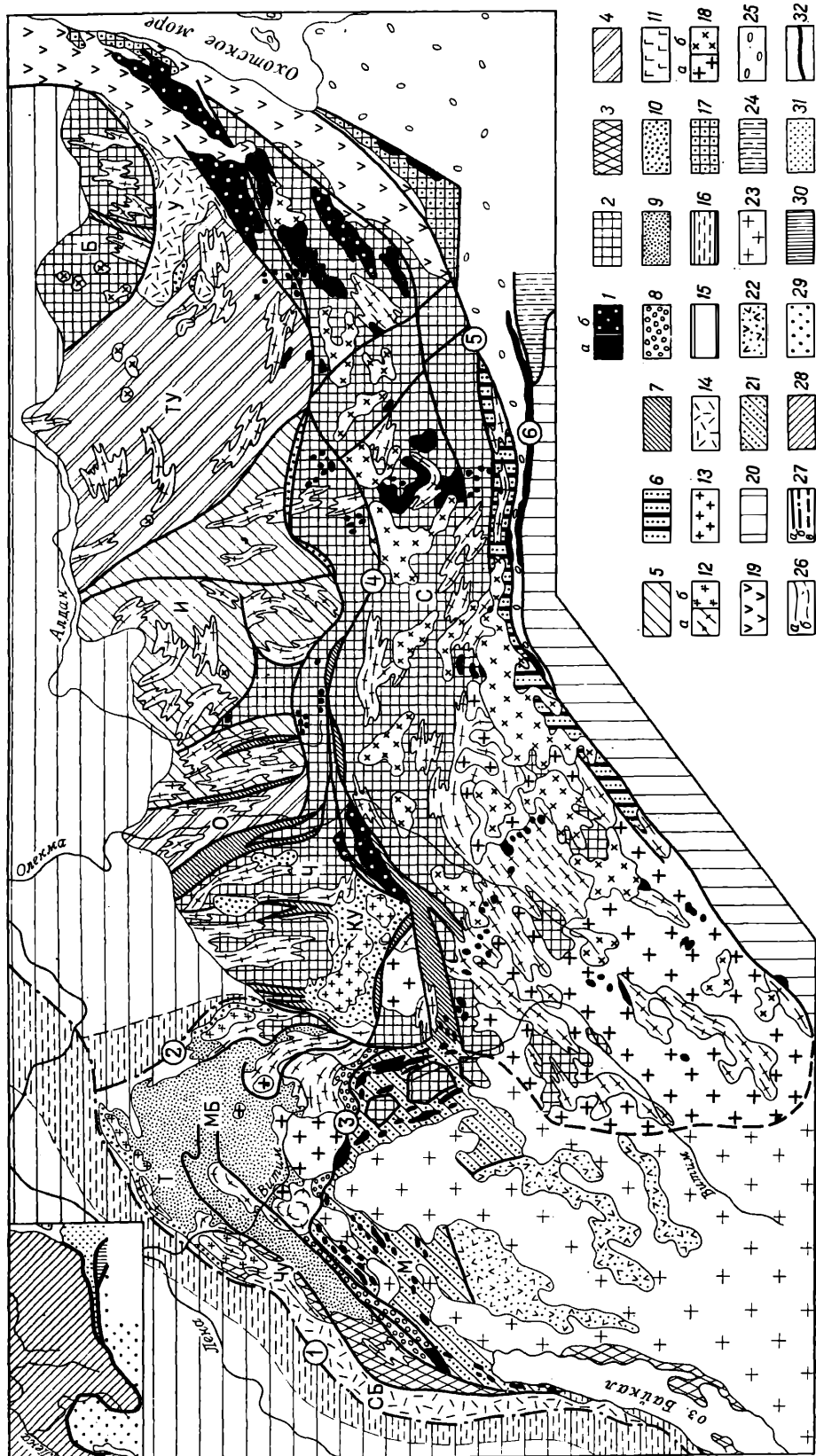


Рис. 3. Тектоническая карта Алданского щита и северной части Байкальской складчатой области (по В. С. Федоровскому и А. М. Лейтесу).

1 — комплексы меланократового фундамента: а — массивы и тела гипербазитов, метагаббро и метагаббро-норитов, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и кристаллических сланцев, б — массивы анортозитов и габбро-анортозитов; 2—19 — континентальная земная кора, образовавшаяся к началу рифея (1,7—1,6 млрд. лет), Алданский щит: комплексы протометаморфического слоя, образовавшегося в архее (к 3,5—3,0 млрд. лет); 2 — комплексы меланократового базит-гипербазитового фундамента (первичная земная кора) Чарско-Алданской и Становой литосферных плит и аналогов образований океанической стадии нерасчлененные, фрагменты аллохтонных пластин в области раннепалеозойской континентальной коры; 3 — то же, в пределах Бодайбинской и Байкало-Амурской плит в Прибайкалье; 4—5 — комплексы глубокометаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры (4,0—3,5 млрд. лет); 4 — аналоги образований океанической стадии с широким развитием основных вулканитов, 5 — аналоги образований океанической и переходной стадий нерасчлененные; 6—14 — комплексы и формирования становления и развития гранито-метаморфического слоя первой континентальной коры: 6 — океанической стадии (до 2,6 млрд. лет), 7 — осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые рифтогенных шовных прогибов (3,0—2,6 млрд. лет); 8—13 — переходной стадии: 8 — островодужный осадочно-вулканогенный известково-щелочной с карбонатной формой в верхах разреза (2,6—2,0 млрд. лет); 9—13 — показатели становления протометаморфического слоя: 9 — песчанико-сланцевые и карбонатные протоконтинентального шельфа, склона и подножья (2,6—2,0 млрд. лет), 10 — пестроцветная меденосная (2,6—2,0 млрд. лет), 11 — расслоенных габбро, 12 — плагиогранито-гнейсовая и гнейсово-мigmatитовая гранитондов (2,4—1,7 млрд. лет); а — гнейсовидных преимущественно автохтонных, реже аллохтонных, б — массивных аллохтонных, 13 — гранодиорит-гранитная аллохтонных гранитондов (2,0—1,7 млрд. лет); 14 — вулcano-плутонический показатель становления континентальной земной

коры (1,8—1,6 млрд. лет); 15—19 — комплексы континентальной стадии: 15 — 16 — чехол Сибирской платформы: 15 — в области неглубокого залегания фундамента и малых мощностей осадочного чехла, 16 — в шовных зонах с глубоким залеганием фундамента, большими мощностями и интенсивными деформациями чехла; 17 — палеозойские терригенные континентальной стадии, 18 — гранитоидные и щелочные плутонические смежных областей более молодой коры: а — раннепалеозойские, б — позднепалеозойские и позднемезозойские; 19 — позднемезозойский вулcano-плутонический; 20—23 — континентальная земная кора, образовавшаяся в раннем палеозое: 20 — нерасчлененная, 21 — комплексы океанической стадии (до 2 млрд. лет), 22 — комплексы переходной стадии (позднедокембрийские и кембрийские), 23 — раннепалеозойские гранитоиды — показатели становления континентальной коры; 24—25 — молодые континентальные коры нерасчлененные; 24 — позднепалеозойская, 25 — позднемезозойская; 26 — границы комплексов: а — на поверхности, б — перекрыты платформенным чехлом; 27 — структурные швы, границы шарьированных пластин, разломы: а — на поверхности, б — перекрыты платформенным чехлом, в — предполагаемые.

Обозначения на врезке — схеме расположения разновозрастных континентальных кор: 28—31 — континентальные коры различного возраста: 28 — докембрийские, 29 — раннепалеозойская, 30 — позднепалеозойская, 31 — позднемезозойская; 32 — границы между корами различного возраста.

Крупные структурные элементы: Блоки Алданского щита: Ч — Чарский; О — Олэкминский; И — Иенгский (Алдано-Тимптонский); Ту — Тимпотно-Учурский; Б — Батомгский; Ку — Кодаро-Удоканский прогиб; У — Уланский вулканический пояс; С — Становой пояс; Байкальская складчатая область: Сб — Северо-Байкальский (Ажитканский) вулканический пояс; Чу — Чуйское, Т — Тонодское; Л — Лонгдорское поднятия (антиклинорий); Мб — Мамско-Бодайбинский прогиб (синклинорий); М — Музская зона. Разломы (цифры в кружках: 1 — Байкальский краевой шов, 2 — Ничатский (Жуинский), 3 — Мамско-Витимский, 4 — Становой, 5 — Охотский, 6 — Тукурингский

мируются хребты Становой, Джугджур и Тукурингра, в Чарско-Олэкминской зоне Алданского мегаблока — Кодар и Удокан. Со стороны Байкала в пределы щита проникает рифтовая зона, создающая, в частности, Чарскую впадину; она протягивается параллельно Становому разлому, но не сколько севернее его. К этой зоне, а также к самому разлому тяготеют центры базальтоидного вулканизма. Наблюдается унаследованность новейшими движениями мезозойского структурного плана (Глуховский и др., 1972).

Таким образом, Алданский щит, оказавшийся на периферии Сибирской платформы и на стыке двух геосинклинальных поясов — Урало-Охотского и Тихоокеанского, обнаружил значительно более длительную и высокую подвижность, чем это было свойственно большинству других щитов древних платформ.

Анабарский массив является вторым крупным выступом фундамента Сибирской платформы. По общему мнению, вскрытые в его пределах эрозией докембрийские образования — основные и отчасти высокоглиноземистые кристаллические сланцы и амфиболиты с прослоями кварцитов в нижней части и карбонатных пород в верхней являются аналогами алданского комплекса и также метаморфизованы в гранулитовой фации. Сходство распространяется и на проявления интрузивного магматизма, представленные чаркитами, гранодиоритами, аляскиновыми гранитами, мигматитами. Радиометрические датировки (K/Ar метод) колеблются от 2900—2350 млн. лет по гипербазиту, что ближе всего, очевидно, отвечает истинному возрасту пород, до 2500—2300 млн. лет по амфиболитам и 2000—1850 млн. лет по породам в целом, что явно отража-

ет уже процессы последующей активизации. Структура анабарского архея достаточно сложная, вплоть до изоклинальной, до конца не расшифрованная и характеризуется общим преобладанием северо-западных простираций. По мнению Л. И. Салопа (1973), основанному на изучении аэрофотоснимков, здесь развиты складчатые овалы, подобные овалам Алданского щита.

Аналогичные анабарским и алданским архейские породы слагают еще Шарыжалгайский выступ фундамента в крайнем юго-западном углу платформы, к западу от Иркутска, а также Канскую глыбу в Енисейском кряже и Бирюсинскую — в Восточном Саяне. Обе последние лежат уже за пределами, но почти непосредственно у границ собственно платформы и являются несомненными ее отторженцами. Некоторым, очевидно вторичным, отличием пород, слагающих все эти глыбы от алданского комплекса, является большее проявление регрессивного метаморфизма и соответственно «радиометрического омоложения». Однако в Онотском грабене в западной части Шарыжалгайского выступа сохранилась толща пород несколько иного типа с участием джеспилитов, первично метаморфизованная в амфиболитовой, а не гранулитовой фации и, очевидно, принадлежащая верхам архея или низам протерозоя (палеопротозой, по Л. И. Салопу).

Существенно иного состава образования фундамента обнажаются на небольшой площади в противоположном углу платформы, в центре Оленекского свода. Это метаморфизованные в зеленосланцевой фации терригенные породы: песчаники, алевролиты, сланцы во флишиоидном чередовании, прорванные габбро-диабазам, кварцевыми диоритами и гранитами. К/Аг датировки по слюдам из гранитов и метаморфитов дали цифры порядка 2000 млд. лет, что указывает на вероятную принадлежность этих образований к нижнему протерозою.

Таковы «опорные данные» о фундаменте Сибирской платформы. В сочетании с данными бурения и аэромагнитной съемки и с привлечением материалов по докембрию Северного Таймыра они позволили приступить к расшифровке внутреннего строения фундамента на всей площади платформы, но эти построения гораздо менее уверенны и более противоречивы, чем для Восточно-Европейской платформы. Объясняется это двумя причинами: во-первых, неизмеримо меньшим числом вскрывших фундамент скважин, к тому же пробуренных почти исключительно в южной части платформы, во-вторых, тем, что интерпретации аэромагнитных данных на обширной площади Тунгусской синеклизы сильно препятствуют исключительно широко развитые здесь траппы.

Относительно однозначно трактуется возраст фундамента восточной половины платформы к востоку от Таймыро-Байкальского линеймента. Интерпретация данных по этой части платформы сильно облегчается тем, что здесь имеется два крупных выступа фундамента — Анабарский и Алданский, которые практически тождественны по комплексу слагающих их пород архейского возраста и объединяются общностью преобладающих северо-северо-запад — юго-юго-восточных простираций. Поэтому почти не вызывает сомнений (исключение составляет мнение Л. В. Булиной и Т. Н. Спизарского) первичное единство Анабарско-Алданской области (пояса) эпиархейской консолидации. Однако положение осложняется тем, что этот пояс прерывается в осевой части Вилюйской синеклизы, где наряду с аномалиями северо-западного простираания появляются аномалии близширотного и северо-восточного простираания, параллельные оси этой синеклизы и подстилающего ее авлакогена. Эта полоса, ограниченная разломами того же северо-восточного простираания и характеризующаяся общим пониженным значением магнитного поля, выделяется Р. А. Гафаровым (1971) и К. А. Савинским (1972) в самостоятельную Вилюйскую зону, или мегаблок фундамента с переработанным в протерозое архейским основанием. Это основание вскры-

то опорной скважиной на Сунтарском срединном поднятии и для него здесь действительно определен протерозойский возраст. Вилюйская зона разделяет два более древних мегаблока — Анабарский и Алданский, выделяемых, хотя и в разных границах, практически всеми исследователями¹. Также всеми исследователями в северо-восточном углу платформы выделяется Оленекский мегаблок, фундамент которого, по крайней мере в своей верхней части, должен быть сложен нижнепротерозойским комплексом, обнаженным в центре Оленекского свода. Этому соответствует и спокойное магнитное поле с небольшими положительными аномалиями. Однако наблюдаемый здесь же гравитационный максимум заставляет предполагать неглубокое залегание архейского комплекса, насыщенного основными магматитами.

Некоторой спецификой в пределах фундамента восточной половины платформы отличается еще полоса северо-восточного простираия, протягивающаяся в основании Ангаро-Ленского прогиба параллельно фронту Байкало-Патомской складчатой системы — Прибайкальский мегаблок, по К. А. Савинскому. Появление северо-восточных простираий на фоне в общем мозаичного магнитного поля указывает, очевидно, на переработку архейского основания раннепротерозойским тектогенезом.

В западной половине платформы наиболее определенной характеристикой обладает Ангарский мегаблок, вытянутый вдоль верхнего меридионального отрезка Ангары, тем более, что на юге он непосредственно смыкается с Шарыжалгайским выступом архейского фундамента. На фоне слабоотрицательного магнитного поля здесь наблюдаются линейные почти строго меридиональные аномалии, что позволяет считать ангарский архей прямым продолжением анабарского и в общем присоединиться к Л. В. Булиной и Т. Н. Спизарскому (1968), включающим Ангарский блок в состав Анабарского мегаблока (в схеме Р. А. Гафарова северная часть Ангарского блока включена в его «Тунгусский массив»).

Выделенный западнее К. А. Савинским Присянский мегаблок (Тасеевский в схеме Л. В. Булиной — Т. Н. Спизарского) отличается уже преобладанием северо-западных магнитных аномалий, явно параллельных Восточному Саяну. Это заставляет предполагать, во-первых, переработку архейского основания, выступающего западнее в Канской и Бирюсинской глыбах, в раннем протерозое (подобно самим этим глыбам), и, во-вторых, возможность присутствия отдельных протогесинклинальных зон нижнего протерозоя, наподобие Онотского грабена в Шарыжалгайском выступе.

Наименее ясной остается природа фундамента Тунгусского мегаблока, в общем пространственно совпадающего с одноименной синеклизой. Наблюдаемые в пределах этого мегаблока повышенная напряженность магнитного поля, развитие широких и протяженных магнитных аномалий близширотного, а нередко дугообразного простираия, многочисленные локальные максимумы и минимумы магнитного поля резко отличают этот мегаблок от смежных и объясняются, в первую очередь, влиянием столь интенсивно проявившегося здесь траппового магматизма. Однако то обстоятельство, что часть этих аномалий сохраняется и при сглаживании наблюдаемого поля, а также при его пересчете в верхнее полупространство указывает на их частичную связь и с особенностями состава и строения фундамента (Р. А. Гафаров). Ряд исследователей на основании этого и косвенных соображений выделяет в фундаменте Тунгусской синеклизы серию изометричных блоков архея, разделенных и спаянных линейными зонами протерозойской (ранней или средней)

¹ Р. А. Гафаров на своей схеме детализирует строение Алданского мегаблока, а в юго-восточной части Анабарского мегаблока особо выделяет Тунгский архейский массив, характеризующийся, в отличие от всего Анабарского мегаблока, не полосовым, а мозаичным магнитным полем.

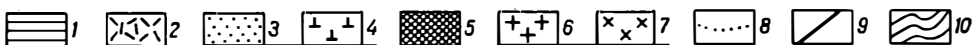
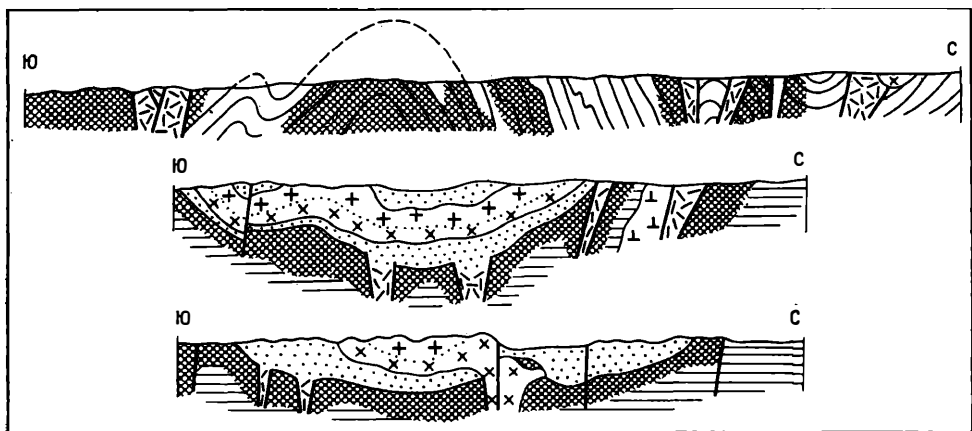


Рис. 4. Профили через докембрий центральной части Олекмо-Витимской горной страны (по А. М. Лейтесу и В. С. Федоровскому, упрощено).

1 — выступы архея; 2 — шовные трогии раннего протерозоя; 3 — раннепротерозойский Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб; 4 — массив архейских анортозитов; 5 — раннепротерозойские гранитоиды; 6 — 7 — Кодаро-Кеменский лополит раннепротерозойских гранитоидов; 8 — граниты главной интрузивной фации, 9 — гранодиориты и кварцевые диориты краевой приподшошвенной фации, 10 — граница фаций лополита; 9 — разломы; 10 — структурные поверхности в архее и раннем протерозое

складчатости (Дашкевич и др., 1968). Эти построения остаются весьма гипотетическими, но продолжение архея в юго-восточную часть Тунгусского мегаблока по простираию из Ангарского мегаблока не может вызывать сомнений. Вместе с тем в северо-западную часть мегаблока, в зону Туруханско-Норильских дислокаций и восточнее может продолжаться обладающая юго-восточным простираием зона ранне- и среднепротерозойской складчатости, пересекающая надвое древнедокембрийский массив Северного Таймыра (Таймыро-Тунгусская геосинклиналь, по Ю. Е. Погребницкому, 1971).

В целом для фундамента Сибирской платформы совершенно очевидно абсолютное преобладание архейского комплекса, слагающего этот фундамент в непереработанном (Алданский, Анабарский, Ангарский мегаблоки) или переработанном в раннем и частично среднем протерозое виде. Это выделяет Сибирскую платформу на фоне других платформ мира как наиболее древнюю, крупную область эпипрархейской консолидации¹. Вместе с тем несомненно, что в ее фундаменте присутствуют и раннепротерозойские, а возможно, и среднепротерозойские складчатые системы, но скорее всего развивавшиеся из узких протогеосинклиналей «саксаганского» типа — аналогов подобных приразломных зон Алданского щита. Исключение может составлять лишь периферическая Таймыро-Тунгусская протогеосинклинальная система.

Новейший вариант строения фундамента Сибирской платформы предложен Р. А. Гафаровым, А. М. Лейтесом и В. С. Федоровским (рис. 4) преимущественно на основе экстраполяции данных по Алдано-Становому щиту. В этом варианте еще ярче выступает решительное преобладание архейских образований, но их распределение по площади и последовательность изображаются существенно иначе, чем в более ранних схемах. К древнейшим, меланократовым образованиям протоокеанического, по мнению авторов схемы, типа отнесены образования Станового, Чарского, Батомского блоков, а также Тунгусского, Ангар-

¹ При этом, однако, надо отдавать себе отчет в том, что по размерам Сибирская платформа примерно соответствует масштабу отдельных блоков консолидированного архея значительно более крупных Северо-Американской и Африканской платформ.

ского, Тунгского и Оленекского блоков, фундамента Вилуйской синеклизы и некоторых более мелких блоков. Напротив, образования Анабарского блока, а также продолжения последнего в сторону Байкала рассматриваются как несколько более молодые. На границе между крупными блоками и частично в их пределах показаны довольно многочисленные, но узкие и выклинивающиеся по простиранию позднеархейские шовные протогеосинклинали. Наконец, в основном в пределах древнейших блоков намечено распространение целой серии впадин «удоканского» типа, выполненных протоплатформенными отложениями верхов нижнего протерозоя.

3. Структура осадочного чехла Среднесибирской плиты

Накопление протоплатформенных образований началось, как только что было отмечено, уже в раннем протерозое; еще более широкое, но отнюдь не сплошное распространение платформенные отложения получили в среднем — позднем рифее. Сплошной же покров чехла начал формироваться, как и на Русской плите, лишь в венде.

Основные черты структуры чехла бросаются в глаза уже при беглом взгляде на любую, даже мелкомасштабную геологическую карту Сибирской платформы: Анабарская антеклиза с ее Оленекским отрогом на северо-востоке, Алданский щит на юго-востоке, мезозойская Вилуйская синеклиза между ними, огромная, выполненная триасовыми траппами с верхнепалеозойским обрамлением Тунгусская синеклиза на северо-западе и, наконец, моноклиальный шлейф нижнепалеозойских отложений, полого наклоненный от байкальского складчатого обрамления на юго-западе и юге и Алданского щита на юго-востоке навстречу друг другу и в направлении Тунгусской и Вилуйской синеклиз. Картина залегания поверхности фундамента, изображенная в плавном, безразломном варианте Т. Н. Спизарским (1968) и Д. А. Туголесовым (1970) и в блоковом варианте К. А. Савинским (1972), значительно отличается от структуры, проявленной на современном эрозионном срезе, так как отражает алгебраическую сумму вертикальных движений за огромный период развития платформы. Главным отличием является существование почти полностью погребенной полосы поднятий северо-восточного простирания, рассекающей всю платформу в диагональном направлении от среднего течения Ангара до Лены и отделяющей на глубине Тунгусскую синеклизу от Вилуйской. Эта полоса выделялась под разными названиями: Среднесибирская антеклиза (К. А. Савинский, Д. А. Туголесов), Ангаро-Ленская антеклиза (или поднятие — Т. Н. Спизарский), а в последнее время за ней утвердилось название Центрально-Сибирской антеклизы.

Итак, основными положительными элементами структуры Среднесибирской плиты являются Анабарская и Центрально-Сибирская антеклизы, а отрицательными — Тунгусская и Вилуйская синеклизы. Кроме того, в северо-западной периферической полосе платформы выделяются Туруханско-Норильская зона дислокаций, в западной (условно) — Вельминский прогиб (по верхним горизонтам чехла склон поднятия Енисейского кряжа, находящегося уже за контуром платформы), в юго-западной — Присяянский прогиб, в южной — Прибайкальский прогиб (по фундаменту и верхнему рифею — нижнему кембрию; в более высоких горизонтах палеозоя этот прогиб является частью более широкого Ангаро-Ленского прогиба, наложенного и на юго-восточное крыло Центрально-Сибирской антеклизы).

Анабарская (Анабарско-Оленекская) антеклиза — крупнейшая положительная структура Среднесибирской плиты, около 1000 км в поперечнике. Ее кульминацией является пологий Анабарский свод сглаженно треугольной формы, около 400 км в поперечнике, с одноимен-

ным выступом архейского фундамента в центре, окруженным выходами нижнего, рифейского структурного комплекса чехла. Анабарский свод несколько вытянут в юго-восточном направлении в соответствии с господствующим простиранием пород фундамента. Весьма интересной деталью его строения является наложенный на угол свода округлый Попигайский «грабен» диаметром 70—80 км, выполненный мезозойскими и палеогеновыми отложениями с участием магматитов. В последнее время В. Л. Масайтис (1975) обосновал принадлежность Попигайского «грабена» к категории астроблем.

На юго-восточном продолжении оси Анабарского свода в бассейне Лены располагается Мунский свод с глубиной залегания фундамента менее 1 км. Анабарский и Мунский своды отделены довольно глубокой Суханской впадиной того же простираения от второй вершины антеклизы — Оленекского свода, с выходами нижнего докембрия в наиболее повышенной части. Краевое положение Оленекского свода в выступающем углу платформы, видимо, и обусловило его интенсивную раздробленность разломами СЗ — ЮВ-ного простираения. Эти разломы ограничивают, в частности, наложенный Кютюнгдинский прогиб, в котором сохранились от размыва верхнепалеозойские отложения, распространившиеся сюда из Верхоянья.

Анабарско-Оленекская антеклизы сложена в основном отложениями рифея, начиная с его нижних горизонтов, и нижнего палеозоя. Областью размыва она стала впервые в ордовике, но свое четкое юго-западное ограничение получила лишь в позднем палеозое с обособлением Тунгусской синеклизы. В течение мезозоя и кайнозоя антеклизы устойчиво воздымалась, и лишь на отдельных участках развивались мелкие наложенные впадины, а вдоль северо-западного склона антеклизы, в зоне Таймыро-Байкальского линеамента, в бассейнах Маймеча и Котуй внедрились кольцевые тела ультраосновных — щелочных пород.

Центрально-Сибирская антеклизы (гряда) — линейное, почти полностью (за исключением верховьев Н. Тунгуски) погребенное поднятие северо-восточного простираения, протягивающееся от среднего течения Ангарты до среднего течения Вилюя. Здесь дальнейшее продолжение этого поднятия прерывается поперечным Верхнемунским прогибом северо-западного простираения, зарождающимся на южном склоне Анабарской антеклизы, но лежащий далее к северо-востоку Мунский свод может рассматриваться в качестве элемента той же зоны поднятий.

Наиболее повышенной частью рассматриваемой антеклизы является Катангский (Непский) свод (по которому она и была первоначально выделена Д. А. Туголесовым и П. Е. Оффманом под названием Катангской антеклизы). На площади этого свода фундамент залегает на отметках менее 1,5 км и, вероятно, меньше, что теперь подтверждено бурением и сейсмическими исследованиями методом обменных волн землетрясений в верховьях Н. Тунгуски (Притула и др., 1973). На поверхность здесь выступают кембрийские отложения, непосредственно перекрываемые угленосным карбоном. Юго-западное погружение антеклизы в области Иркутского амфитеатра нередко описывается как Ангарты-Ленская ступень и в ее пределах выделяются отдельные своды — Братский, Усть-Кутский и др.; на северо-востоке выделяет Мирненский свод; отметки фундамента здесь от —1,6— —2 до —3 км.

Центрально-Сибирская антеклизы активно воздымалась на наиболее ранних этапах развития платформы, до каледонского этапа, точнее до ордовика включительно. В ее наиболее повышенной части отсутствуют отложения рифея, венда, кембрия и ордовика, а на склонах их мощность оказывается заметно сокращенной по сравнению со смежными прогибами. С конца силура и до середины карбона антеклизы участвует в общем поднятии юга платформы, а в позднем палеозое ее северо-

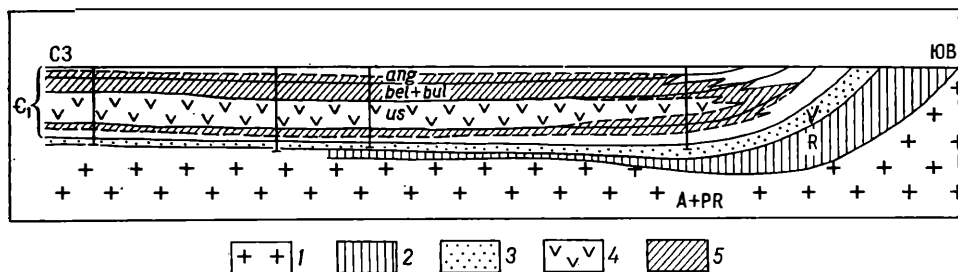


Рис. 5. Схематический геологический профиль через юго-восточный борт Ангаро-Ленского прогиба от р. Куртун до р. Сев. Кутулик.

1 — раннедокембрийский кристаллический фундамент; 2 — рифей («байкальский трехчленный комплекс»); 3 — ушаковская свита; 4 — 5 — нижний кембрий: 4 — соленосная толща (us — усолеская свита), 5 — под- и надсоленосная толща (bel+bul — бельская и булайская свиты нерасчлененные, ang — ангарская свита).

западный склон становится юго-восточным бортом Тунгусской синеклизы.

По своей истории и роли в структуре Сибирской платформы Центрально-Сибирская антеклизы очень напоминает Трансконтинентальное поднятие Северо-Американской платформы, также секущее последнюю по диагонали и исчезнувшее в позднем палеозое. Значительное историческое сходство наблюдается и с Волго-Уральской антеклизой Восточно-Европейской платформы.

Прибайкальский и Ангаро-Ленский прогибы. На юго-востоке Центрально-Сибирская антеклизы отделяется от Байкальского горно-складчатого сооружения узким Прибайкальским прогибом с глубиной опускания фундамента до 4—5 км. Прогиб выполнен в основном молассовыми отложениями верхов рифея и венда (ушаковская и мотская свиты) и представляет собой по существу погребенный байкальский передовой прогиб (Клитин, Павлова, Постельников, 1970). На этот прогиб наложена более молодая и более широкая и пологая зона опускания, сопряженная уже с эпиплатформенным каледонским орогеном Байкало-Патомского нагорья и соответственно сложенная осадками кембрия (рис. 5), ордовика и силура. Эта зона опускания захватила юго-восточный склон Центрально-Сибирской антеклизы и именуется обычно Ангаро-Ленской; именно она была предложена Е. В. Павловским (1959) в качестве эталона перикратонных опусканий.

В конце силура Ангаро-Ленский прогиб, который является не столько перикратонным, сколько постумным передовым прогибом, был охвачен складчатостью с образованием своеобразной зоны линейных складок — типично гребневидных антиклиналей и широких и плоских синклиналей. Антиклинальные зоны (валы) достигают в длину 200—300 и даже 350 км и нередко осложнены взбросо-надвигами (рис. 6). Эта складчатость совершенно не отражена в почти горизонтальном залегании фундамента и самих низов чехла и явно обязана своим возникновением присутствию в низах кембрия мощной соленосной толщи. Надо думать, однако, что проявлению соляного диапиризма в той форме, в которой он здесь наблюдается, способствовало в данном регионе не только низкая плотность соли, но и боковое давление со стороны Байкальского орогена. Последнее наглядно проявилось в надвиге орогена на юго-восточное крыло Ангаро-Ленского прогиба (Наумов, 1974). Значительно менее вероятно предположение о гравитационном происхождении этой зоны дислокаций.

На северо-востоке Прибайкальский прогиб отделяется седловиной от глубокой, с погружением фундамента более чем на 9 км Северо-Патомской или Ньюйской впадины близширотного простираения. Эта впадина примыкает с севера к байкалидам Патомского нагорья, а с запада — к Уринской ветви байкалид. В разрезе впадины

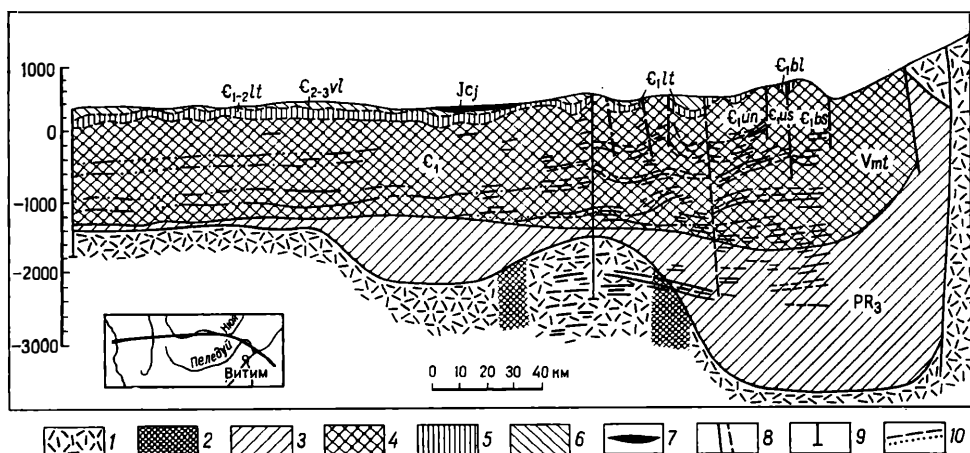


Рис. 6. Сейсмогеологический профиль через Ангаро-Ленскую зону дислокаций (линия профиля на врезке).

1 — раннедокембрийский фундамент; 2 — зоны разломов в фундаменте; 3 — рифей; 4 — венд (ушаковская и нижнемотская свиты) и нижний кембрий, алданский ярус (граница с рифеем условна); 5 — нижний кембрий, ленский ярус; 6 — средний и верхний кембрий, верхоленская свита; 7 — юра; 8 — тектонические разрывы; 9 — буровые скважины, 10 — условные сейсмические горизонты и их корреляция

значительное место принадлежит отложениям рифея и венда, наряду с которыми здесь присутствуют кембрий, ордовик и нижний силур. Южный борт впадины осложнен линейными складками и разрывами, остальная ее часть имеет более спокойное строение.

По другую, восточную сторону Уринского антиклинория симметрично располагается отделяющий его от северного склона Алданского щита меридиональный Березовский прогиб, гораздо более узкий и несколько менее глубокий. Он обладает сложно деформированным западным крылом, пологоскладчатой осевой зоной и моноклинально-ступенчатым восточным крылом. К северу прогиб расширяется, выглаживается, углубляется и уходит под Вилуйскую синеклизу.

На юго-западное окончание Прибайкальского прогиба наложен Иркутский юрский предгорный прогиб, образование которого связано с активизацией байкальского орогена. Он выполнен молассоидной континентальной угленосной формацией и продолжается из крайнего южного угла платформы далее на северо-запад вдоль подножия Восточного Саяна. В истоке Ангары на южный борт Иркутского прогиба полого надвинут докембрий Байкальского нагорья. Этот знаменитый Ангарский надвиг был в свое время предметом острой полемики между М. М. Тетяевым, доказывавшим на основании наличия этого надвига и встречных надвигов в Забайкалье аллохтонное залегание всего докембрия Прибайкалья, и В. А. Обручевым, вообще отрицавшим его существование. Проведенное с тех пор бурение подтвердило наличие пологого надвига докембрия на юру, но «наппистские» воззрения М. М. Тетяева на тектонику Прибайкалья и Забайкалья в целом не получили поддержки.

Тунгусская синеклиза, занимающая площадь более 1,2 млн. кв. км и с максимальным поперечником около 1500 км, является не только самой крупной, но и самой своеобразной структурой Сибирской платформы. Это своеобразие обусловлено локализацией в ее пределах мощной трапповой (платобазальтовой) формации верхов перми — нижнего триаса, развитой практически на всей площади синеклизы¹. Формация состоит из туфогенной толщи (субформации) в нижней

¹ Ближайшим аналогом Тунгусской синеклизы является синеклиза Параны в Южной Америке.

части мощностью до 600—800 м и лавовой толщи (субформации) — в верхней мощностью до 2,5—3 км. Как пермо-триасовые туфы и лавы, так и подстилающие их более древние осадочные толщи пронизаны огромным количеством даек и силлов. Рои даек встречаются преимущественно по периферии синеклизы и здесь достигают 400—500 км в длину (Котуйская зона) при мощности отдельных даек до 100 м; мощность силлов доходит до 350 м. Среди интрузивных тел особый интерес представляют относительно крупные дифференцированные плутоны норильского типа. Дифференциация выражается в образовании в их нижней части пикритовых долеритов и троктолит-долеритов, часто с сульфидами меди и никеля, в центральной зоне — оливиновых и безоливиновых долеритов, в верхней — лейкократовых и кварцевых габбро-долеритов и даже гранодиоритов, отчасти гибридного происхождения. С этим комплексом интрузий, развитым в северо-западной части синеклизы, к северу от бассейна Н. Тунгуски связаны известные медно-никелевые сульфидные руды норильского типа. Преимущественное распространение интрузивных тел в современном эрозионном срезе характерно для бортовых частей синеклизы, что давно дало основание наметить здесь зоны повышенной проницаемости, приуроченные к глубинным разломам. Специфические образования — вулканические трубки, заполненные базальтовым материалом, — распространены по юго-восточной периферии синеклизы, в полосе ее сочленения с Центрально-Сибирской антеклизой (Оффман, 1959). Вместе с тем геологическое картирование последних лет (В. С. Авдалович) позволило установить и в центральной части синеклизы большое количество вулкано-тектонических структур, приуроченных, очевидно, к древним вулканическим аппаратам¹. Эти образования обнаруживают определенное тяготение опять-таки к линейным зонам проницаемости — глубинным разломам, но не обрамляющим, а пересекающим синеклизу. Распределение интрузий долеритов внутри синеклизы, как впервые отметил П. Е. Оффман, подчиняется сложному петельчатому рисунку, сходному с размещением соляных внедрений в областях солянокупольной тектоники. Эта аналогия, отмеченная А. М. Сычевой-Михайловой на материалах В. С. Авдаловича, заставляет думать, что газонасыщенная базальтовая магма всплывала под всей поверхностью Тунгусской синеклизы по закону инверсии плотности и, следовательно, на глубине в это время существовал гигантский магматический бассейн.

Широкое развитие трапповой формации с ее специфическими магматогенными дислокациями сильно затрудняет выявление внутренней структуры синеклизы. Глубина погружения фундамента в ее центральной части оценивается в 8—10 км (возможно до 12 км), что для района к востоку от пос. Тура на Н. Тунгуске получило подтверждение при сейсмических исследованиях с аппаратурой типа «Земля» — здесь глубина кровли фундамента определена в 9 км. Теми же исследованиями (Прутула и др., 1973) выяснено, что в Туринском районе мощность коры снижается до 29—30 км против 37—38 км на южном борту синеклизы. Это общее утонение коры при значительном увеличении мощности ее осадочного слоя (с 2 до 9 км) компенсируется утонением гранитного слоя, что также уже предполагалось предыдущими исследователями (некоторые допускают даже полное его выклинивание).

Несомненно, что Тунгусская синеклиза не представляет собой единой впадины, а состоит из нескольких более частных впадин, по-разному выделявшихся разными исследователями. Наиболее крупная из них — это занимающая северо-западную часть синеклизы Курейская

¹ Выделение в Тунгусской синеклизе палеовулканов центрального типа оспаривается некоторыми исследователями, считающими, что извержения здесь носили аретальный характер.

впадина. Второй по величине является Кочечумская впадина в центре синеклизы. Севернее Курейской различаются еще Норильская и Хараелахская, а южнее Кочечумской — Ванаварская и Мурская впадины.

Свою современную конфигурацию Тунгусская синеклиза приобрела в «послетрапповое» время, т. е. с середины триаса, с окончательным оформлением Туруханско-Норильской зоны дислокаций, в которых участвуют и траппы. Однако заметное уменьшение насыщенности траппами как в этой зоне, так и западнее, на левобережье Енисея и южнее, в Енисейском кряже, а также практически по всему периметру синеклизы за ее пределами, вместе со сменой типа магматизма (например, к востоку) показывает, что обособление синеклизы произошло в период самого базальтового вулканизма, т. е. в пермо-триасе, и что существуют основания рассматривать всю синеклизу как огромную вулкано-тектоническую структуру (Авдалович, 1974). Начало же становления этой структуры относится к среднему — позднему карбону — ранней перми, ко времени накопления угленосной формации, поскольку она повсеместно выступает из-под траппов по периферии синеклизы. На более раннем этапе, в среднем и раннем палеозое, Тунгусской синеклизы как таковой еще не существовало; относительно интенсивные погружения развивались только на западе и северо-западе, в прогибе, открывавшемся на севере в сторону Таймыра и частично ограничивавшемся на западе системой конседиментационно развивавшихся эмбриональных валов Туруханско-Норильской зоны. Преобразование этого прогиба в синеклизу в середине и конце карбона было связано с ростом Саяно-Енисейской зоны поднятий (Павлов, 1975) и распространением интенсивных погружений на Анабарскую и Центрально-Сибирскую антеклизы. Наконец, на самом раннем этапе развития платформы, в рифее, вероятно, наблюдалось постепенное увеличение мощностей от Анабарской антеклизы к Туруханско-Норильской зоне и далее к северному, заенисейскому продолжению геосинклинали Енисейского кряжа, т. е. западная часть будущей синеклизы представляла собой область перикратонных опусканий. В определенной мере это относится и к раннему — среднему палеозою, но в это время региональный склон усложнился линейными поднятиями.

К юго-западу от южного замыкания Тунгусской синеклизы расположена относительно небольшая, но достаточно глубокая (7—8 км) Канско-Тасеевская синеклиза. Своей западной и северо-западной частями она несогласно наложена на байкальские структуры Енисейского кряжа и скрывает под собой южное продолжение их передового прогиба, выполненного довольно мощной молассой самых верхов рифея и венда. Значительную мощность имеют в разрезе синеклизы и кембрийские, особенно нижнекембрийские, а также вообще нижнепалеозойские отложения. Девон здесь не отлагался, а в карбоне — перми интенсивность погружений была невелика, но тем не менее сюда распространялась область накопления верхнепалеозойских угленосной и туфогенной (P_2+T_1) формаций. В середине триаса опускания прекратились, но частично возобновились в юре, когда в этот район протянулось продолжение Ангаро-Вилуйского прогиба (см. ниже).

В северо-западном и северном крыльях Канско-Тасеевской синеклизы вдоль ее контакта с южным ограничением байкалид Енисейского кряжа, образующих здесь выступ к востоку (Иркинеевский), в глубь платформы, простирается своеобразная зона приразломных линейных складок чехла, обычно осложненных разрывами и возникших, вероятно, в конце триаса (Мирошников, Викс, 1976) одновременно с Туруханско-Норильскими дислокациями. Думается, что происхождение этих складок логичнее всего связывать со сдвиговыми перемещениями вдоль Нижнеангарской зоны разломов. Несколько севернее восточного окончания

этой зоны складок расположено куполовидное Чадобецкое поднятие магматогенного происхождения, с выходом в ядре пород рифея и интрузией щелочных ультраосновных пород с карбонатитами и кимберлитами.

На юго-восточном продолжении Тасеевской синеклизы находится узкий Присаянский прогиб — край платформы, который дважды вовлекался в компенсационные опускания, связанные с поднятием Восточного Саяна — впервые в конце рифея и венде и вторично в гораздо более слабой форме — в юре. Тасеевская синеклиза вместе с Присаянским и Прибайкальским прогибами и погруженной частью Центрально-Сибирской антеклизы и образует в современной структуре то, что нередко именуют Ангарской, или Иркутской, синеклизой и что в общем соответствует Иркутскому амфитеатру Э. Зюсса.

Туруханско-Норильская зона дислокаций, как упоминалось, ограничивает с запада Тунгусскую синеклизу, простирается на 600 км вдоль правого берега Енисея, ограничиваясь с запада крупным разломом — краевым швом кратона, отчетливо фиксируемым в магнитном поле. Ширина зоны от 50 км на юге увеличивается до 140 км на севере, а простираение изменяется с северо-северо-западного на северо-восточное. Состоит зона из серии валов с углами наклона крыльев до 50—70°, осложненных флексурами и разрывами. На севере вся эта система складок погружается под несогласно залегающий покров юры и мела Предтаймырского прогиба, но на ее продолжении здесь лежит перемычка между его двумя главными элементами — Усть-Енисейской и Хатангской депрессиями.

На юге Туруханско-Норильская зона как бы смыкается с байкалидами Енисейского края. Последнее обстоятельство давало повод на прежних тектонических схемах относить эту зону к байкалидам, чему противоречит формационный состав ее верхнерифейско-вендского разреза, отсутствие угловых несогласий между рифеем и вендом, вендом и кембрием и германотипный стиль деформаций. Поскольку теперь установлено, что байкалиды продолжаются за Енисеем непосредственно к западу от рассматриваемой зоны отпадает и ее «авлакогенная» трактовка. Очевидно, правильнее всего считать, что Туруханско-Норильские дислокации возникли на краю древней платформы, в ее перикратонном прогибе как отражение деформаций в протягивавшемся западнее орогене. Известно, что складки зоны развивались длительно и конседиментационно на протяжении всего палеозоя, завершив свое формирование блоковыми движениями в конце триаса — начале юры, т. е. одновременно с раннекиммерийскими деформациями Таймыра.

Вместе с тем необходимо отметить, что среднерифейские и отложения Игарского района на севере рассматриваемой зоны по своему составу — флишoidная терригенная формация с преобладанием сланцев, с кремнями и основными вулканитами спилитового типа, отчасти также по мощности (>2 км) и интенсивности деформаций могут считаться геосинклинальными. Они стратиграфически (?) несогласно перекрыты верхним рифеем, содержащим в низах грубообломочные, молассоподобные осадки. На юге, в Туруханском районе нижний кембрий залегает непосредственно на среднем рифее уже с крупным угловым несогласием. Это позволяет прийти к выводу о проявлении здесь гренвилльской (дальсландской) эпохи тектогенеза, подобно Таймыру (Погребницкий, 1971), откуда и может протягиваться сюда эта предверхнерифейская складчатая зона. Гренвилльское несогласие четко выражено и южнее Туруханско-Норильской зоны, в Енисейском крае (М. И. Волобуев, И. В. Воробьев и др.).

Вилуйская синеклиза — вторая по величине и также относительно молодая по времени своего окончательного становления впадина Среднесибирской плиты. С поверхности она сложена мезозойским

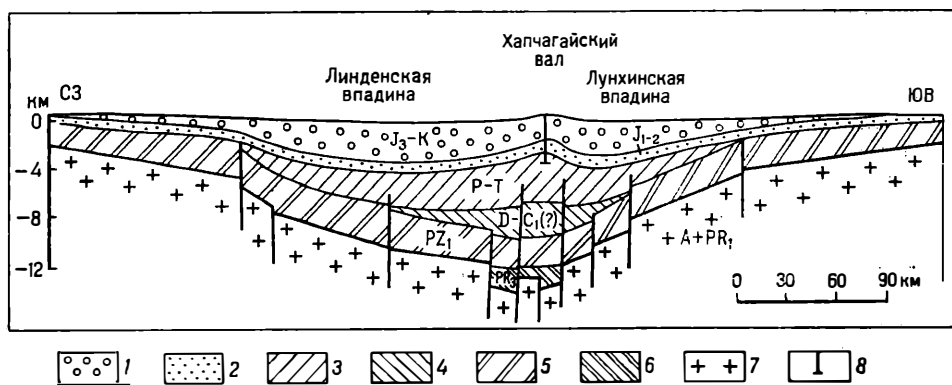


Рис. 7. Схематический геологический профиль через Вилюйскую синеклизу (по Е. П. Ларченкову). 1 — мел и верхняя юра; 2 — средняя и нижняя юра; 3 — триас и пермь; 4 — нижний карбон и девон (?); 5 — нижний палеозой; 6 — рифей (?); 7 — кристаллический фундамент; 8 — скважина

комплексом отложений и имеет форму широкого залива с осью восток-северо-восточного направления, открывающегося в Предверхоанский передовой прогиб в районе изменения его простирания с меридионального на широтное. Распространение останцов маломощных юрских отложений в западном направлении намечает плоский и крайне неглубокий Ангаро-Вилюйский прогиб, продолжающий рассматриваемую синеклизу. В самой синеклизе мощность мезозойских отложений достигает 6—8 км; она максимальна на востоке, в районе сочленения с Предверхоанским прогибом, где глубина синеклизы по фундаменту составляет 10—12 км. Мезозойские слои залегают в общем очень спокойно, за исключением зоны Кемпендяйских дислокаций (см. ниже). Ниже мезозоя структура Вилюйской впадины резко усложняется и она приобретает по существу характер сложного авлакогена (рис. 7). В юго-западной части синеклизы в ее центральной зоне расположен Сунтарский свод, в пределах которого непосредственно под юрскими отложениями на глубине менее 400 м установлен крупный горстовый выступ кристаллического фундамента. С северо-запада этот свод сопровождается глубоким Ыгыаттинским (Мархинским) прогибом-грабенем, с юго-востока — Кемпендяйским глубиной соответственно 7 и 9 км, причем основная часть их выполнения приходится на палеозой и верхний протерозой. Кемпендяйский прогиб (частный авлакоген) содержит в разрезе соленосную толщу девона и в ходе развития испытал инверсию с образованием двух зон солянокупольных поднятий — известных Кемпендяйских дислокаций.

Аналогом Сунтарского свода в восточной части синеклизы является более погруженный Хапчагайский (Средневилюйский) свод широтного простирания. Оба свода, а также сопровождающие их прогибы осложнены локальными поднятиями, но эти поднятия очень пологие и нигде не достигают интенсивности кемпендяйских складок. Образование сложного Палеовилюйского авлакогена явно связано с активностью Пато-Вилюйского линеймента, соединяющего оба входящих угла платформы и являющегося, несомненно, самой ослабленной зоной в теле кратона. Движения сопровождались магматической деятельностью, выразившейся в излияниях базальтов в среднем и позднем девоне (их покровы сохранились в разрезе Ыгыаттинского и Кемпендяйского прогибов). Подчиненное значение имели более щелочные лавы, вплоть до трахитов. В северо-западном обрамлении прогиба в конце девона — начале карбона произошло внедрение трубок кимберлитов, которые отличаются повышенной по сравнению с мезозойскими алмазонасностью (Масайтис, 1966, 1970).

К Сибирской древней платформе формально относятся еще, как отмечалось, южные крылья Усть-Енисейского, Хатангского и Лено-Анабарского прогибов, но их целесообразнее рассмотреть после анализа структуры Таймыра (см. гл. III).

4. Основные этапы развития

Катархейский и раннеархейский этапы (4000—3500—3000 млн. лет). В настоящее время древнейшими образованиями Алданского щита и всей Сибирской платформы считаются метаморфизованные ультрабазиты, базиты и основные кристаллические сланцы (курультино-гонамский, сутамский комплексы и их аналоги), рассматриваемые как породы первичной океанической коры; некоторые исследователи относят к ним также анортозиты Станового пояса (Лейтес, Федоровский, 1977). Несколько более молодой возраст приписывается кварцито-гнейсовой иенгской серии, тимптонской серии чарнокитовых гнейсов и джелтулинской карбонатно-гнейсовой серии Алданского щита и анабарской серии одноименного массива.

Присутствие в иенгской серии довольно мощных пачек кварцитов, если только они не являются хемогенными, ставит вопрос об источнике обломочного кварца, который, естественно, отсутствует в более древних меланократовых образованиях. Это заставляет допустить предварительную гранитизацию последних, но удивляет отсутствие в разрезе Алданского щита характерных для большинства других щитов древнейших тоналитовых гранито-гнейсов. Во всяком случае иенгская серия залегает с перерывом на своем меланократовом основании, а входящие в ее состав высокоглиноземистые сланцы представляют, как указывалось, продукт переотложения коры выветривания этого основания. Метавулканиты базальтового состава встречаются в иенгской серии и ее аналогах в разных пропорциях по отношению к осадочным образованиям. Все эти толщи на рубеже 3,5—3,0 млрд. лет испытали региональный метаморфизм гранулитовой фации и были частично гранитизированы с образованием мигматитов и чарнокитов.

Позднеархейский этап. Этому этапу может соответствовать накопление осадков и вулканитов тимптоно-джелтулинской серии, если опираться на данные И. М. Фрумкина о ее несогласном залегании на иенгской и учитывать некоторые отличия в литологическом составе (появление карбонатных пород). Если же тимптоно-джелтулинская серия, как полагают другие исследователи, одновозрастна иенгской, то на поздний архей в Алданском щите, а возможно и в пределах всего Сибирского кратона приходится перерыв в осадконакоплении. Выше уже отмечалось отсутствие здесь типичных для верхнего архея сравнительно слабометаморфизованных зеленокаменных толщ. Возможно, однако, что аналогами последних являются вулканогенно-терригенно-джеспилитовые толщи, выполняющие приразломные трогии — протогеосинклинали Алданского щита.

Достоверно к концу архея относится образование палингенно-метасоматических гранитоидов и плагимигматитов. Область эпиархейской консолидации на рубеже 2500 млн. лет¹ охватила уже практически всю площадь будущей платформы и вышла далеко за ее пределы, судя по присутствию архейских глыб в составе байкалids всего юго-западного и южного обрамления платформы, а также в пределах Верхояно-Чукотской области (Охотский, Омолонский, Тайгоносский массивы). Это дает не только достаточные основания для выделения так называемого Северо-Азиатского кратона (Косыгин и др., 1964), но и заставляет подозревать соединение этого кратона с другими кратонами Евразии — Китай-

¹ По Л. И. Салопу (1973), эта консолидация произошла еще раньше, в конце архея по его номенклатуре, т. е. к 3000 млн. лет.

ским в первую очередь. Толщина коры уже к концу данного этапа должна была достигнуть 25—30 км, судя по повсеместному метаморфизму гранулитовой фации.

Раннепротерозойский этап — 2500—2000 млн. лет. В начале позднего архея или начале протерозоя эта область подверглась расколам и вдоль возникших в ее пределах разломов заложились многочисленные шовные протогеосинклинали, возможно на новообразованном основании океанического типа, судя по присутствию тел гипербазитов и габброидов. В середине или конце раннего протерозоя большая часть этих протогеосинклиналей, примеры которых можно видеть на Алданском щите, замкнулась, испытав складчатость, региональный метаморфизм в амфиболитовой, реже зеленосланцевой фации и гранитизацию, и снова спаяв воедино более древние консолидированные глыбы континентальной коры. При этом последние подверглись интенсивному прогреву с образованием палингенно-анатектических и метасоматических гранитоидов и регрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации.

Некоторые из протогеосинклиналей могли продолжать свое развитие в конце раннего и даже в среднем протерозое, но на отдельных участках Алданского мегаблока протоплатформенный чехол начал формироваться уже в раннем протерозое — Удоканский, Улканский и другие более мелкие прогибы и грабены. Этот платформенный чехол носит черты образований, переходных от орогенных к собственно платформенным. В своих нижних частях он подвергся метаморфизму, вплоть до низших ступеней амфиболитовой фации, и в Удоканском районе вмещает крупное пластовое тело гранитов, возникшее, как и ряд периферических гранито-гнейсовых куполов, за счет ремобилизации фундамента, что свидетельствует о все еще высоком тепловом потоке. О том же говорят довольно интенсивные проявления кислого вулканизма в период накопления улканской серии в одноименном прогибе на востоке Алданского щита.

К позднему архею — раннему протерозою относится также образование крупнейшей близширотной Становой зоны разломов и обособление Станового пояса того же простираия, в пределах которого архейские (нижнеархейские) породы подверглись интенсивной раннепротерозойской переработке — регрессивному метаморфизму и гранитизации. В дальнейшем Становой пояс, оказавшийся в непосредственном северном обрамлении Центрально-Азиатского геосинклинального пояса неогее, испытывал неоднократную активизацию. В конце раннего протерозоя вдоль Станового разлома внедрились крупнейшие плутоны габбро-анортозитовой формации. Относительно небольших размеров тела анортозитов того же возраста¹ известны и в Анабарском массиве и, следовательно, могут быть распространены и под чехлом Среднесибирской плиты.

Среднепротерозойский этап — 2000 (1900)—1800 (700) млн. лет. Большая часть современной Сибирской платформы была стабилизирована уже к началу этого этапа и обладала вполне сформированной и достаточно мощной континентальной корой. Среднепротерозойский этап документирован лишь на крайнем юго-востоке платформы, в Батомгском блоке Алданского щита; по его периферии развиты красноцветные молассоидные образования уянской серии с силлами диабазов и покровами кислых эффузивов, приуроченных к грабен-прогибам (палеоавлакогены). Завершилось накопление этой серии внедрением щелочных гранитов улканского комплекса (1660 млн. лет).

Позднепротерозойские этапы, включая байкальский (1600—650 млн. лет). С началом позднего протерозоя почти на всей Сибирской

¹ Если только все эти анортозиты не являются элементом древнейшей океанической коры (см. ниже).

платформе, за исключением (см. выше) Туруханско-Норильской периферической зоны, установился уже вполне платформенный режим. Одновременно стали намечаться границы платформы — на западе и юге, где возникли геосинклинальные системы Туруханско-Норильской зоны (замкнулась к позднему рифею и отступила на запад), Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Байкало-Патомского нагорья, Монголо-Амурской системы, а также на юго-востоке, где четко обособился Юдомо-Майский меридиональный прогиб типа интракратонной миогеосинклинали, отделивший Охотский массив от Алданского щита. На севере платформа простиралась до осевой зоны Енисей-Хатангского прогиба, но уже не включала Таймыр и Северную Землю. На северо-востоке и востоке обстановка остается неясной. Сходство рифейских и нижнекембрийских отложений Охотского, Колымского и Омогонского срединных массивов с аналогичными образованиями Сибирской платформы говорит как будто в пользу продолжавшегося существования единого Северо-Азиатского кратона. Однако в отдельных районах — в хр. Полоусном, на Новосибирских о-вах (о-в Б. Ляховский), о-ве Врангеля встречены метаморфиты, которые по радиометрическому возрасту или спороморфам могут быть рифейскими (но и более древними!), что заставляет допускать наличие геосинклинальных условий в пределах осевых зон как Верхояно-Колымской, так и Чукотской складчатых систем, в соответствии с представлениями И. А. Резанова (1968). Непосредственным указанием на вероятность присутствия рифейской геосинклинали к востоку от современной Сибирской платформы является факт существования Юдомо-Майского прогиба и особенно то обстоятельство, что этот прогиб расширяется и углубляется к северу вплоть до перекрытия его более молодыми образованиями.

Как в пределах собственно Сибирской платформы, так и особенно четко в ее непосредственном обрамлении верхнедокембрийские образования делятся на серии, разделенные несогласиями и проявлениями магматической активности. В Юдомо-Майском прогибе, где разрез верхнего докембрия весьма полный и мощный и относительно легко поддается расчленению вследствие практического отсутствия метаморфизма, это учурская серия нижнего рифея (1520—1400¹, а скорее всего 1600—1350 млн. лет), еще тесно связанная со средним протерозоем, майская серия среднего рифея (1190—890, но скорее всего 1350—1000 млн. лет), уйская серия верхнего рифея (до 680 млн. лет), наконец юдомская свита венда, связанная постепенным переходом с нижним кембрием. Все эти серии построены циклично — терригенные породы, начиная с более грубых внизу, карбонатные (преимущественно доломиты) вверх, и каждая из них отвечает, по существу, самостоятельному тектоническому этапу — первая — готскому, вторая — гренвильскому, а две последние байкальскому. Самостоятельность гренвильского этапа наиболее отчетливо устанавливается в Енисейском кряже, где он завершился интрузиями гранитоидов тейского комплекса (Волобуев, 1969; Воробьев, 1969). Значительные движения и интрузии гранитоидов предполагаются в эту же эпоху на Таймыре (Погребницкий, 1971) и недавно подтверждены радиометрическими определениями (М. И. Волобуев); гренвильские деформации, вероятно, продолжаются отсюда в Норильско-Туруханскую зону, находящуюся между Таймыром и Енисейским кряжем. Наконец, на северо-западном склоне Алданского щита, в Чарско-Олекминской зоне известны штоки гранитов с возрастом 1000 ± 100 млн. лет (Глуховский и др., 1972).

Однако, в пределах центральная часть самой Сибирской платформы в течение всего рифея оставалась областью слабого поднятия, по

¹ Здесь и ниже определения К/Аг методом по глауконитам (Г. А. Казаков, К. Г. Кнорре, Н. И. Полевая и др.)

вплоть до начала кембрия красноцветной лагунно-континентальной молассой чингасанско-тасеевской (Енисейский кряж) и оселочной — усть-тагульской (Присянье) серий. То же происходит и в Байкальской рифейской геосинклинали, с формированием Предбайкальского передового прогиба и накоплением ушаковской и нижнемотской свит. Необходимо, однако, отметить, что в северо-восточном направлении, к вершине Патомского нагорья, проявления байкальских движений затухают и соответственно молассовые образования сменяются кварцевыми песчаниками жербинской свиты.

К концу рифея относится формирование в Анабарско-Оленекском районе и в Уринском авлакогене интрузивной трапповой формации, представленной силлами, подчас крупными, и дайками диабазов, габбро-диабазов, долеритов, габбро-долеритов, дифференцированных до сиенито-диоритов и гранодиоритов в центральной части тел, а также в контакте с вмещающими породами.

Каледонский этап (венд — средний девон). Трансгрессия моря на платформу, начавшаяся во второй половине позднего рифея, продолжалась в раннем венде и достигла кульминации в позднем венде. К этому времени морем была покрыта практически вся платформа (рис. 9), участки суши сохранились лишь в районе Хатангского залива (Палеогеография..., 1975) и, возможно, в наиболее приподнятой части Центрально-Сибирской антеклизы. Соответственно ранневендские терригенные осадки сменяются карбонатными, причем уже в это время воды юго-западной части платформы (Иркутский амфитеатр и южная часть Тунгусской синеклизы) обнаруживают повышенную соленость, с отложением доломитов и иногда сульфатов. Мощность венда здесь достигает максимума — около 700 м.

В начале кембрия произошло полное обособление огромного Тунгусско-Иркутско-Березовского бассейна с накоплением в его пределах в течение алданского, ленского и амгинского веков раннего и среднего кембрия мощной, до 1800—2000 м, толщи эвапоритов и карбонатов (рис. 10). Этот бассейн на западе, юго-западе и юго-востоке обрамлялся постепенно снижавшимися с течением времени байкальскими горными сооружениями, а на севере и востоке отделялся от открытого моря подводными порогами (глубина менее 10 м), вдоль которых, по-видимому, местами развивались барьерные рифы. В ленском и начале амгинского века западное и южное обрамления бассейна частично затоплялось морем, трансгрессировавшим со стороны каледонского геосинклинального пояса. В северной и восточной частях платформы в раннем — среднем кембрии господствовали условия открытого, но очень мелкого моря с отложениями карбонатной формации. К востоку глубины возрастали и на периферии Алданской антеклизы и в Юдомо-Майском прогибе в раннем и начале среднего кембрия отлагались маломощные битуминозные известково-глинистые осадки («сибирский доманик»); погружение в этом восточном перикратонном прогибе, вероятно, опережало осадконакопление. Аналогичные условия с отложением сходных осадков между валами с рифовыми постройками существовали и на северо-западном склоне платформы, в Туруханско-Норильской полосе, продолжавшейся в направлении Таймыра, также обнаруживая унаследованность от достаточно древнего структурного плана.

Во второй половине среднего кембрия (майский век) в юго-западном и южном горно-складчатом обрамлении платформы проявляются поднятия — отголосок мощного салаирского тектогенеза более внутренних зон Центрально-Азиатского пояса. Эти поднятия распространились и на южную половину платформы, прервав здесь осадконакопление до начала позднего кембрия. Они отразились на составе осадков последнего, представленных пестроцветной молассоидной, с гипсами верхоленской (северо-западнее эвенкийской) свитой.

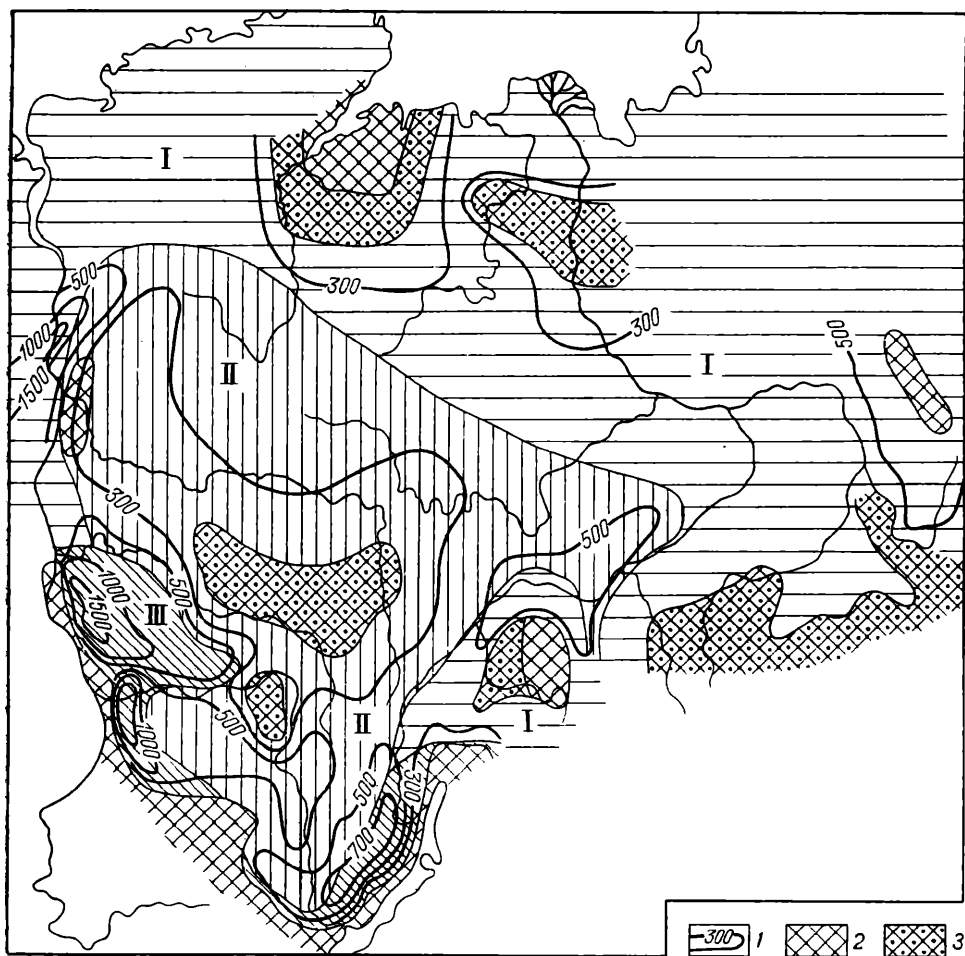


Рис. 9. Распределение мощностей венда Сибирской платформы (по В. Н. Киркинской и Г. А. Поляковой, упрощено).

1 — изопохиты в сотнях метров; 2 — суша; 3 — то же, только в раннем венде; I — море открытое мелководное, II — бассейн с повышенной слоеносностью вод; III — опресненные мелководные зоны морского бассейна

В северной половине платформы эти лагунно-морские осадки замещаются уже более нормальными морскими карбонатного состава (рис. 11), согласно перекрывающими средний кембрий, но со следами отложения в условиях крайнего мелководья и нарастающей регрессии в конце периода. Начиная с майского века, Центрально-Сибирская антеклизы вновь обнаруживает устойчивое поднятие.

В начале ордовика регрессия сменилась крупной трансгрессией, благодаря которой отложения этого периода очень широко, практически повсеместно, кроме Анабарского свода и Алданского щита, распространены на Сибирской платформе. Представлены они шельфовой, крайне мелководной карбонатно-терригенной формацией умеренной (первые сотни м) мощности (рис. 12). Изменение ее состава вверх по разрезу и по площади указывает на новую, постепенно усиливающуюся регрессию к концу периода, особенно на юге и востоке платформы, с развитием немых красноцветов, и наиболее длительное сохранение погружений (мощность осадков до 900 м) в западной и северо-западной частях Тунгусской синеклизы, на продолжении Таймырского прогиба.

В итоге поднятий конца ордовика, явившихся отражением раннекаледонских движений по периферии платформы, море, вернувшееся в

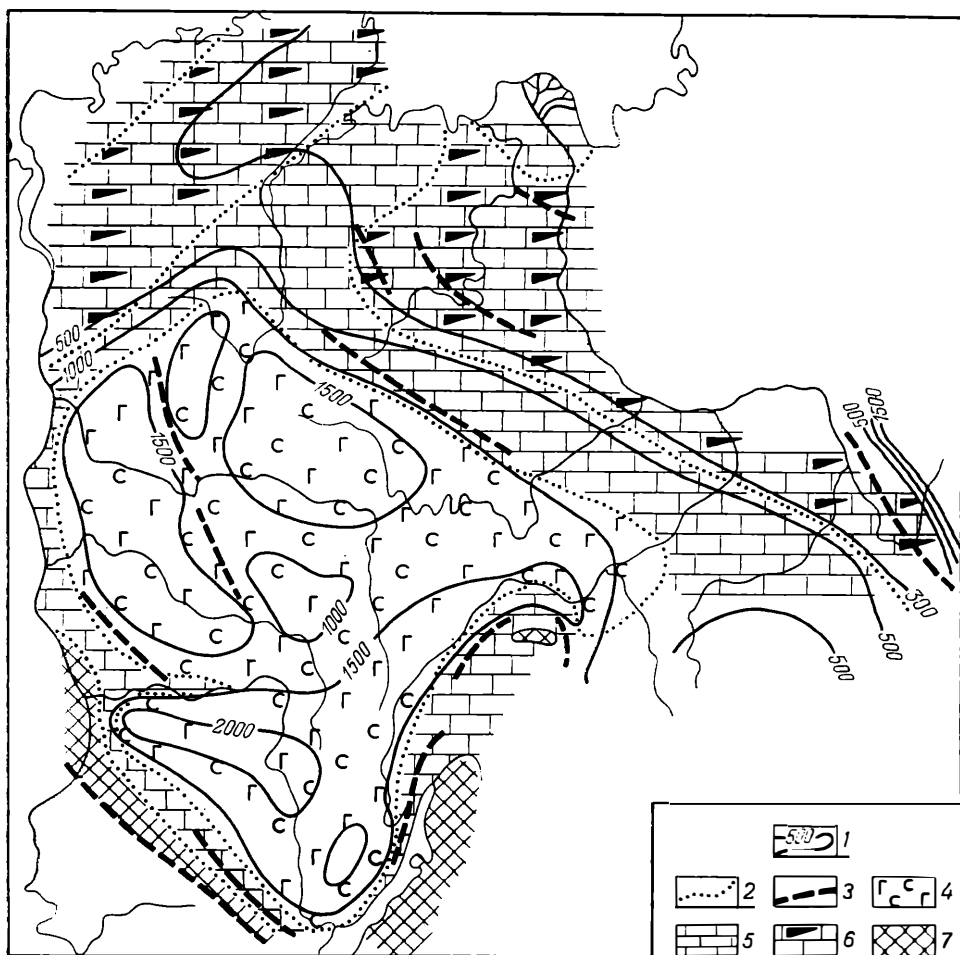


Рис. 10. Карта мощностей и формаций Сибирской платформы, нижний кембрий и амгурский век среднего кембрия (по В. Н. Киринской и Г. А. Поляковой).

1 — изопахи; 2 — границы формаций; 3 — разломы, влиявшие на осадконакопление; 4—6 — формации: 4 — сульфатно-галогенная, 5 — карбонатная, 6 — глинисто-карбонатная (битуминозная), 7 — суша

ее пределы в начале силура, заняло уже значительно меньшую площадь, чем ордовикское. Вся Анабаро-Алданская полоса вновь выступила в качестве обширной зоны размыва. Море покрывало лишь более западные районы, причем силур здесь практически повсеместно залегает с размывом на ордовике, а уже с венлока начинает опять ощущаться регрессия, приведшая в конце периода к резкому сокращению бассейна и накоплению гипсоносных пестроцветов в остаточных прогибах. По-прежнему в качестве зоны наиболее устойчивых и интенсивных погружений (мощности до 700 м) выступает северо-западная часть Тунгусской синеклизы; в нижнем силуре здесь и южнее, до Подкаменной Тунгуски, развиты граптолитовые сланцы, что подчеркивает общность с Таймыром.

В конце силура — начале девона подвижное обрамление платформы на западе и юге испытало мощный импульс каледонского тектогенеза. Именно под влиянием этого импульса произошло осушение Иркутского амфитеатра, были смяты в складки кембро-силурийские слои Ангаро-Ленского прогиба, завершилось формирование Уринского авлакогена и возникли складчатые деформации в окаймляющих его прогибах, усилилось образование валов Туруханско-Норильской

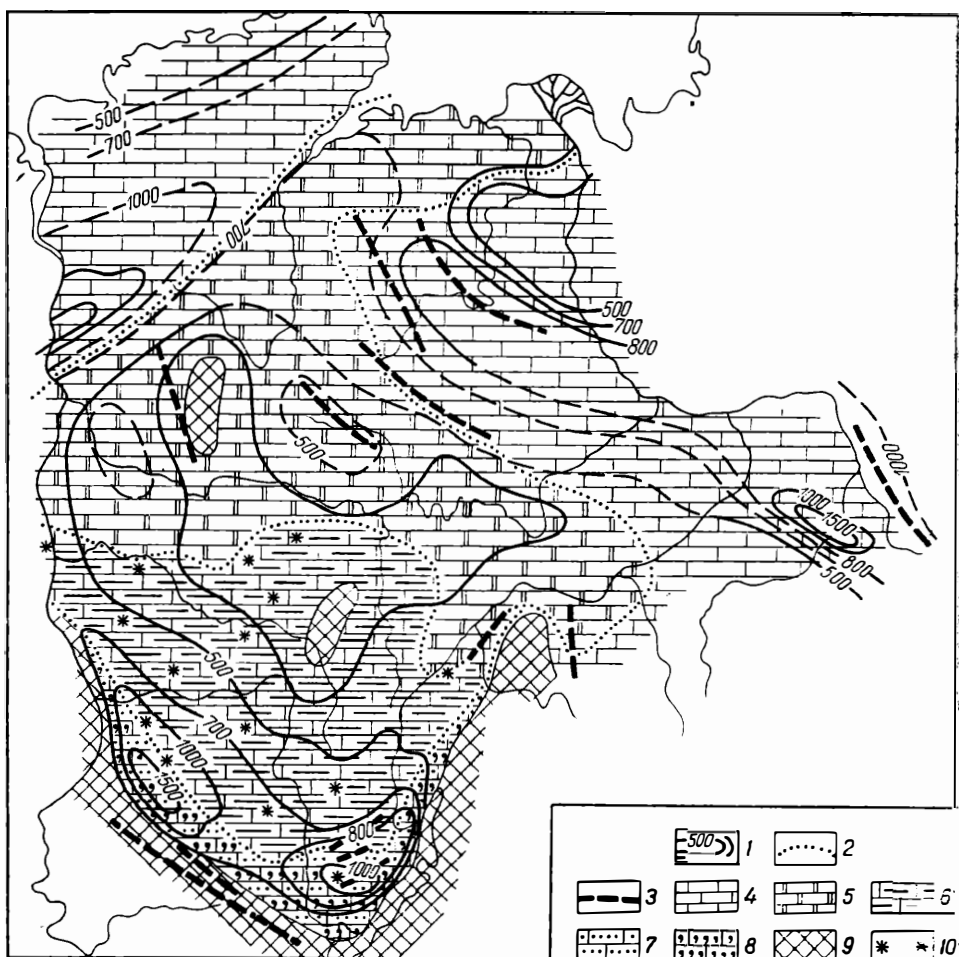


Рис. 11. Карта мощностей и формаций Сибирской платформы, майский век среднего кембрия и позднекембрийская эпоха (по В. Н. Киркинской и Г. А. Поляковой).

1 — изопахты; 2 — границы формаций; 3 — разломы, влиявшие на осадконакопление; 4—8 — формации: 4 — известняковая, 5 — доломитовая, 6 — карбонатно-терригенная, 7 — аркозовых песчаников, 8 — песчано-карбонатная; 9 — суша; 10 — красноцветы

зоны дислокаций. Одновременно в теле самой платформы образуется или, возможно, возрождается (в случае — достаточно вероятном — его рифейского заложения) Вилуйский авлакоген. Погружение этого авлакогена сопровождается в среднем и позднем девоне довольно интенсивным базальтовым, частично более кислым субщелочным вулканизмом. По периферии авлакогена, а также в районе его юго-западного замыкания получили развитие дайки, силлы, местами штоки долеритов и габбро-долеритов, а также пород щелочно-базальтоидной магмы. К Вилуйско-Мархинской зоне разломов (северо-западное ограничение Вилуйского авлакогена) тяготеют трубки алмазоносных кимберлитов. Вдоль восточной окраины платформы, точнее Анабаро-Алданской зоны поднятий известен ряд плутонов щелочных — ультраосновных пород — от бассейна р. Уджи на севере до западного склона хр. Сеттэ-Дабан; аналогичные интрузии имеются на противоположной периферии платформы — на северо-восточном склоне Восточного Саяна. Если к этому добавить присутствие местного туфогенного материала базальтового состава в Туруханско-Норильской зоне и массивов габбро и гранитов с возрастом 370 млн. лет в крайнем юго-восточном углу платформы, близ Охотского побережья, то станет ясной картина значительной позднека-

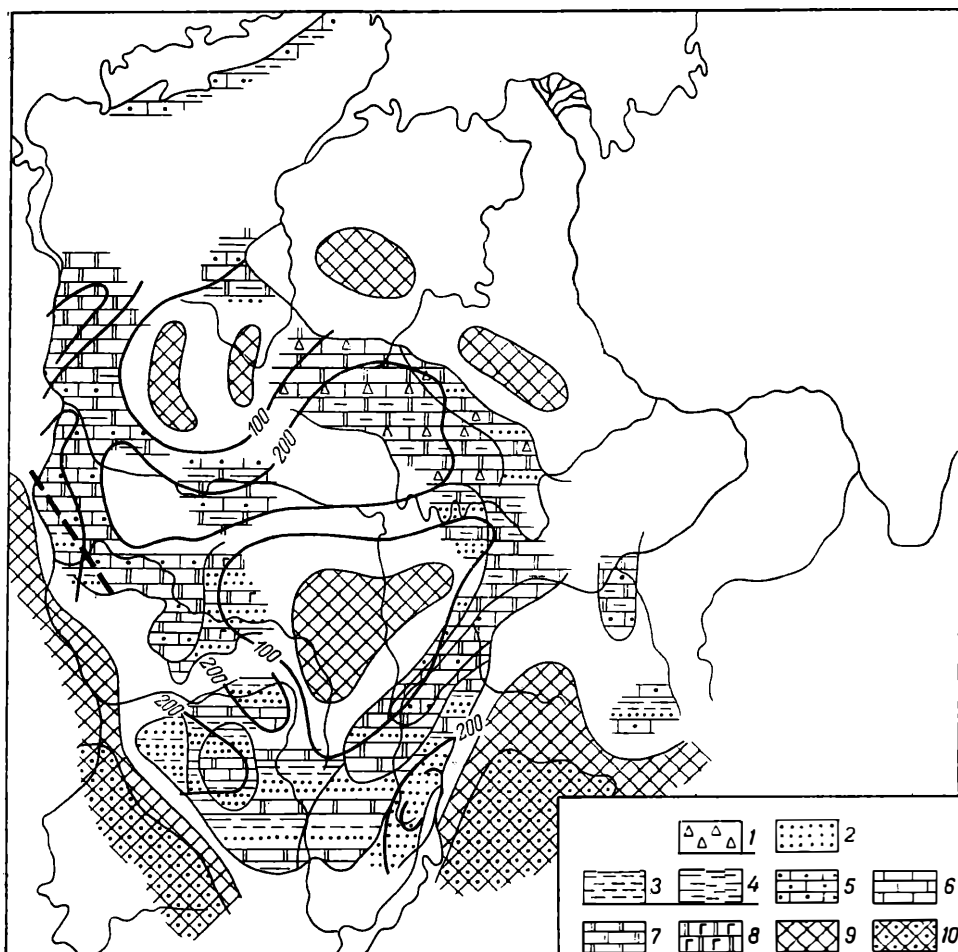


Рис. 12. Литолого-палеогеографическая схема Сибирской платформы, ранний ордовик, усть-кутское время (по В. И. Бгатову, В. И. Бондареву, А. С. Князеву, Г. Г. Лебедю, Е. П. и Л. Г. Марковым, В. Г. Матухиной, упрощено).

1 — брекчии; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — песчаные известняки; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — ангидриты; 9 — суша низкая; 10 — суша возвышенная

ледонской тектоно-магматической активизации большей части площади платформы.

Эта активизация нашла свое непосредственное отражение и в формационном характере девонских отложений, представленных красноватой карбонатно-терригенной формацией континентально-прибрежно-морского происхождения с повышенным содержанием доломитов и гипсов (ангидритов). В Кемпендйском грабене Вилюйского авлакогена и в Нордвикском районе на крайнем севере платформы эвапоритовая формация получает самостоятельное значение и в ней присутствуют мощные залежи каменной соли.

Помимо Вилюйского авлакогена, основным районом развития девонских отложений являлась Тунгусская синеклиза, причем непрерывный разрез девона, в нижней части в лагунных, а выше в морских, хотя и мелководных, пестроцветных с примесью сульфатов, но все же преимущественно карбонатных фациях с мощностью до 1000 м и более имеется лишь на крайнем северо-западе платформы, к северу от р. Курейки¹, а также крайнем северо-востоке, в районе устья Лены (в по-

¹ В Игарско-Норильском районе и севернее на Центральном Таймыре и Северной Земле протягивалась полоса солеродных лагун, сменявшаяся к западу через барьерный риф карбонатной формацией.

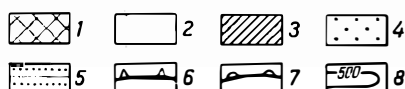
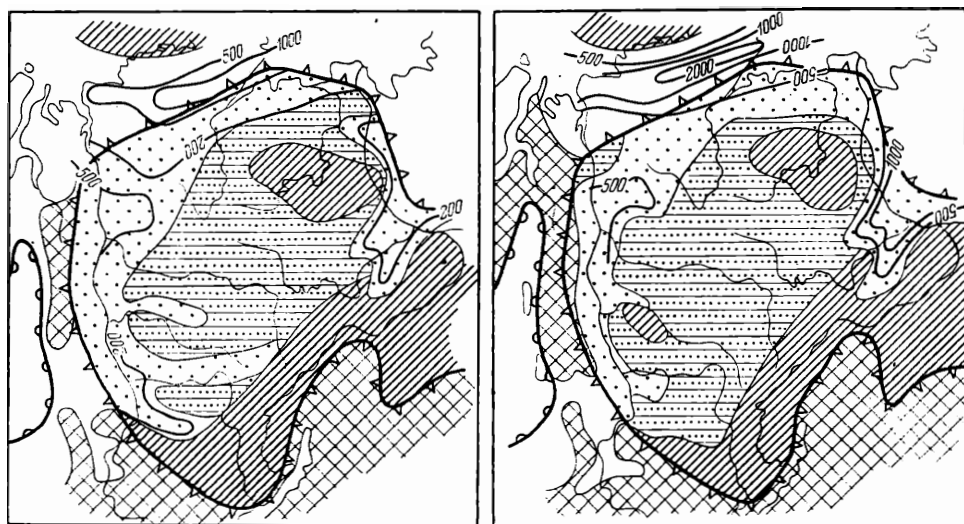


Рис. 13. Палеотектоническая схема Сибирской платформы, ранний и средний карбон (по И. И. Голубевой, упрощено).

1 — области интенсивного поднятия за пределами платформы; 2 — то же, области прогибания; 3 — области слабого и умеренного поднятия в пределах платформы; 4 — области прогибания; 5 — чередование погружений и поднятий; 6 — границы платформы; 7 — границы геосинклиналей (Обь-Зайсанская геосинклиналь); 8 — изопахиты

Рис. 14. Палеотектоническая схема Сибирской платформы, поздний карбон — пермь (по И. И. Голубевой, упрощено)

Условные обозначения см. рис. 13

следнем районе — чисто карбонатные осадки открытого моря). Девон здесь согласно подстилается силуром, и каледонские движения, таким образом, не проявлялись; не ощущались они, вопреки старым представлениям, и на Таймыре.

Герцинский этап (поздний девон — средний триас). Уже в конце среднего девона ощущается затухание восходящих движений и усиление трансгрессии с отложением чистых органогенных известняков. Верхняя часть этой карбонатной формации принадлежит нижнему карбону, но переход от девона к карбону на востоке и юге характеризуется выпадением из разреза фаменского яруса (частичным или полным), а также низов турне. Постепенный(?) переход от девона к карбону, но уже в континентальных фациях отмечен и в Вилюйском авлакогене. Морские осадки накапливались на крайнем севере платформы до конца динанта, а возможно и в намюре, но на остальной ее площади в это время отмечается перерыв и происходит коренной перелом в характере осадконакопления, который затем распространился и на северные районы — на смену морским осадкам аридной зоны приходят континентальные угленосные, образующие лимническую угленосную формацию среднего — верхнего карбона и перми (рис. 13, 14). Основная область накопления этой формации — Тунгусская синеклиза, в это время достигшая своих современных размеров за счет вовлечения в погружение склонов Анабарской и Центрально-Сибирской антеклиз. Кроме того, уже в раннем карбоне погружения распространились и на Тасеевскую синеклизу. Морской верхний палеозой Вилюйского авлакогена и новообразованного Кютюндинского грабена на Оленекском своде тесно связан с нижней частью верхоянского комплекса одноименной геосинклинальной системы; впрочем связь с Верхояньем очевидна уже

для девона. Подобным же образом развитие Тунгусской синеклизы нельзя не увязывать с началом интенсивных погружений Южно-Таймырского прогиба, где морская карбонатная формация кембрия — намура сменилась сначала флишеидной терригенной морской формацией среднего карбона — низов перми, с кунгура (на Западном Таймыре раньше) — паралической и с татарского века — лимнической угленосной формацией. Учитывая, что Таймырский прогиб является северо-западной ветвью Верхояно-Колымской геосинклинальной системы (Погребинский, 1971), можно констатировать, что начиная с середины карбона развитие Сибирской платформы определялось в большей степени уже влиянием Таймыро-Верхоянской геосинклинали, а не Енисейско-Байкальского орогена, как это было в раннем и среднем палеозое. Однако этот ороген, особенно его прибайкальская часть, сохранил значение важного источника обломочного материала и мог даже подвергаться оледенению.

В конце перми — начале триаса наступает новая важная фаза в развитии Сибирской платформы; Тунгусская синеклиза становится ареной чрезвычайно интенсивного траппового магматизма. Начинается он вспышкой эксплозивной деятельности, которая сменяется излияниями обширных лавовых покровов. Как уже отмечалось в параграфе о структуре платформы, центры этих излияний приурочены преимущественно к зонам повышенной проницаемости, т. е. зонам глубинных разломов как периферических по отношению к Тунгусской синеклизе, так и пересекающих ее, преимущественно в широтном направлении. В этих же зонах концентрируются и интрузивные тела долеритов и габбро-долеритов. Ареал магматической деятельности вышел далеко за пределы современной Тунгусской синеклизы, особенно на севере, где он охватил современные Енисейско-Хатангский прогиб и Таймырскую складчатую систему. При этом в восточном (Маймеча-Котуйский район) и юго-западном (Чадобецкое поднятие) обрамлении синеклизы трапповая формация (точнее ассоциация) частью сосуществует с более молодыми ультраосновной — щелочной и кимберлитовой интрузивными формациями. Трубки и дайки кимберлитов известны также на Анабарско-Оленекской антеклизе, в среднем течении р. Оленек.

Эта магматическая активность достигла своей кульминации во второй половине раннего триаса и закончилась в основном в среднем и позднем триасе и раннем лейасе. К этому времени была окончательно сформирована структура Тунгусской синеклизы и ее западного ограничения — Туруханско-Норильской зоны дислокаций. В основном тогда же завершилось формирование Таймырской складчатой системы и тем самым закончился важный этап в развитии севера Средней Сибири.

Позднекиммерийский этап (поздний триас — ранний мел). Главные события этого этапа разыгрались на севере и востоке Сибирской платформы. На севере в среднем лейасе произошло заложение широкого Енисейско-Хатангского (Предтаймырского) прогиба, продолжающегося на восток к низовьям Анабара, Оленека и Лены (Лено-Анабарский прогиб) и устойчиво развивающегося на протяжении остального мезозоя и кайнозоя, с постепенным вытеснением морских условий континентальными.

К началу рассматриваемого этапа относится также заложение Приверхоянского перикратонного прогиба и Вилюйской синеклизы, которое произошло еще в позднем триасе — раннем лейасе. Развитие этих зон опускания связано со второй крупной фазой эволюции Верхоянской геосинклинали, которая, в отличие от своего Таймырского апофиза, возобновила погружение после среднетриасовых поднятий. Широкая, открывающаяся в Приверхоянский прогиб Вилюйская синеклиза несогласно

(но при сохранении общего простирания) наложена на более узкий и сложно построенный Палеовиллюйский авлакоген, представляя один из классических примеров перерождения авлакогена в синеклизу. Из Виллюйской синеклизы зона юрских погружений протянулась на запад до низовьев Ангары, образовав неглубокий Ангаро-Виллюйский прогиб, существовавший лишь с конца среднего лейаса до начала доггера.

Все эти области опусканий выполнены терригенными, песчано-глинистыми мелководно-морской, паралической и континентальной формациями — продуктами сноса с обширной суши, занимавшей всю северную половину платформы, а также большие площади на юге.

В начале мела в связи с орогенезом в Верхоянне перикратонный Приверхоанский прогиб превратился в передовой, а на смену морскому осадконакоплению с конца готерива или начала баррема пришло континентальное, в связи с отставанием погружения от привноса обломочного материала. Оно протекало как и в Предтаймырском и Лено-Анабарском прогибах, в обстановке заболоченной озерно-аллювиальной равнины и привело к накоплению мощной угленосной формации. В Виллюйской синеклизе эта формация полностью слагает весь меловой разрез.

В южной половине платформы обстановка в юрском периоде в значительной мере определялась заметной активизацией поднятий в Саяно-Байкальском обрамлении и Становом поясе. Как реакция на эти поднятия здесь возникли предгорные прогибы — Предсаянский (Канская, Иркутская впадины) и Предстановой (Чульманская, Токинская и другие впадины), заполненные довольно грубой (молассоидной) лимнической угленосной формацией умеренной мощности в первом из этих прогибов и более значительной — до 3—4 км — во втором. Становой пояс, а отчасти и юг Алданского щита становятся областью весьма энергичной магматической деятельности, продолжающейся и в меловом периоде, что уже отмечалось при характеристике их структуры. Знаменательно, что магматическая активизация распространялась во времени с запада на восток, параллельно ходу орогенеза в смежной Монголо-Охотской геосинклинальной системе таким образом, что на западе она проявилась в юре, в центральной части Станового пояса — в юре — раннем мелу, а на востоке — на рубеже раннего и позднего мела (Глуховский и др., 1972).

Во второй половине и особенно к концу мелового периода наблюдается общее снижение тектонической активности и денудационное выравнивание поверхности всей Сибирской платформы, включая даже Становой пояс. С начала кайнозоя платформа испытывает медленное общее воздымание и только на ее периферии, в частности в Приверхоанье и Присаянье, местами в прогибах предгорного типа идет аккумуляция маломощных континентальных осадков. В Предтаймырском прогибе в палеогене отмечается трансгрессия моря, продолжавшаяся до середины олигоцена. Новая трансгрессия в этот прогиб произошла в конце плиоцена — четвертичном периоде. Отдельные небольшие участки внутри платформы, в частности в пограничной полосе между Анабарско-Оленекской антеклизой и Виллюйской синеклизой, испытывали относительные опускания незначительного масштаба с накоплением маломощных озерно-аллювиальных осадков. Наибольшее поднятие на новейшем этапе обнаружила северная, ранее наиболее прогнутая часть Тунгусской синеклизы. Здесь возникло Путоранское плато с высотами почти до 2 км и центробежным типом эрозионного расчленения. Подобный обращенный рельеф характерен для всех трапповых синеклиз мира и должен быть связан, очевидно, с разуплотнением верхней мантии, учитывая утоненную кору с мощной базальтовой толщей сверху и отсутствие изостатических аномалий.

5. Выводы по истории и структуре Сибирской платформы

Сибирская платформа, отметим еще раз, является наиболее крупным реликтом областей развития континентальной коры, сформированных в основном к концу архея и окончательно к рубежу 2000 млн. лет. Ее длительная история убедительно иллюстрирует зависимость эволюции платформ от развития смежных подвижных (геосинклинальных, орогенных) поясов.

На наиболее раннем этапе, в течение большей части рифея, примерно в интервале 1600—850 млн. лет в обрамлении Сибирской платформы (распространявшейся тогда на севере и востоке за пределы своих современных границ) господствовало погружение. Сама платформа испытывала преимущественное поднятие, сменявшееся к ее периферии умеренными опусканиями с накоплением циклически чередующихся шельфовых терригенных, кварцево-песчаных и карбонатных известково-доломитовых формаций.

Положение резко изменилось с наступлением байкальского орогенеза в западном и юго-западном обрамлении платформы. Здесь образуется система передовых прогибов, заполнявшихся красноцветной континентальной молассой верхнего рифея — венда. Одновременно в центральной части платформы обозначились поднятия вдоль Центрально-Сибирской антеклизы северо-восточного, байкальского направления. В остальных районах, находившихся вдали от байкальских орогенов, продолжалось накопление терригенно-карбонатных осадков того же типа, что и раньше.

В венде — силуре в течение каледонского этапа основные погружения испытали юго-западная и северо-западная части платформы — первая в качестве области прогибания, сопряженной с рекуррентным орогеном байкалид, вторая — в качестве перикратонного прогиба, связанного с Таймырской ветвью Верхоянской геосинклинали и, возможно, северной частью Урало-Сибирской геосинклинальной области. Южная часть будущей Тунгусской синеклизы и Ангарская синеклиза становятся областями накопления осадков повышенной солености, включая эвапоритовую формацию алданского — амгинского возраста, в то время как на северо-востоке, севере и востоке платформы в раннем — низах среднего кембрия была развита карбонатная, известняково-доломитовая формация открытого мелкого моря, замещаемая к периферии платформы более глубоководной битуминозной глинисто-карбонатной формацией. В позднем кембрии — ордовике повсеместно развита мелко-водная известково-доломитовая формация с примесью обломочного материала и сульфатов на юге. На востоке платформы на этом этапе обозначилась широкая Анабарско-Алданская зона сначала относительных (кембрий), а затем и абсолютных поднятий северо-западной ориентировки. Сравнительно спокойное развитие событий в течение каледонского этапа дважды — в среднем кембрии и в конце ордовика прерывалось общими восходящими движениями и (или) регрессиями, отражавшими соответственно салаирскую и раннекаледонскую активизацию поднятий в западном и южном обрамлении платформы.

В девоне активизация широко проявилась и в пределах самой платформы, за исключением ее северной периферии, вызвав перестройку структурного плана с прекращением погружений в области Ангарской синеклизы, с их относительным усилением на крайнем северо-западе, с заложением (или возрождением) Вилюйского авлакогена, накоплением прибрежно-морской и лагунно-континентальной красноцветной молассоидной и эвапоритовой формаций, проявлениями базальтового, трахибазальтового и кимберлитового магматизма и складчатостью в Ангаро-Ленском прогибе. По крайней мере в южной половине платформы в

это время снова преобладали деформации северо-восточного направления.

Эта девонская активизация отвечает завершению каледонского этапа развития платформы и одновременно открывает герцинский этап. Для последнего было характерно сосредоточение погружений на западе и северо-западе, в области Тунгусской синеклизы, тесно связанной в своем развитии со своеобразной зоной прогибания Южного Таймыра и, вероятно, северным продолжением Обь-Зайсанской геосинклинали. Закончился герцинский этап во второй половине триаса, фактически «поглотив» и раннекиммерийский этап планетарного тектогенеза.

Последовательность формаций этого «сдвоенного» герцинско-раннекиммерийского этапа включает переходные от каледонского этапа девонские континентально-лагуно-морские красноцветы и эвапориты, морскую карбонатно-терригенную формацию позднего девона — раннего карбона, лимническую угленосную формацию среднего и верхнего карбона — перми, трапповую формацию верхов перми — нижнего и среднего триаса. Как и в течение байкальского и каледонского этапов, Сибирская платформа в первой половине герцинско-раннекиммерийского этапа располагалась в аридном поясе, а начиная с середины карбона переместилась в умеренно влажный пояс, в котором она и оставалась в течение большей части мезозоя и кайнозоя. На рубеже раннего и среднего карбона, среднего и позднего карбона и в начале поздней перми платформа испытала кратковременное общее поднятие. Предпозднекарбонное поднятие непосредственно предшествовало заложению огромной вулкано-тектонической структуры Тунгусской синеклизы (Палеогеография..., 1975).

Последний этап развития платформы охватывает юрско-четвертичное время и отвечает позднекиммерийскому и альпийскому этапам планетарной тектохронологии. Для этого этапа характерно высокое стояние внутренних районов платформы, за исключением перерезающей ее по диагонали Ангара-Вилуйской зоны слабых и умеренных (ближе к периферии) прогибаний. Основные же погружения на рассматриваемом этапе происходили на окраинах платформы и были связаны с эпигеосинклинальным орогенезом Верхоянья и Монголо-Охотской системы и рекуррентным — западного и южного обрамлений, а также в более слабой форме, Таймыра. Особое явление составляет интенсивная орогенная активизация Станового пояса и отчасти Алданского щита, сопряженная в позднем мезозое с первичным орогенезом Монголо-Охотской системы, но представляющая сама по себе проявление рекуррентного орогенеза.

Общее заключительное поднятие Сибирской платформы, противоположное ее почти всеобщему погружению в начале, в венде — кембрии, справедливо связывается Т. Н. Спичарским с полным отрицанием окружающих геосинклиналей. Более того, если эти геосинклинали первоначально вели себя агрессивно по отношению к рассматриваемой платформе и смогли отторгнуть от нее значительные площади на юго-западе, а затем на севере и востоке, то начиная с конца палеозоя древняя платформа нарастилась молодыми платформами сначала на западе, позднее на севере и, наконец, на востоке. Наименее спокойным было южное обрамление платформы, неоднократно вовлекаемое в орогенную активизацию.

Одной из важнейших особенностей Сибирской платформы является также многократное проявление магматизма как траппового, так и трахибазальтового, ультраосновного — щелочного и кимберлитового, впервые в полном объеме показанное В. Л. Масайтисом. Вспышки этого магматизма были закономерно приурочены к рубежу тектонических этапов, начиная с гренавильского¹ и продолжая байкальским, каледонским,

герцинским — раннекиммерийским и кончая позднекиммерийским и альпийским. Ареалы ультраосновного — щелочного и кимберлитового магматизма в общем приурочивались к области поднятия, траппового и отчасти трахибазальтового — к областям опусканий. Кроме того, они смещались по площади платформы от этапа к этапу, естественно тяготея к обрамляющим зонам максимальной тектонической активности. Конкретное размещение вулканических аппаратов и интрузивных тел контролировалось зонами глубинных разломов, обладавших в пределах Сибирской платформы повышенной проницаемостью, возможно в связи с высокой консолидированностью, а следовательно, повышенной хрупкостью ее фундамента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдалович В. С. Вулканизм Тунгусской синеклизы и его связь с тектоникой. Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1974.
- Бочкарев В. С., Погорелов Б. С. Возраст складчатого фундамента внутренних районов Западно-Сибирской плиты. — Сов. геология, 1973, № 7, с. 122—129.
- Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба (северо-восточной его части). М., Наука, 1964. 228 с.
- Волбуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Енисейский кряж. — В кн.: Геохронология СССР, т. I. М., Недра, 1973. 350 с.
- Воробьев И. В. Позднепротерозойская геосинклинальная система Енисейского кряжа и история ее развития. Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1969.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ северного полушария. — В кн.: Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., Наука, 1971. 392 с.
- Глуховский М. З., Ставцев А. Л., Коген В. С. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области. — Геотектоника, 1972, № 4, с. 76—89.
- Глуховский М. З., Ставцев А. Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., Наука, 1973, с. 65—75.
- Жарков М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы. — Сов. геология, 1966, № 2, с. 32—45.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., Наука, 1967. 248 с.
- Клигин К. А., Павлова Т. Г., Постельников К. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., Наука, 1970. 142 с.
- Косыгин Ю. А. (отв. ред.). Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, СО АН СССР, 1964. 126 с.
- Краснов И. И., Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Геология Сибирской платформы. М., Недра, 1966. 448 с.
- Лейпциг А. В., Мазор Ю. Р. Формации и формационный ряд Сибирской платформы. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1970, № 3, с. 50—68.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна). — Геотектоника, 1972, № 2, с. 46—60.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—23.
- Макаренко Г. Ф. Приенисейская Сибирь перед эпохой траппового магматизма. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1974, № 6, с. 56—73.
- Малич Н. С. Осадочные формации Сибирской платформы. М., Недра, 1974. 216 с.
- Наумов В. А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы. Северо-Байкальское нагорье. Иркутск, 1974. 144 с.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. 4, Изд-во АН СССР, 1959. 462 с. 3—9.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12, с.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5, с. 23—39.
- Позребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971. 248 с.
- Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., Недра, 1972. 168 с.
- Савинский К. А., Александров В. К., Мордовская Т. К. и др. К проблемам границ Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1971, № 4, с. 58—69.

¹ Не считая периода установления платформенного режима в среднем и начале позднего протерозоя.

Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1971, № 4, с. 5—30.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., Недра, 1973. 308 с. Спизарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964, с. 122—134.

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., Наука, 1965. 290 с.

Татаринов П. М., Старицкий Ю. Г. (ред.). Минералогия Сибирской платформы. М., Недра, 1970. 208 с.

Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры/Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С. и др. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 43—57.

Туголесов Д. А. Структура поверхности дорифейского фундамента Сибирской платформы. — Сов. геология, 1970, № 8, с. 50—65.

Фрумкин И. М., Нужнов С. В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 18, Якутск, 1968. 236 с.

Штег Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилуйской впадины. М., Наука, 1965. 124 с.

Глава II

ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

1. Общие черты структуры.

Основные взгляды на тектонику региона

Таймыро-Североземельская область, находящаяся на крайнем севере Средней Сибири, до сих пор не нашла определенного места в схемах тектоники Советского Союза. Отчасти это следствие все еще недостаточной изученности в связи с трудной доступностью, отчасти же причиной является своеобразие структуры и развития этой области. Однако основные ее структурные зоны выделяются достаточно четко (рис. 15); разногласия же возникают по вопросу оценки тектонической природы как отдельных из них, так и всего структурного ансамбля.

В центре ансамбля находится Карский массив — в новейшей структуре крупное сводовое поднятие, сложенное в основном кристаллическими породами докембрия. Массив охватывает северную часть п-ва Таймыр и юго-восточную часть архипелага Северной Земли (о-в Большевик и восточную половину о-ва Октябрьской революции), а также ограниченный ими юго-восточный угол акватории Карского моря. Массив имеет серповидную форму с выпуклостью, обращенной к юго-востоку. Внутренняя структура характеризуется преобладанием северо-восточных простираций несогласных по отношению к восток-северо-восточному простираанию палеозойских деформаций южного крыла Карского поднятия.

Северо-западная часть Североземельского архипелага (о-ва Пионер, Комсомолец и западная часть о-ва Октябрьской революции) составляет вторую структурную зону региона. Эта зона — Северо-Североземельская — сложена умеренно складчатыми отложениями верхов протерозоя, нижнего и среднего палеозоя до девона включительно. Простираание складок изменяется от северо-западного до северо-северо-восточного; они огибают северное окончание Карского массива.

С юга Карский массив непосредственно сопровождается Центрально-Таймырской зоной распространения верхнепротерозойских и нижне- и среднепалеозойских отложений, расположенной симметрично по отношению к Северо-Североземельской, но отличающейся по составу осадков и по большей интенсивности и «упорядоченности» их деформаций. В южном направлении эта зона сменяется более широкой полосой мощных и также складчатых верхнепалеозойских и триасовых

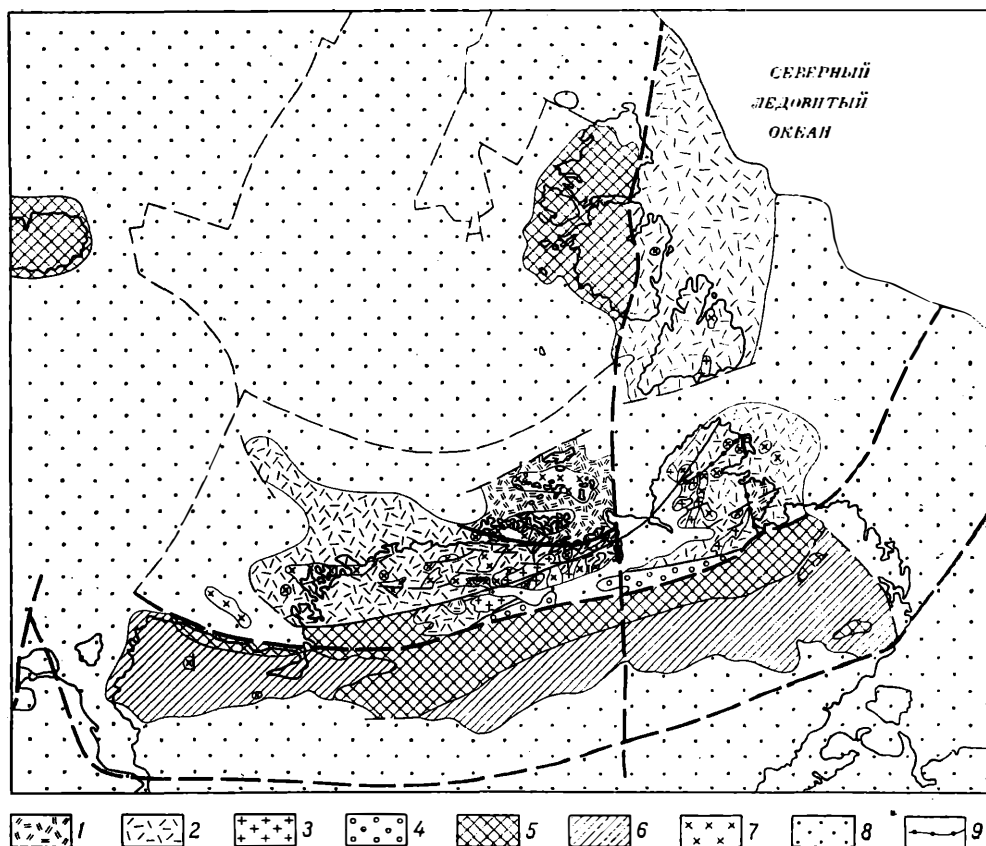


Рис. 15. Тектоническая схема Таймыра-Североземельской области (по Ю. Е. Погребницкому с учетом данных М. И. Волобуева)

1 — раннедокембрийский метаморфический комплекс; 2 — позднедокембрийский метаморфический комплекс; 3 — позднедокембрийские гранитоиды; 4 — позднепротерозойско-каменноугольная (?) вулканогенная моласса; 5 — ранне- и среднепалеозойский деформированный осадочный чехол Таймыра, Северной и Новой Земли; 6 — позднепалеозойско-триасовый складчатый комплекс Таймыра; 7 — позднепалеозойско-раннемезозойские гранитоиды; 8 — послетриасовый осадочный чехол; 9 — офиолитовые швы

образований; последняя составляет Южно-Таймырскую зону и в рельефе выражена хребтом Бырранга высотой более 1500 м. К югу от гор Бырранга расстилается обширная заболоченная низменность, занятая на западе бассейнами Пясины и Таймыры, впадающих в Карское море, а на востоке — р. Хатанги, эстуарием которой является одноименный залив моря Лаптевых. Эта низменность отделяет Горный Таймыр от Среднесибирского плоскогорья, а в тектоническом отношении — складчатое сооружение Таймыра (сводовое поднятие в неотектоническом плане) от древней Сибирской платформы, представляя собой глубокий мезо-кайнозойский Енисей-Хатангский прогиб — северо-восточное ответвление Западно-Сибирской мегаинеклизы.

Таковы основные структурные зоны региона. Взгляды на их тектоническую природу и их соотношения испытали следующую эволюцию. В начале тридцатых годов Н. Н. Урванцев — фактический первоисследователь Таймыра высказал мнение, что Таймыр представляет фрагмент центральной зоны и южного крыла герцинского геосинклинального складчатого сооружения. Им предполагалось значительное надвижение древних формаций центральной метаморфической зоны (Северо-Таймырской, см. выше) на периферическую зону развития палеозоя, а также указывалось на надвиги в пределах последней, которые не были подтверждены последующими исследователями (вопрос этот, одна-

ко, нельзя считать решенным окончательно). Предвидение же Н. Н. Урванцева о позднепалеозойском возрасте двуслюдяных гранитов Таймыра подтвердилось радиометрическими датировками.

В пятидесятые годы сложилась существенно иная концепция становления структуры Таймыра и Северной Земли, предложенная В. А. Вакаром и Б. Х. Егизаровым. Согласно этой концепции структура Таймыра сложилась в результате проявления позднепротерозойского, каледонского и герцинского геосинклинального тектогенеза с последовательным разрастанием складчатого сооружения, начиная от центральной зоны, сложенной метаморфическими породами и гранитоидами.

Эта стройная схема была, однако, опровергнута в конце шестидесятых годов Ю. Е. Погребницким, указавшим на резкое несоответствие внутренней структуры докембрийского массива структуре палеозойского (и верхнерифейско-вендского) обрамления, на негеосинклинальный характер ниже- и среднепалеозойского осадочного комплекса и отсутствие какого-либо каледонского несогласия. По заключению Ю. Е. Погребницкого (1971), Таймырская складчатая система возникла на платформенном основании, идентичном Сибирской древней платформе, в результате позднепалеозойских и триасовых погружений и деформаций, закончившихся лишь к началу юры. По мнению Ю. Е. Погребницкого, активизация Таймырского региона связана с развитием Верхоянской геосинклинали и Тихоокеанского пояса в целом. Тектонический режим Таймыра в позднем палеозое — раннем триасе им охарактеризован как парагеосинклинальный.

На обзорных тектонических картах СССР Таймыр и Северная Земля изображались то каледонидами и герцинидами, то только герцинидами, то байкалидами и герцинидами, отражая разноречивость существующих представлений.

Перейдем к краткой характеристике отдельных зон с тем, чтобы вернуться к оценке тектонической природы региона в целом.

2. Карский массив

Карский массив, объединяющий северное побережье Таймыра с юго-восточной частью Североземельского архипелага и протягивающийся на 1200 км при ширине до 450 км, сложен в своей основе комплексом регионально-метаморфизованных в амфиболитовой и зеленосланцевой фации пород. Докембрийский возраст этих пород надежно определяется несогласным на них налеганием вендско-нижекембрийских (последние охарактеризованы фаунистически) отложений.

В отношении возможного расчленения и уточнения возраста докембрийского комплекса существуют две резко противоположные точки зрения. Согласно одной из них, развиваемой красноярскими геологами (Забияка, 1971; Махлаев, Коробова, 1972), комплекс представляет единую и непрерывную последовательность осадочно-вулканогенных формаций, от флишовой, преимущественно авлевропелитовой, через флишевую, местами замещенную основными и средними вулканитами, до вулканогенно-карбонатной с кислыми эффузивами. Мощность комплекса оценивается примерно в 12—13 км; преобладают в нем метатерригенные породы. Различия в степени метаморфизма объясняются метаморфической зональностью; гранитоиды, вмещенные в этот комплекс, также считаются докембрийскими, так как их галька встречается в базальных конгломератах венда. Как для них, так и для всего комплекса принимается верхнепротерозойский возраст и, следовательно, деформации, метаморфизм и гранитизация относятся к байкальской эпохе тектогенеза, а Карский массив (антиклинорий, по указанным авторам) считается аналогом других байкальских сооружений обрамления Сибирского кратона (Енисейский кряж, Восточный Саян и др.).

Другая группа исследователей (Равич и Погребницкий, 1965; Погребницкий, 1971) расчленяет докембрийский комплекс Таймыра на несколько самостоятельных стратиграфических и структурных подразделений, разделенных несогласиями и скачками метаморфизма. При этом авторы оговариваются, что несогласия, особенно между наиболее древними подразделениями, наблюдались лишь локально, а породы амфиболитовой фации метаморфизма местами вследствие диафтореза переходят в зеленосланцевую фацию. В соответствии с этим представлением различные толщи слагают разные структурные элементы, принадлежащие разным этапам тектонического развития.

В качестве наиболее древней М. Г. Равичем и Ю. Е. Погребницким была выделена карская серия плагиогнейсов (альмандин-биотитовых и альмандин-роговообманковых) и кристаллических сланцев (альмандин-биотит-кварцевых) с пачками амфиболитов. Она слагает северо-западный Таймыр и северо-западную же часть архипелага Северной Земли, начиная с о-ва Октябрьской революции, а также небольшую самостоятельную глыбу в районе мыса Челюскин (срединный массив?). Структура серии характеризуется развитием гнейсовых куполов; гнейсовидность ориентирована в широтном, северо-западном и северо-восточном направлении. Возраст серии считается архейским. Лишь недавно эта датировка получила радиометрическое подтверждение U-Pb-Th методом, по ортиту получена дата 2300 ± 100 млн. лет.

Следующим структурно-стратиграфическим подразделением докембрия считается толща (ленинградская серия) метаморфизованных в зеленосланцевой фации основных вулканитов, терригенных (пелиты, псаммиты) и подчиненно карбонатных пород мощностью до 5—7 км. По мнению Ю. Е. Погребницкого, эта толща выполняет геосинклинальный трог северо-северо-восточного простирания, протягивающийся через Центральный Таймыр к о-ву Большевик; она смята в систему изоклинальных складок, по которым в целом вырисовывается структура типа мегасинклиория. Ю. Е. Погребницкий предполагает, что эта геосинклинальная система, ограниченная с запада архейской «Карской плитой», а с востока — Челюскинским срединным массивом, протягивалась на юго-восток, пересекая современный Енисей-Хатангский прогиб, в зону современных же Туруханско-Норильских дислокаций. В сложении данной геосинклинальной системы принимает участие и вышележащая толща несколько слабее метаморфизованных терригенных (песчано-глинистых) и вулканогенных пород. Характерно, что последние образуют контрастную формацию — от основных (спилиты) до средних (порфири-ты, альбитофиры) и кислых (фельзиты) вулканитов.

Аналоги обоих стратиграфических подразделений, описываемых Ю. Е. Погребницким как нижний и средний комплексы протерозоя и условно относимых соответственно к нижнему — среднему протерозою и нижнему — среднему рифею, указываются и в обрамлении Центрально-Таймырской геосинклинали, но в значительно меньших мощностях.

Наиболее верхняя часть докембрийского комплекса Таймыра существенно отличается от остального его разреза и представлена слабо-метаморфизованной и относительно слабдеформированной терригенно-карбонатной формацией, начинающейся довольно мощными конгломератами, которые сменяются пестроцветными сланцами, алевролитами, песчаниками, а затем карбонатными породами, содержащими строма-толиты, онколиты и катаграфии рифея (среднего?)¹. Мощность этой части разреза достигает 3,7 км; на востоке отложения этого возраста отсутствуют. Ю. Е. Погребницкий относит эту наиболее верхнюю серию к верхнему рифею.

¹ В последнее время обнаружено, что среднерифейские растительные остатки свойственны не данной толще, а нижележащей.

Метаморфический комплекс Таймыра вмещает многочисленные и достаточно крупные тела гранитоидов, среди которых выделяются две главные генерации. Более древнюю образуют синкинематические палингено-анатектические порфиروбластические гранитоиды. Более молодой является формация двуслюдяных или, по М. Г. Равичу, мусковитизированных гранитов. Докембрийский возраст порфиробластических гранитоидов не вызывает сомнений, что же касается двуслюдяных гранитов, то их большинство исследователей также относит к докембрию, а Ю. Е. Погребницкий вслед за Н. Н. Урванцевым и А. М. Даминовой — к позднему палеозою, в прямом соответствии с радиометрической датировкой.

Образованию гранитоидов предшествовали интрузии габбро, в дальнейшем превращение в друзитовые ортоамфиболиты, а после гранитов внедрились силлы и дайки диабазов и габбро-диабазов, также измененных в амфиболиты.

Исследования последних лет, проведенные группой сотрудников Московского университета под руководством М. И. Волобуева, позволили частично решить указанные выше противоречия в оценке возраста докембрийских метаморфитов Таймыра. Эти исследования подтвердили раннедокембрийский возраст кристаллических сланцев и гнейсов северо-западного побережья Таймыра, а также прорывающих их гранитов и гранито-гнейсов. Возраст цирконов из кристаллических сланцев в устье р. Таймыры оказался равен 2200 ± 100 млн. лет (U-Pb-Th метод), а гранитов — 2400 ± 350 млн. лет (по ортиту, Pb/Pb и U/Pb отношения). Это позволяет считать данный комплекс относящимся к самым низам протерозоя или верхам архея. Подтвердился и раннедокембрийский (~ 1600 млн. лет, устное сообщение Ю. Е. Погребницкого) возраст пород Челюскинского блока.

Остальная часть Карского массива действительно принадлежит рифею, чем подтверждается байкальский возраст всего сооружения. По данным М. И. Волобуева, область развития рифея может быть подразделена на эв- и миогеосинклинальные зоны, разделенные разломом, причем миогеосинклиналь обрамляет Карский массив, а эвгеосинклиналь намечается от нее к юго-востоку. К эвгеосинклинальной зоне приурочены не только отмечавшиеся ранее основные вулканиты, но, по данным В. В. Беззубцева и Р. Ш. Залаялева (1975), и открытый ими Челюскинский гипербазитовый пояс, сложенный интенсивно деформированными серпентинизированными гарцбургитами. Другой пояс, образованный серпентинитовым меланжем, установлен М. И. Волобуевым на западной периферии Челюскинской глыбы.

Миогеосинклинальная зона, состоящая из аспидной и флишовой формаций, деформирована и метаморфизована слабее эвгеосинклинальной, причем метаморфизм обнаруживает зональный характер и связан с телами аллохтонных гранитоидов с возрастом 1100 ± 50 млн. лет (U-Pb метод). Гранитоиды того же возраста выступают в ядрах гранито-гнейсовых куполов в эвгеосинклинальной зоне. Это указывает на принадлежность вмещающих пород в основном к среднему рифею; напомним, что в Енисейском кряже средний рифей представлен аналогичным образом и также испытал гренвилльские деформации. Однако заключительной эпохой собственно геосинклинального этапа развития Карского массива была раннебайкальская, судя по развитию на Восточном Таймыре плагиогнейсогранитов с возрастом 850 ± 50 млн. лет (М. И. Волобуев).

Развитые в основном по южной периферии Карского массива, несогласно перекрывающие метаморфиты и согласно подстилающие кембрий грубообломочные и шельфово-карбонатные образования представляют, в свете новых данных, байкальскую молассу и относятся, по-

добно Енисейскому кряжу к венду¹ и, возможно, верхней части верхнего рифея. В районе п-ова Челюскин на восточном побережье Таймыра с ними связаны кислые вулканиты, т. е. здесь это моласса вулканогенная; она выполняет впадину, наложенную на эвгеосинклинальную зону.

Отдельные, пока отрывочные данные позволяют предполагать, что внутренняя структура докембрийского комплекса Таймыра является очень сложной, возможно включая наличие шарьяжей. В частности, обращает внимание изолированный участок развития глубокометаморфизованных пород, ограниченный тектоническими контактами, среди поля рифея к югу от Северотаймырского кристаллического массива в Шренковско-Мамонтовском районе.

3. Северо-Североземельская зона

В полосе, проходящей в близдолготном направлении через о-в Октябрьской революции и переходящей в юго-восточную часть о-ва Комсомолец, с запада на восток происходит довольно резкий переход от метаморфического комплекса, слагающего Карский массив, к области развития верхнерифейско-девонских отложений, составляющих рассматриваемую зону. Характер перехода свидетельствует о существовании здесь пограничной флексурно-разломной зоны, что подчеркивается напряженностью складчатых деформаций и присутствием мелких гипабиссальных интрузий кислого состава.

В основании разреза Северо-Североземельской зоны залегает слабо-метаморфизованная туфогенно-терригенно-карбонатная формация, идентичная развитой в пределах Карского массива. Выше несогласно следует конгломерато-карбонатная формация венда (0,5 км) и флишиодная терригенная формация кембрия (около 3 км). Ордовик местами также несогласно залегает на кембрии; ему отвечает лагунная гипсоноснопестроцветно-карбонатная формация мощностью до 2,5 км. Более крупное несогласие отделяет эту формацию от шельфовой карбонатной формации силура мощностью до 1,7 км. Несогласие между девоном и силуром значительно уступает предсилурийскому; местами переход непрерывный; девон представлен лагунно-морской гипсоносной красноцветно-обломочно-карбонатной формацией; мощность 1,6 км.

Верхнерифейско-ордовикские отложения смяты в крутые линейные складки, на юге меридионального простирания, севернее образующие виргацию, западная ветвь которой отклоняется к северо-западу, а восточная протягивается на северо-северо-восток. Разрывы сравнительно редки, но отдельные надвиги все же отмечаются. Ордовикские отложения, содержащие прослой гипса, затронуты интенсивной дисгармоничной складчатостью. Отложения силура — дево́на деформированы значительно слабее ордовикско-верхнерифейских; складчатость относится к промежуточному, гребневидному типу — узкие и крутые антиклина́ли разделяют широкие округлые брахисинклина́ли; складки утрачивают определенную ориентировку. В целом, однако, преобладают северо-западные и широтные простирания. Разрывы представлены сбросами и также имеют преимущественно широтное простирание. Наблюдается общее ослабление деформаций к западу.

Формационный состав отложений, их мощность, стиль деформаций указывают на постепенное убывание «геосинклинальности» вверх по разрезу; условно геосинклинальный (миогеосинклинальный) комплекс можно ограничить сверху кровлей ордовика. Это как будто дает основания рассматривать верхнерифейско-ордовикский складчатый комплекс как каледонский; однако вышележащие отложения силура и дево́на не

¹ Что подтверждается К/Аг датировкой филлитов становской свиты в 650 млн. лет.

носят черты орогенных, а представляют скорее складчатый платформенный чехол. Таким образом, каледонское геосинклинальное развитие нельзя считать нормально завершенным.

4. Центрально-Таймырская зона

Эта зона сложена тем же диапазоном отложений, что и Северо-Североземельская, но протягивается по другую, южную сторону Карского массива, в общем восток-северо-восточном направлении. Характер сопряжения докембрийского массива с его рифейско-палеозойским обрамлением близок к отмеченному для Северной Земли, и выражен полосой флексур и разломов; среди последних преобладают направленные к югу взбросо-надвиги. Отнюдь не исключено, что здесь, как и предполагал Н. Н. Урванцев, могут существовать и надвиги значительного масштаба.

Разрез кембрийско-девонских отложений Центрально-Таймырской зоны отличается от разреза Северной Земли своей непрерывностью, исключительно морским и притом не только мелководным, но и относительно глубоководным типом фаций. С удивительной устойчивостью рассматриваемая зона, ныне шириной 30—50 км, начиная с ордовика, т. е. около 150 млн. лет, подразделялась на две фациальные области (зоны), вытянутые согласно ее простиранию. Северная зона представляла собой глубокий желоб с минимальной глубиной около 750 м (по оценке Ю. Е. Погребницкого) и накоплением черных граптолитовых сланцев с прослоями темных битуминозных известняков с фауной птеропод общей мощностью 1,3—2,0 км. Южная зона представляла собой шельф с отложением преимущественно известняков и доломитов с обильной фауной брахиопод, гастропод, мшанок, кораллов и других мелководных донных организмов. Мощность этой карбонатной формации составляет 4,2—4,7 км.

На границе девона и карбона Центрально-Таймырская зона испытала поднятие и частичное осушение с образованием мощной коры выветривания с бокситами вдоль выступа меридионального направления, воздымавшегося на юг, к Анабарскому массиву и погружавшегося на север, в направлении Северной Земли. На западе и на востоке продолжалось непрерывное осадконакопление, нижний карбон представлен шельфовой карбонатной формацией с подчиненным участием глинистых сланцев и алевро-песчаников (последние в намюре и только на западе).

В структурном отношении Центрально-Таймырская зона отличается напряженной линейной складчатостью, осложненной надвигами. Подобно тому, как Карский массив надвинут на эту зону, сама она надвинута на Южно-Таймырскую зону. Амплитуда этого надвигания не известна, но, возможно, значительна. Карский массив вряд ли был в раннем и среднем палеозое частью глубоководной впадины; между тем в настоящее время он находится в прямом контакте с отложениями этой впадины.

5. Южно-Таймырская зона

Эта зона значительно шире предыдущей — от 100 до 150 км в своей обнаженной части; на юге она перекрыта Енисей-Хатангской впадиной и подстилает, по крайней мере, весь ее северный борт, что определяет ее общую ширину цифрой порядка 200 км. По своей структуре зона представляет глубокий прогиб, выполненный мощной — порядка 8 км на западе толщей отложений от среднего карбона до нижнего триаса включительно. Средний и верхний карбон и низы перми до артинского яруса включительно образуют морскую терригенную, в основном алевролитно-аргиллитовую, с подчиненным развитием песчаников флишоид-

ную формацию. Характер фауны (брахиоподы, пелециподы) и частое присутствие остатков наземной флоры свидетельствуют о ее мелководном происхождении и о том, что это скорее нижняя, морская моласса, чем флиш. Выше в общем согласно следует паралическая угленосная формация, составляющая по объему основную часть выполнения Южно-Таймырского прогиба и отвечающая верхам нижней и почти всей верхней перми. Разрез прогиба заканчивается трапповой формацией верхов перми и нижнего триаса мощностью до 1 км на западе и до 3 км в центре и на востоке. В этом последнем районе траппы перекрываются средне-верхнетриасовой молассой — континентальной в центре, паралической угленосной на востоке.

В современной структуре рассмотренный комплекс отложений локализован в пределах двух впадин — меньшей Западно-Таймырской и большей Восточно-Таймырской, разделенных диагональным Тарейским валом юго-западного простирания. В пределах вала (правильнее антиклинория) обнажены ниже- и среднепалеозойские отложения, принадлежащие южной, шельфовой фациальной подзоне Центрально-Таймырской зоны. Северные борта обеих впадин, примыкающие к этой зоне, характеризуются линейной складчатостью, которая к оси впадин замещается гребневидной, а в их южном борту — брахиморфной. Структура восточной впадины усложнена системой правых широтных сбросо-сдвигов, вероятно сопряженных с разломом, сопровождающим Карский массив. Участки развития траппов представляют собой грабен-синклинали.

6. Енисей-Хатангский прогиб

Таймыро-Североземельская складчатая область, оформившаяся к середине триаса, отделяется от древней Сибирской платформы Енисей-Хатангским прогибом, протягивающимся от низовьев Енисея к Хатангскому заливу на расстояние около 900 км при ширине порядка 300 км. На западе прогиб вливается в Западно-Сибирскую мегасинеклизу¹, на востоке отделяется Анабарской седловиной от менее глубокого Лено-Анабарского прогиба, в свою очередь переходящего в Предверхоянский. Таким образом, Енисей-Хатангский прогиб представляет звено системы мезо-кайнозойских прогибов, окаймляющих Сибирский кратон на севере и востоке.

Основная часть Енисей-Хатангского прогиба наложена на северный склон Сибирского кратона и только его северный борт — Южно-Таймырская моноклираль — перекрывает южную периферию Таймырской складчатой системы. Развитие прогиба как единой структуры началось, видимо, еще со среднего — позднего триаса, отложения которых выстилают практически все дно прогиба, кроме части южного борта. Погружение резко усилилось в юре и продолжалось вплоть до среднего олигоцена, возобновившись затем лишь в конце плиоцена — квартере. Осадки имеют песчано-глинистый состав с чередованием лагунно-континентальных, более песчаных и морских, более глинистых фаций. Мощность этого комплекса, начиная с юры, а следовательно, и глубина прогиба по подошве юрских отложений составляет 6—9 км, достигая максимума на западе, в долине Енисея, и в общем убывая (до 2 км) к Хатангскому заливу. Вдоль осевой зоны прогиба простирается зона крупных валов (Танамский, Рассохинский, Балахнинский), которая на западе прижата к южному борту, а на востоке — к северному; место перегіба осложнено разломом. Валы имеют, видимо, инверсионное происхождение — по пермо-триасу, но начиная с юры развивались унаследованно. Они расчленяют осевую зону всего прогиба на две частные зоны

¹ На их границе намечается очень пологая Танамо-Енисейская седловина (Сапир, 1971).

прогибания, состоящие по простиранию из отдельных впадин. Осевая зона прогиба отделена от бортов погребенными разломами фундамента; последний рассечен также поперечными разломами примерно вдоль современных долин Пясины и Таймыры. В прогибе известно большое число локальных поднятий амплитудой в десятки — первые сотни метров.

Как указывалось выше, восточным продолжением Енисей-Хатангского прогиба является субширотный Лено-Анабарский прогиб. Фактически, однако, этот прогиб продолжает лишь южную полосу частных прогибов Енисей-Хатангской зоны. С севера он ограничивается затухающей к западу Оленекской ветвью Верхоянской складчатой системы, простирающейся от дельты Лены к Хатангскому заливу вдоль побережья моря Лаптевых и занимающей юго-восточную часть этого моря. Предполагается (Тектоника Якутии, 1975), что против устья Хатангского залива Оленекская ветвь в свою очередь раздваивается: одна ее ветвь направляется к северу, на соединение с Горным Таймыром и в обход Карского массива, а другая — к западу, заканчиваясь на Анабаро-Хатангской седловине. Можно думать, однако, что зона срединных валов Енисей-Хатангского прогиба и служит продолжением этого наиболее западного апофиза Верхоянской системы.

7. Основные этапы развития

1. **Ранний докембрий.** Несомненное ныне присутствие в метаморфическом фундаменте Таймыра глыб раннедокембрийских пород — крупной Карской и меньшей Челюскинской подтверждает предположения о первоначальном единстве Таймыро-Североземельского региона с Сибирским кратоном. Вместе с тем развитие позднедокембрийского, рифейского геосинклинального комплекса, занимающего большую площадь, чем древние глыбы, показывает, что где-то в начале или середине позднего протерозоя, в раннем или среднем рифее Таймыр и Северная Земля подобно остальной периферии современного Сибирского кратона подверглись процессу деструкции континентальной коры и вошли в состав геосинклинального пояса, опоясавшего Сибирский кратон.

2. **Гренвилево-раннебайкальский этап (ранний (?), средний и первая половина позднего (?) рифея).** Итак, в течение значительной части рифея Таймыро-Североземельский регион принадлежал северо-восточной ветви Урало-Охотского пояса, вероятно смыкавшегося в этом направлении с Арктическим поясом. Обнаружение на Таймыре офиолитовой ассоциации показывает, что деструкция континентальной коры дошла здесь до появления вторичной океанической коры. Присутствие офиолитов и последующий островодужный вулканизм придает южной зоне Северо-Таймырского массива фундамента эвгеосинклинальный характер, в то время как северная зона массива и, очевидно, район Карского моря и Северной Земли развивались на слабопереработанной древней континентальной коре и, в связи с этим, близки к миогеосинклиналям (М. И. Волобуев). Как указывалось выше, этим же исследователем установлено присутствие на Таймыре гранитоидов как гренвилевского (1100 ± 50 млн. лет), так и раннебайкальского (850 ± 50 млн. лет) возраста, указывающего на то, что геосинклинальные погружения закончились на Таймыре к середине позднего рифея, т. е. тогда же, когда и в Енисейском кряже. Отмеченные гранитоиды составляют, вероятно, элемент вулканоплутонического пояса, поскольку на Северном Таймыре имеются и вулканы верхнерифейского возраста, входящие в состав орогенного, молассового комплекса. Видимо, здесь существовала островная дуга, которая к концу рифея примкнула к континенту.

3. Каледонский и раннегерцинский этапы (венд — ранний карбон). В кембрии, как и в венде, северная часть области (север Северной Земли) развивалась более активно, чем южная; накопление осадков мощностью 3,5 км здесь происходило в условиях либо континентальной окраины, либо глубокого внутриконтинентального прогиба, т. е. перикратонного прогиба или миогеосинклинали, периферической или интракратонной. На юге (Таймыр) господствовала более спокойная, явно платформенная обстановка; мощности осадков невелики — 600—800 м.

В ордовике пути развития зон по обе стороны Карского массива разошлись еще более — на Северной Земле погружение начинает отставать от накопления осадков, и нормально-морские условия сменяются мелководно-лагунными. В конце ордовика здесь проявились существенные складчатые деформации, сопровождавшиеся внедрением небольших гипабиссальных интрузивных тел кислого состава. Кратковременное поднятие на границе ордовика и силура сменилось восстановлением обстановки шельфа с отложением типично платформенной мелководной карбонатной формации. На рубеже силура и девона произошли новые поднятия и более слабые деформации, после которых в девоне здесь установились условия прибрежной равнины, временами заливавшейся морем, примыкавшей на юге к суше Карского массива.

На юге, в пределах Центрального и Южного Таймыра в кембрии также существовало эпиконтинентальное море с накоплением карбонатов. В ордовике произошла дифференциация на широкий шельф, постепенно воздымающийся к югу, в направлении Сибирского кратона, и глубокую впадину с накоплением глинистых или известково-глинистых осадков. Этот глубоководный бассейн, существовавший до конца девона включительно, вероятно, смыкался на востоке с аналогичным бассейном внутренних районов Верхояно-Колымской системы, а на западе скорее всего испытывал обмеление. Серьезную проблему представляет его сопряжение с Карским массивом. Карский массив, по крайней мере его северная часть, должен был служить поставщиком обломочного материала в бассейн северо-западной части Северной Земли, в частности кварцевых песчаников в разрезе ордовика — девона. Между тем в Центрально-Таймырском глубоководном трое нет никаких признаков сноса с Карского массива. Возможно, что зона, переходная между областью размыта и глубоководным троем, ныне перекрыта надвигом Карского массива на Центрально-Таймырскую зону.

После девона море надолго покинуло район Северной Земли, а к началу карбона закончил свое самостоятельное существование глубоководный трое Центрального Таймыра; значительные районы последнего на границе девона и карбона испытали кратковременное осушение с образованием бокситоносной коры выветривания. В течение раннего карбона карбонатонакопление на Таймырском шельфе постепенно вытеснялось накоплением терригенных осадков; это свидетельствует о расширении и воздымании Карской суши (включавшей Северную Землю).

4. Позднегерцинский — раннеиммерийский этап (средний карбон — поздний триас). Со среднего карбона зона максимального погружения сместилась в Южно-Таймырскую зону, а само погружение резко усилилось, очевидно сопряженно с усилением воздымания Карского массива. В течение позднего палеозоя и раннего триаса с этого массива в Южно-Таймырский прогиб поступил весьма значительный объем обломочного материала, а сам массив испытал интенсивную тектоническую активизацию с ремобилизацией докембрийского фундамента и образованием лакколитов субэлоочных гранитоидов.

Общее сходство верхнепалеозойского разреза Южного Таймыра с разрезом Тунгусской синеклизы Сибирского кратона, при большей роли морских фаций и большей мощности отложений, достаточно очевидно и дает основание для предположения о принадлежности обоих районов

в позднем палеозое и начале мезозоя к единому бассейну, углублявшемуся в направлении Таймыра и с запада на восток. Строение этого бассейна, вероятно, осложнялось конседиментационно развивавшимися поднятиями на месте Тарейского вала и южного ограничения современного Енисей-Хатангского прогиба. Эти поднятия могут быть ответственны за некоторые различия фауны Таймыра и Тунгусской синеклизы.

Ингрессии моря на этом этапе, из которых наиболее значительными были позднекарбоновая, казанская и индская неизменно проникали в Южно-Таймырский бассейн с востока, со стороны Верхоянской геосинклинали. При этом каждая последующая имела меньшее распространение — первая охватила весь Южный Таймыр и достигла западного борта Тунгусской синеклизы, вторая остановилась перед Тарейским валом, но захватила север Тунгусской синеклизы, третья практически ограничилась бассейном Хатанги.

В конце перми и особенно в индское время Таймыр подобно Тунгусской синеклизе был охвачен интенсивным трапповым магматизмом; в более слабой и исключительно интрузивной форме этот магматизм проявился и на Северной Земле; в юго-восточном Таймыре мощность толщи основных вулканитов достигла 3 км.

Во второй половине раннего триаса Таймыр подвергся интенсивным складчато-надвиговым деформациям, впервые после длительного, начиная с венда, периода спокойного развития. В итоге деформаций и была в основном сформирована Таймырская складчатая система, нарастившая Карский массив. Возможно, что в это же время, или еще раньше, в позднем палеозое, произошли несравненно более слабые деформации палеозойского, заканчивающегося девоном осадочного чехла Северной Земли.

На средний и поздний триас приходится заключительная стадия формирования Таймырского складчатого сооружения. Отложения этого возраста то залегают на подстилающих образованиях, до индских включительно резко несогласно, то почти согласно сменяют их в остаточных мульдах. По формационному характеру это довольно типичная верхняя моласса. Ее накопление завершилось тангенциальными складчато-разрывными деформациями, значительно более слабыми, однако, чем в конце раннего триаса.

К концу триаса Таймыр и Северная Земля выступили в качестве единого сводового поднятия, а к югу от них началось формирование Енисей-Хатангского прогиба. Косвенные данные указывают на возможность того, что заложению прогиба предшествовало рифтообразование. К этим данным, помимо формы и глубины прогиба, относится характер магматической деятельности — распространение щелочных и ультраосновных — щелочных кольцевых интрузий как в южном борту прогиба — Маймеча-Котуйский комплекс, так и к северу от него, в пределах Таймыра (субщелочные и щелочные граниты, сиениты, нефелиновые сиениты). Рифт мог быть заложен вдоль стыка древнего фундамента Сибирского кратона с более молодым фундаментом Таймыра, а на западе он мог сочленяться (тройное сочленение) с меридионально ориентированной главной рифтовой системой основания Западно-Сибирской мегасинеклизы.

5. Альпийский этап (юра — квартал). Этот этап характеризуется преобладающей тенденцией к поднятию Таймырско-Североземельского свода и непрерывным, до середины олигоцена погружением Енисей-Хатангского прогиба. Прогиб заполнялся толщей песчано-глинистых осадков — более мощных, преобладающе песчаных и континентальных в начале юры и начале мела, сменяющихся лагунно-континентальными в середине юры и мела, чисто морскими, преимущественно глинистыми в поздней юре, позднем мелу и палеогене. В период отложения глинистых толщ уменьшение мощности осадков может говорить об от-

ставании скорости их накопления от скорости погружения прогиба. В эти же периоды происходило затухание роста частных поднятий, наметившихся еще в начале юры; напротив, интенсивный рост этих структур совпадал с усилением притока обломочного материала и обмелением прогиба (Сапир, 1971).

В середине олигоцена море надолго покинуло Енисей-Хатангский прогиб; на неотектоническом этапе он оказался втянутым в общее поднятие Средней Сибири и лишь в конце плиоцена — среднем плейстоцене подвергся новой ингрессии моря с отложением песчано-глинистых осадков умеренной (до 250 м) мощности. Ингрессия проникла со стороны возникшего к этому времени моря Лаптевых. На западе примерно в то же время образовалась наложенная впадина Карского моря. К неогену относится и возникновение грабена (рифта) пролива Шокальского между о-вами Октябрьской революции и Большевик. Этим опусканиям противостояло поднятие центральных участков островов архипелага, а на юге Таймыра — хребта Бырранга; одновременно по другую сторону Енисей-Хатангского прогиба в северной части Сибирской платформы поднялось инверсионное плато Путорана. Неотектонический этап был вместе с тем временем наиболее интенсивного роста частных структур (валы, локальные поднятия), осложняющих Енисей-Хатангский прогиб.

8. Некоторые выводы

Нам остается подвести итоги анализа структуры и развития Таймыро-Североземельской области, выяснив ее тектоническую природу и рассмотрев возможные латеральные связи.

При всей неясности докембрийской истории региона достаточно очевидны ее существенные отличия от истории древней Сибирской платформы. Они выразились в основном в том, что платформенный режим установился на Таймыре и Северной Земле не ранее рубежа 850 млн. лет (но не позднее венда на Таймыре и ордовика на Северной Земле). На Северной Земле геосинклинальный режим деградировал последовательно — от рифея к венду, от кембрия к ордовику, через складчатые деформации, но без сколько-нибудь ощутимого орогенеза.

В раннем и среднем палеозое до среднего карбона Таймыр и с ордовика Северная Земля развивались в платформенном режиме, и лишь Центрально-Таймырский глубоководный прогиб несколько выпадает из общей картины, представляя структуру типа авлакогена, на востоке открывавшегося в геосинклиналь. В конце раннего — начале среднего карбона наступила резкая активизация движений; она точно совпала во времени с переломом в развитии Верхояно-Чукотской области и несомненно является отголоском событий в последней. Не испытав геосинклинальных погружений, эпибайкальская платформа вступила в орогенный этап развития с накоплением мощных верхнепалеозойских моласс и затем нижнетриасовых траппов в Южно-Таймырском прогибе.

Южно-Таймырский прогиб и Карско-Новоземельское поднятие занимают по отношению к древней Сибирской платформе и смежным геосинклиналям положение, аналогичное положению Донецкого бассейна и Украинского щита в структуре Восточно-Европейской платформы, а также зоны Уичито и антеклизы Бенд в структуре Северо-Американской платформы. При этом Южно-Таймырский прогиб содержит весьма сходные с донецкими угленосные формации. Основное отличие состоит в том, что Украинский щит сложен ранним докембрием и не претерпел сколько-нибудь значительной герцинской активизации; в этом смысле юго-западный угол Северо-Американской платформы обнаруживает несколько большее сходство с рассмотренным регионом.

Южный Таймыр, как отмечалось, испытал основные деформации в триасе — более интенсивные в конце раннего триаса и заключительные на рубеже триаса и юры. Если ориентироваться на первую эпоху, то Южный Таймыр следует считать позднегерцинским сооружением, если на вторую — раннекиммерийским. По современным данным, для последнего как будто больше оснований (Ю. Е. Погребницкий).

В начале юры Таймыро-Североземельская область вернулась на платформенный путь развития. Енисей-Хатангский прогиб представляет соединительное звено между Западно-Сибирской мегасинеклизой и Предверхоянским прогибом, но по характеру развития и структуре стоит ближе к первой. Основная часть обломочного материала поступала в Енисей-Хатангский прогиб с Сибирской платформы, а не с Карского свода, который временами, особенно в раннем мелу сам становился областью осадконакопления. Наибольшее воздымание Карский свод испытал в юре и кайнозое, до позднего плиоцена.

Складчатая зона Таймыра, по геофизическим данным, затухает к западу между Енисейским заливом и Гыданской губой. Однако она должна отделяться лишь сравнительно узкой перемышкой от северного продолжения Обь-Зайсанской позднегерцинской складчатой системы, которое простирается в направлении Ямала, то ли сохраняя характер настоящей геосинклинальной складчатой системы (В. С. Сурков и др.), то ли вырождаясь в авлакоген в пределах эпибайкальской платформы (Н. В. Шаблинская). На востоке Таймыр смыкается с северо-западной ветвью Верхоянской геосинклинальной системы; при этом разрез верхнего палеозоя и триаса приобретает миогеосинклинальный тип и наращается миогеосинклинальной же юрой, а возраст складчатости повышается до позднеюрского — раннемелового.

Палеозойская складчатая зона севера Северной Земли на западе, вероятно, соединяется с северным окончанием Новоземельской системы. Формационный состав силурийских и более молодых отложений здесь отличен от североземельского, но их залегание в районе мыса Желания становится достаточно спокойным. Меридиональная ветвь Северо-Североземельской зоны, очевидно, срезается кромкой Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Возможно, что первоначально она соединялась с Иннуитской геосинклинальной системой северной окраины Северной Америки, которая, однако, отличалась значительно более высокой и длительной подвижностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Егузаров Б. Х. Северная Земля. — В кн.: Геология СССР, т. XXVI. 1970, с. 237—323.

Забияка А. И. Структурно-фацальное районирование верхнего протерозоя Таймырской геосинклинальной области. — В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971. 250 с.

Залляев Р. Ш., Беззубцев В. В. О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр). — Геология и геофизика, 1975, № 12, с. 132—133.

Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярское книжное изд-во, 1972. 158 с.

Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971. 248 с.

Сапир М. Х. Тектоника юрско-меловых отложений. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1974.

Тальвирский Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М., Недра, 1976. 168 с.

Тектоника восточной части Енисей-Хатангского прогиба в связи с перспективами нефтегазоносности/Тальвирский Д. Б., Млотэк В. И., Моргунов О. Е., Котт Н. Е., Дмитриев М. В., Гушина Л. П. — Сов. геология, 1974, № 10, с. 118—123.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ МОЛОДАЯ ПЛИТА (МЕГАСИНЕКЛИЗА)

1. Границы плиты и состояние ее изученности

Западно-Сибирская плита является самым крупным структурным элементом подобного рода на нашей планете (ее ближайший аналог — мегасинеклиза Большого артезианского бассейна в Австралии). Ей отвечает одноименная низменность, также величайшая на Земле, занимающая площадь в 3,4 млн. кв. км¹, покрытая почти сплошным чехлом четвертичных отложений, в основном континентальных, на севере ледниково-морских. На западе естественным ограничением Западно-Сибирской плиты служит обнаженная, испытавшая новейшие поднятия западная часть Уральской позднегерцинской складчатой системы. На юге Западно-Сибирская плита ограничена докембрийско-каледонским массивом западной части Центрального Казахстана, восточнее — герцинидами восточной части Центрального Казахстана и Обь-Зайсанской системы, каледонидами и салаиридами Алтае-Саянской области, на востоке — байкалидами Енисейского кряжа и Восточного Саяна. На северо-востоке Западно-Сибирская плита (и низменность) переходит (по чехлу) в Енисей-Хатангскую впадину, севернее которой располагается позднегерцинская — раннекиммерийская складчатая система Южного Таймыра и переработанный докембрийский массив Северного Таймыра — юго-востока Северной Земли. Наконец, на севере Западно-Сибирская плита постепенно продолжается в акваторию Карского моря, на северо-западе замыкающуюся Новоземельской складчатой системой — продолжением Уральской.

Этот почти полностью замкнутый контур Западно-Сибирской плиты придает ей одновременно характер гигантской структурной депрессии — мегасинеклизы, или «огражденной плиты», по выражению В. Н. Соболевской (1973). Вплоть до начала (в 1948 г.) региональных геофизических исследований и опорного бурения все суждения о строении Западно-Сибирской плиты основывались на экстра- и интерполяции данных по складчатому обрамлению и были, естественно, весьма провизорными. Тем не менее они дали основание И. М. Губкину еще в 1932 г. предсказать нефтеносность Западно-Сибирской плиты; этот вывод был поддержан рядом других геологов-нефтяников и именно он дал основание приступить к широким исследованиям этой огромной закрытой территории. К середине пятидесятых годов результаты исследований уже позволили наметить основные черты структуры Западно-Сибирской плиты, которые затем последовательно уточнялись и продолжают уточняться в процессе дальнейших работ, стимулируемых открытием крупнейших нефтяных и газовых месторождений. Новейшая сводка всего материала по геологии и нефтегазозности региона содержится в коллективной монографии «Геология нефти и газа Западной Сибири» (1975).

2. Внутреннее строение складчатого фундамента плиты

Первоначально представления о строении фундамента плиты основывались на экстраполяции материалов по горно-складчатому обрамлению и истолковании геофизических полей низменности. Постепенно накапливавшиеся данные бурения вносили коррективы, порой весьма су-

¹ Вместе с акваторией Карского моря, Западно-Сибирская плита занимает площадь около 4 млн. кв. км.

шественные, в эти представления. К настоящему времени строение фундамента освещено бурением уже на всей южной половине плиты и в пределах широких полос ее приуральского и приенисейского склонов; лишь на крайнем севере фундамент достигнут единичными скважинами.

С самого начала не вызывало сомнений, что западный борт Западно-Сибирской мегасинеклизы наложен на продолжение восточных зон Урала, а вдоль восточного борта на определенное расстояние в глубь плиты продолжают байкалиды и салаириды. Совершенно очевидно было также погружение с юга под чехол плиты каледонских и герцинских структур Центрального Казахстана, Обь-Зайсанской системы и западной части Алтае-Саянской области. Поэтому наибольшие разногласия возникли в трактовке возраста фундамента центральной и северной частей плиты, причем наметились две основные точки зрения. Согласно первой из них, в своей крайней форме высказанной В. П. Маркевичем, фундамент этой части плиты имеет докембрийский, даже архейский возраст. Большинство других сторонников данной точки зрения считает, что здесь располагается сложенный докембрием, возможно поздним, срединный массив сравнительно ограниченных размеров. В новейших работах он именуется Уват-Хантымансийским; наиболее определенной является его западная граница — с Уральской системой. Согласно другой точке зрения, наиболее полно сформулированной В. С. Сурковым, фундамент центральной и северной частей плиты образован разновозрастными палеозойскими складчатыми сооружениями, среди которых, однако, допускается наличие более древних ядер и глыб. Данные бурения, проанализированные В. С. Бочкаревым (1973), как будто подтверждают взгляды второй группы исследователей, указывая на широкое распространение в фундаменте плиты явно геосинклинальных пород палеозоя, испытавших интенсивные деформации и нередко существенный метаморфизм, и на заметно подчиненное распространение более древних, докембрийских образований с возрастом до 1100 млн. лет, по мнению этого автора слагающих ядра антиклинорий, а не глыбы типа срединных массивов. Тем не менее тот факт, что к югу от среднего течения Оби вскрытые бурением среднепалеозойские отложения имеют преимущественно карбонатный состав и обнаруживают лишь относительно слабые деформации, указывает на существование здесь таких глыб. Одной из них является Барнаульская на крайнем юге плиты.

Фундамент западного склона мегасинеклизы, вплоть до нижних течений Оби и Иртыша, принадлежит, как отмечалось, Уральской складчатой системе и о его строении уже говорилось в главе, посвященной последней. Северное погружение Центрально-Казахстанского срединного массива продолжается до среднего течения Иртыша и даже несколько севернее, обрамляясь на северо-востоке северо-западной ветвью Обь-Зайсанской герцинской системы, не соединяющейся, как первоначально думали, с Уральской системой. Основная же ветвь последней протягивается к северу, параллельно байкалидам приенисейского склона. Складчатые структуры центральной части плиты имеют север-северо-восточную ориентировку в ее западной половине и север-северо-западную в восточной, т. е. как бы обтекают северный выступ Центрально-Казахстанского массива.

Что касается северной части плиты, то следует признать, что природа ее фундамента, погруженного на большую глубину, остается по существу неустановленной. Установление его возраста в значительной мере зависит от решения вопроса о характере сочленения позднегерцинских складчатых систем Урала, Таймыра и северного продолжения Обь-Зайсанской системы, погружающихся навстречу друг другу. Последнее обстоятельство, казалось бы, должно указывать на неизбежность их соединения, но этому противоречат признаки вырождения как Уральской, так и Таймырской систем на их окончаниях. Следует также

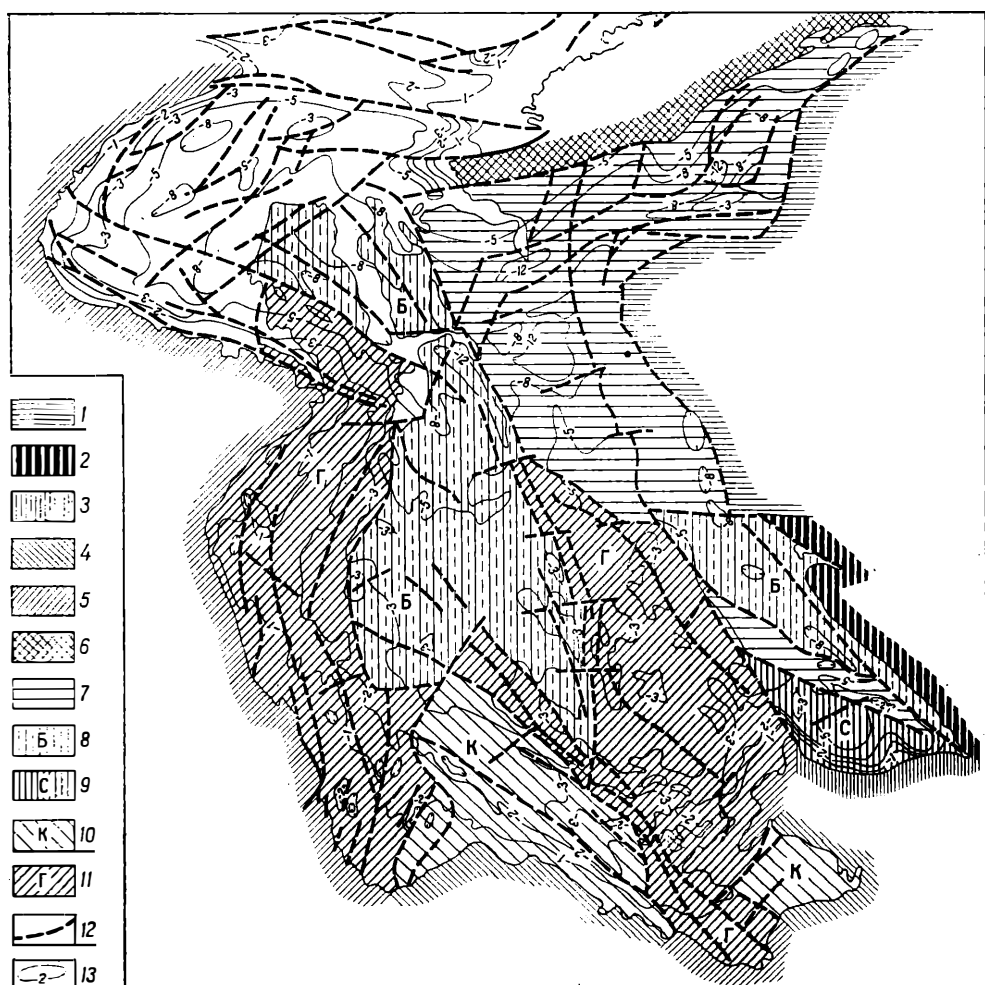


Рис. 16. Тектоническая схема Западно-Сибирской плиты (по материалам к Тектонической карте мира под редакцией В. Д. Наливкина и В. С. Суркова).

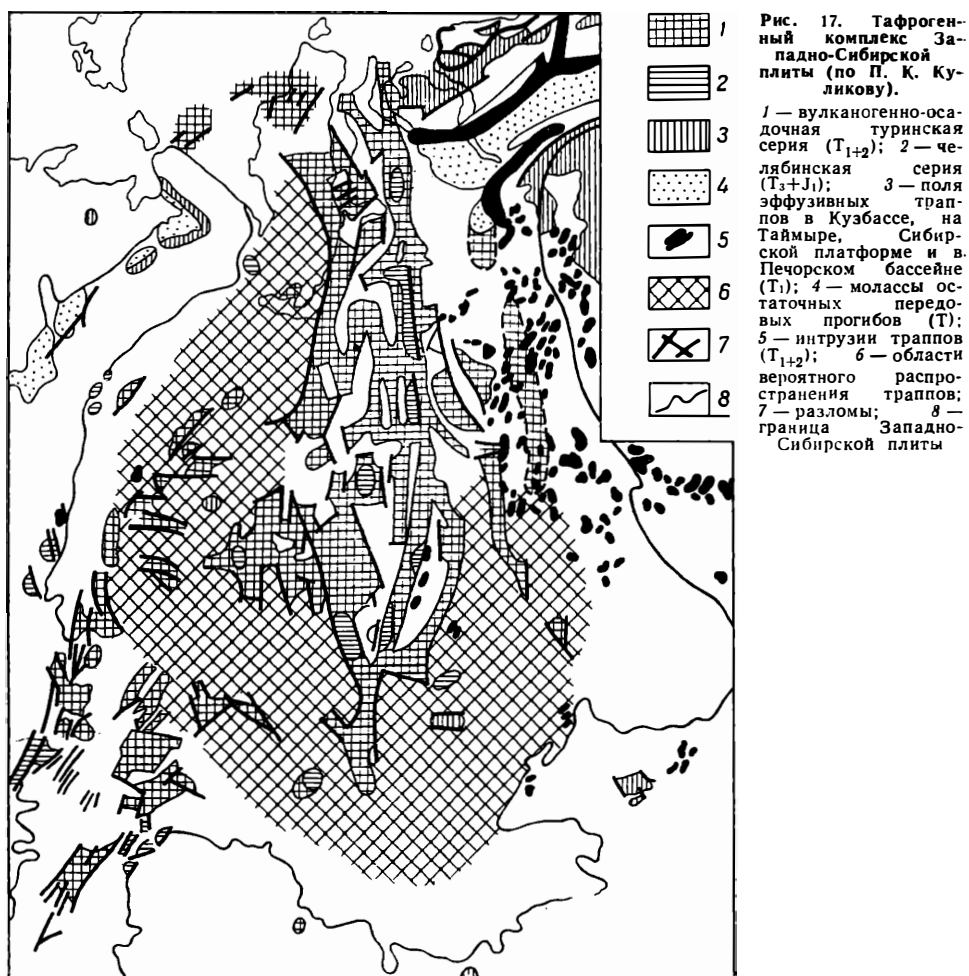
1—5 — структуры складчатого обрамления: 1 — добайкалы, 2 — байкалы, 3 — салаиры, 4 — каледониды, 5 — герциниды; 6 — ранние киммериды; 7—12 — то же, в фундаменте плиты (мега-неклизы: 7 — добайкалы, 8 — байкалы, 9 — салаиры, 10 — каледониды, 11 — герциниды, 12 — разломы в фундаменте; 13 — изолинии глубины залегания подошвы осадочного чехла

учитывать, что юго-восточная ветвь Полярного Урала проходит значительно южнее, чем возможное юго-западное продолжение Южно-Таймырской складчатой зоны. Поэтому наиболее вероятно, что на крайнем севере Западно-Сибирской низменности и в Карском море может располагаться глубоко погребенная и переработанная древняя докембрийская глыба. Обь-Зайсанская система в северном направлении, в сторону Обской губы и Ямала скорее всего затухает, возможно вырождаясь в авлакоген, как предполагает Н. В. Шаблинская (1976).

На схеме рис. 16 нанесены наиболее вероятные границы распространения отдельных комплексов в фундаменте плиты, но в последнее время выявляется все большая роль в их составе докембрийских образований.

3. Раннемезозойский тафрогенный комплекс

Существенную роль в строении Западно-Сибирской плиты играют континентальные осадочно-вулканогенные образования, выполняющие грабен-прогибы (рифты) в фундаменте (рис. 17). Выделяется три гене-



рации этих впадин, выполненные соответственно туринской обломочно-базальтовой серией триаса, челябинской угленосной серией рэта — нижнего лейаса, орско-убоганской угленосной серией нижней — средней юры. Первые две серии заполняют несколько десятков грабенов субмеридионального направления на восточном склоне Урала, в Зауралье, средней части Тургайского прогиба и в юго-западной части Западно-Сибирской низменности. В длину эти грабены достигают 150—200 км, причем для многих из них истинная протяженность не известна; ширина впадин составляет до нескольких десятков километров (максимум 80 км); установленная глубина для ряда впадин превышает 1 км, а по геофизическим данным может достигать 3—4 км. В пространственном распределении туринской (T_{1+2}) и челябинской (T_3-J_1) серий наблюдается определенная закономерность. На западе вдоль восточного склона Урала простирается зона впадин, выполненных только челябинской серией (Волчанская, Богословско-Веселовская, Люльинская и др.). Далее на восток она сменяется зоной впадин, выполненных обеими сериями (Челябинская, Буланаш-Елkinsкая впадины); затем прослеживается широкая полоса, расширяющаяся к центру Западно-Сибирской низменности, в пределах которой установлена только туринская серия. Вдоль западного и северо-восточного краев Центрального Казахстана встречаются впадины, выполненные двумя сериями (редко) или одной, челябинской (Бурлукская, Байконурская, Караджарская и др.). В южной

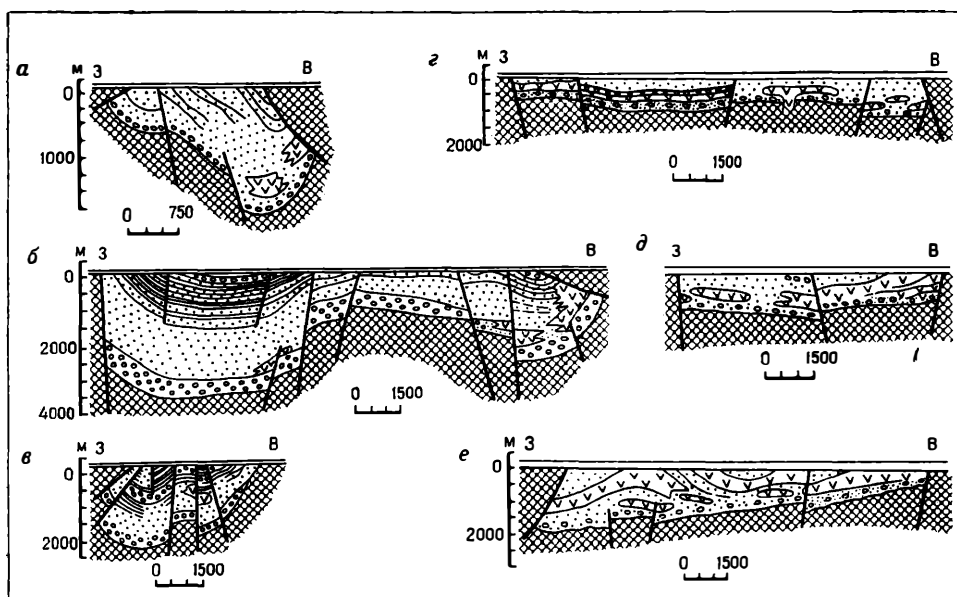


Рис. 18. Схематические профили триас-юрских грабенов восточного склона Урала и Западно-Сибирской плиты (по В. С. Бочкареву, упрощено).

1 — песчано-глинистые отложения; 2 — угли; 3 — базальты и туфы; 4 — конгломераты; 5 — дотриасовый фундамент; 6 — разрывные нарушения; грабены: а — Буланаш-Елкинский, б — Челябинский (север), в — Челябинский (юг), г — Анохинский, д — Юламановский, е — Кочердыкский

половине Тургайского прогиба туринская и челябинская серии уже не встречаются (Бочкарев, 1973, с. 70).

Низы туринской серии имеют грубый и крупнообломочный состав; вулканиты залегают в ее средней части; они представлены в основном базальтами, подчиненное значение имеют липариты, встречающиеся не повсеместно. Верхняя часть туринской серии сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами угля.

Челябинская серия также начинается грубообломочными породами, которые выше сменяются песчано-глинистой угленосной толщей; завершается разрез снова крупнообломочными образованиями.

О внутренней структуре впадин, выполненных туринской и челябинской сериями, могут дать представление профили рис. 18. Некоторые впадины, заполненные челябинской серией (или туринской и челябинской вместе), оказываются с одной или с двух сторон ограниченными надвигами или взбросами обрамления, а их выполнение смятым в километровые складки, осложненные разрывами. Интенсивность деформаций возрастает к краевым надвигам. Хорошим примером впадин этого типа служит Челябинский угольный бассейн. К концу своего развития замкнувшиеся впадины приобрели слабо положительный рельеф, т. е. испытали некоторую инверсию, в результате чего они выражены в платформенном чехле пологими валами с сокращенной мощностью, особенно нижних горизонтов.

Тафрогенные впадины резко несогласно наложены на герцинские структуры Урала и каледонские — Центрального Казахстана, тяготея к антиклинариям или разломам, разграничивающим антиклинарии и синклинарии фундамента.

Третья генерация впадин — ранне-среднеюрская имеет более ограниченное распространение и приурочена в основном к южному обрамлению Западно-Сибирской мегасинеклизы; по мнению В. С. Бочкарева, эти впадины образуют полосу близширотного простирания. Разрез вы-

полняющей их осадочной толщи построен в общем подобно разрезу челябинской серии — начинаясь грубообломочными образованиями, он заканчивается угленосными песчано-глинистыми отложениями. По своей внутренней структуре впадины данной генерации более плоские и проще построенные; они обычно имеют и меньшие размеры.

В направлении северной и северо-восточной частей Западно-Сибирской плиты наблюдается последовательное исчезновение сначала среднеюрских, затем лейасовых и рэт-лейасовых впадин. Соответствующие отложения затем, после некоторого перерыва, появляются уже в составе платформенного чехла, образуя его базальные горизонты.

4. Структура платформенного чехла

Мощность платформенного чехла Западно-Сибирской мегасинеклизы достигает 6—7 км в средней части и до 10—12 км в ее северной и северо-восточной частях, где максимален и стратиграфический объем чехла. Поскольку этот объем определяется временем консолидации фундамента, совершенно естественно, что он может быть наибольшим вдоль восточного приенисейского обрамления плиты, а также, возможно, на севере. И действительно, в некоторых скважинах близ Енисея вскрыты платформенного типа отложения нижнего и среднего палеозоя, не испытавшие сколько-нибудь существенных деформаций. В юго-восточной части плиты платформенный средний палеозой вскрыт к востоку от Колпашево. Здесь же бурением пройдена красноцветная и вулканогенная моласса девона. В последнее время и западнее на юге плиты обнаружен платформенный палеозой.

Морской терригенный триас и лейас пользуются сплошным распространением в северной части плиты и входят здесь в состав типичного платформенного чехла. Но на большей части плиты накопление сплошного осадочного чехла началось лишь в средней, а на юге поздней юры и далее продолжалось практически непрерывно до палеогена включительно, а на отдельных участках и неогена — квартера. Весь этот разрез мощностью до 3—4 км образован практически одними песчано-глинистыми отложениями. Вдоль западной, южной и восточной периферии мегасинеклизы они накапливались в континентальных условиях; в направлении центра и севера мегасинеклизы континентальные фации замещаются лагунными, прибрежно-морскими и, наконец, фациями открытого моря, а преимущественно песчаные осадки — песчано-глинистыми и в основном глинистыми. Морские трансгрессии проникали в Западно-Сибирскую мегасинеклизу с севера, со стороны Карского моря и с северо-востока, через Енисей-Хатангскую (Предтаймырскую) депрессию, а также (в конце мела — начале палеогена) с юго-востока, через Тургайский пролив. Во времени наблюдался переход от преобладания континентальных и лагунных условий в средней юре до максимальной трансгрессии в позднем мелу (в сеноне) и новое сокращение площади моря к концу палеогена, вплоть до полного осушения в неогене. Это дает основание в пределах единой терригенной надформации различать четыре формации, связанные постепенными переходами: 1) лагунно-континентальную и частично угленосную формацию нижней — средней юры (и келловей); 2) трансгрессивную морскую формацию верхней юры — верхнего мела; 3) регрессивную морскую формацию палеогена; 4) континентальную формацию неогена — квартера. В деталях этот формационный ряд состоит из последовательности четырех трансгрессивно-регрессивных циклов (Карогадин, 1971). Дислоцирован он практически в едином плане и составляет единый структурный этаж (комплекс).

Западно-Сибирская плита образует огромную плоскую чашу, имеющую в плане форму вытянутой по меридиану на 2300 км трапеции с

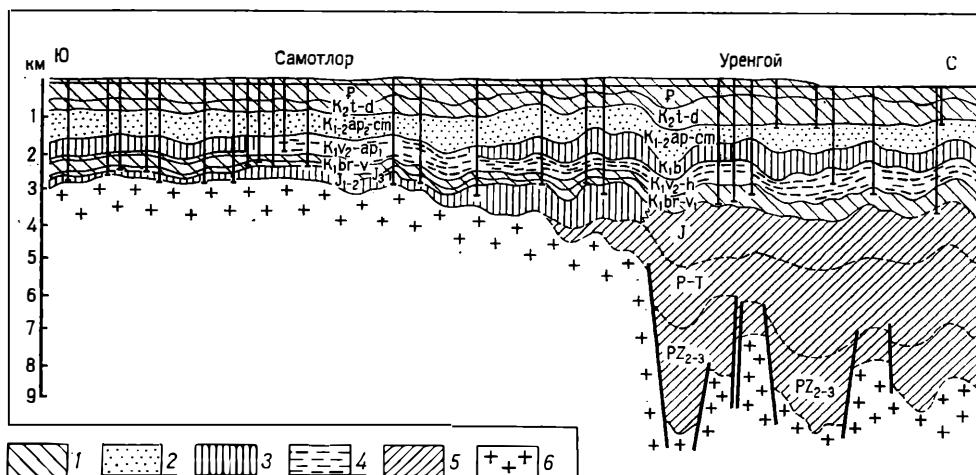


Рис. 19. Меридиональный профиль Западно-Сибирской плиты через Самотлор и Уренгой (по М. Я. Рудкевичу).

1 — палеоген и верхняя часть верхнего мела, а также неоген-четвертичные отложения; 2 — песчанистая толща низов верхнего — верхов нижнего мела; 3 — баррем; 4 — глинистая толща нижнего мела; 5 — юра-средний палеозой; 6 — фундамент

суженной (до 725 км) северной частью и значительно более широкой (до 1900 км) южной. Эта чаша обладает относительно более крутыми северным и восточным бортами и более пологими западным и южным, но максимальный наклон не превышает 35° , а на большей части ее периметра не достигает и 1° . Днище мегасинеклизы оказывается сильно и сложно всхолмленным (рис. 19), но нигде не поднимается до уровня бортов.

Объективное выделение внутри мегасинеклизы крупных структурных элементов сильно затруднено этим ее сложным и, по крайней мере на первый взгляд, прихотливым расчленением. Однозначно выделяются лишь склоны мегасинеклизы или, как их иногда называют, моноклизы (Соболевская, 1973) — Уральский, Северо-Казахстанский, Алтае-Колыванский, Приенисейский. Нескольку менее уверенно намечаются крупные впадины — синеклизы: Ямало-Тазовская (Надымская), Ханты-Мансийская, Средне-Иртышская (Омская) и Чулымо-Енисейская; глубина первой составляет 6—7 км, а в двух последних 3—3,5 км. Еще более условно на севере плиты выделяют (Рудкевич, 1969) две пологие (высота 1—1,5 км) антеклизы: Верхнетазовскую и Хантайскую, разделенные ее самым примечательным структурным элементом — Пурским меридиональным желобом, с его южным продолжением, в направлении Омска пересекающим всю плиту и имеющим глубину 1—2 км по фундаменту. Желоб этот представляет довольно типичный рифт и связан, очевидно, с крупным разломом — раздвигом фундамента, продолжавшим развитие в период отложения нижних горизонтов чехла. На этот рифт как бы нанизаны основные нефтяные и газовые месторождения региона.

Контуры антеклиз и синеклиз в общем овальные, но чрезвычайно расплывчатые и извилистые. Это связано прежде всего с тем, что они осложнены множеством пологих поднятий — сводов, в свою очередь состоящих из валов и куполов, разделенных прогибами. Именно к этим положительным элементам структуры плиты приурочены ее столь примечательные нефтяные и газовые месторождения.

Ориентировка структур в прибортовых частях плиты подчиняется простиранию складчатых систем ее ограничения, а распределение положительных и отрицательных форм оказывается унаследованным от

внутренней структуры фундамента. В центральной и северной частях плиты преобладает меридиональная ориентировка структур, а степень их унаследованности от структуры фундамента ослабевает.

Поднятия и впадины крупных и средних размеров осложнены сотнями локальных поднятий, многие из которых непосредственно контролируют размещение залежей нефти и газа. Они имеют в поперечнике размеры от нескольких до десятков километров, а высота их обычно составляет 60—100 м, реже больше. Временем наиболее активного роста поднятий были поздняя юра и неоком. Значительное число поднятий затем резко ослабило или даже прекратило свой рост, но для ряда других, особенно расположенных вблизи Алтае-Саянской области отмечается новое усиление подъема в палеогене — неогене, т. е. на неотектоническом этапе. Многие поднятия обнаруживали непрерывный рост в течение всего времени накопления чехла.

Разрывы типа сбросов установлены в основном в чехле в ряде районов плиты, преимущественно в северной части Приуральского и в пределах Приенисейского склонов, но также и в ее центральной части. Многие из этих разрывов затрагивают лишь нижние горизонты чехла, но некоторые пронизывают его до земной поверхности; это относится в основном к северным районам плиты. Амплитуда разрывов в юрских отложениях достигает первых сотен метров.

Мощность земной коры в пределах Западной Сибири, по данным С. В. Крылова и др., закономерно уменьшается от складчатых горных сооружений обрамления плиты, где она составляет 45—50 км, к ее центральной части, где она оценивается в среднем в 36 км. В районе Омска, а также на севере плиты подошва земной коры лежит на глубине 32 км, что во втором случае согласуется с резким увеличением мощности осадочного чехла. Заслуживает внимания несколько пониженная скорость граничных волн на поверхности Мохо в пределах плиты — 7,9—8,1 км/с по сравнению с обрамлением, где она, как правило, выше 8,1 и до 8,4 км/с (Геология нефти и газа..., 1975). Утонение коры и разуплотнение мантии, которые, вероятно, еще резче выражены в Карском море, подтверждают рифтогенное происхождение Западно-Сибирской мега-синеклизы.

5. Основные этапы развития

Геосинклинальный этап. В среднем — позднем рифее большая часть будущей Западно-Сибирской плиты была вовлечена в активный процесс развития Урало-Охотского (Урало-Монгольского) геосинклинального пояса. Непосредственно на площади плиты располагались внутренние, эвгеосинклинальные зоны этого пояса, очевидно, заложенные на океанической коре. Последняя скорее всего была новообразованной, возникнув в позднем докембрии в результате разделения Восточно-Европейского и Сибирского кратонов. В образовавшемся, таким образом, океаническом пространстве сохранились отдельные микроконтиненты, наиболее крупным из которых был Центрально-Казахстанский; его северный выступ (Вагай-Ишимский) вошел позднее в состав Западно-Сибирской плиты. Другой микроконтинент, очевидно, существовал в пределах современных восточного склона Урала и Зауралья (Восточно-Уральская и Зауральская антиклинорные зоны). Существование третьего микроконтинента возможно, как отмечалось выше, на севере плиты (Уват-Хантымансийский массив).

В течение венда и раннего и среднего палеозоя происходила последовательная консолидация отдельных участков геосинклинального пояса с установлением в их пределах орогенного режима, наряду с возможным рифтообразованием в более внутренних частях пояса и возникновением новых пространств с океанической корой. Ликвидация гео-

синклинальных условий произошла ранее всего, в конце рифея — венде, на восточной периферии пояса, в Енисейско-Саянской системе. Несколько позднее складчатость, метаморфизм и горообразование охватили современные западную и центральную зоны Урала, находящиеся уже за пределами Западно-Сибирской плиты. В то же время Центрально-Казакстанский массив испытал, напротив, регенерацию геосинклинального режима в конце рифея, а новая его консолидация произошла уже лишь в результате каледонских движений в конце ордовика и силура. Во многом аналогичной явилась история Алтае-Саянского обрамления, консолидированного частью в течение салаирской (хр. Арга, Кузнецкий Алатау), частью же каледонской (Горный Алтай) или раннегерцинской (Салаир) эпох тектоно-магматической активности. Вследствие этого на соответствующих отрезках периферии плиты встречаются девонские отложения орогенного типа, выполняющие межгорные прогибы — красноцветная континентальная и вулканогенная моласса. Более молодые палеозойские образования имеют здесь уже платформенный или, точнее, квазиплатформенный характер, ибо эти регионы пережили вторичный орогенез в конце палеозоя.

В крайней северо-восточной, а возможно и северной части плиты, где фундамент является байкальским или даже скорее добайкальским, весь палеозой с самых его низов входит в состав платформенного чехла. Однако в позднем палеозое и здесь проявилась значительная тектоно-магматическая активизация, проявлениями которой было образование Туруханско-Норильской зоны дислокаций и трапповый магматизм.

Дольше всего — до середины карбона геосинклинальный режим сохранялся в Уральской и Обь-Зайсанской системах; последняя, как отмечалось выше, в центральной части плиты скорее всего выклинивалась или вырождалась. В итоге байкальских, салаирских, каледонских и герцинских складчатостей, метаморфизма и широко проявленной гранитизации к началу позднего палеозоя на всей площади плиты был сформирован сплошной слой континентальной коры. Орогенные образования верхнего палеозоя — молассы распространены весьма ограниченно, преимущественно в пределах Приуральского склона. В южной и юго-восточной частях мегасинеклизы в позднем палеозое, в основном в среднем — позднем карбоне продолжают развиваться впадины, заложенные в качестве межгорных еще в девоне (Омская, Тегульдетская, Назаровская, Каская).

Пермский период, особенно с артинского века явился вместе с ранним триасом временем активного воздымания герцинских сооружений будущей плиты и ее обрамления; в это воздымание оказались вовлеченными и зоны более ранней консолидации, вплоть до байкальских. Поднятия ослабевали в северном направлении, параллельно с затуханием герцинид, и на крайнем севере, вероятно, вовсе не проявлялись.

Тафрогенный этап (средний триас — лейас). Распространившиеся на огромную площадь воздымания конца герцинского этапа сопровождались, очевидно, разуплотнением верхней мантии и привели, в конце концов, к общему растрескиванию и частичному обрушению коры с образованием многочисленных грабенов, заполненных молассоидами и вулканитами туринской, а затем челябинской серий. Этот процесс несомненно находится в некоторой связи с развитием Тунгусской синеклизы Сибирской платформы и ее трапповым магматизмом, но нельзя не учитывать и определенные отличия в ходе эволюции этих двух регионов, к тому же разделенных своеобразной перикратонной Туруханско-Норильской зоной дислокаций. Вулканиты туринской серии синхронны лишь самой верхней части тунгусских плато-базальтов, в их составе известны липариты, но отсутствуют щелочные базальтоиды, в Западной Сибири не установлены интрузивные формации, характерные для севера Сибирской платформы и т. д. Все это свидетельствует о несколько

ином течении глубинных процессов, приведшим и к другим последствиям.

В настоящее время остается не вполне ясным, были ли излияния туринских лав приуроченными только к грабенам, в этом случае существовавшим уже в период вулканизма, или же они первоначально распространялись на большие площади, а затем сохранились только в позднее образованных грабенах (Куликов, 1971). Думается, что характер подстилающих грубообломочных образований, имеющих явно местное происхождение, подтверждает скорее первое предположение. Неясно также, насколько далеко к северу распространены триас-лейасовые грабены, ибо известно, что севернее широты устья Пура и Таза триас образует уже сплошной чехол и развит в морских фациях.

Несмотря на это, мнение П. К. Куликова (1971) о генетической связи орогенеза, тафрогенеза и последующего опускания Западно-Сибирской мегасинеклизы с разогревом, а затем остыванием и уплотнением верхней мантии представляется в общем достаточно правдоподобным. Воздымание и пермо-триасовая денудация явились, очевидно, и причиной заметного сокращения мощности коры против наблюдаемой в горном обрамлении. Однако на крайнем севере плиты мощность коры могла испытать сокращение, а опускания проявиться на более ранних этапах, возможно еще в конце докембрия.

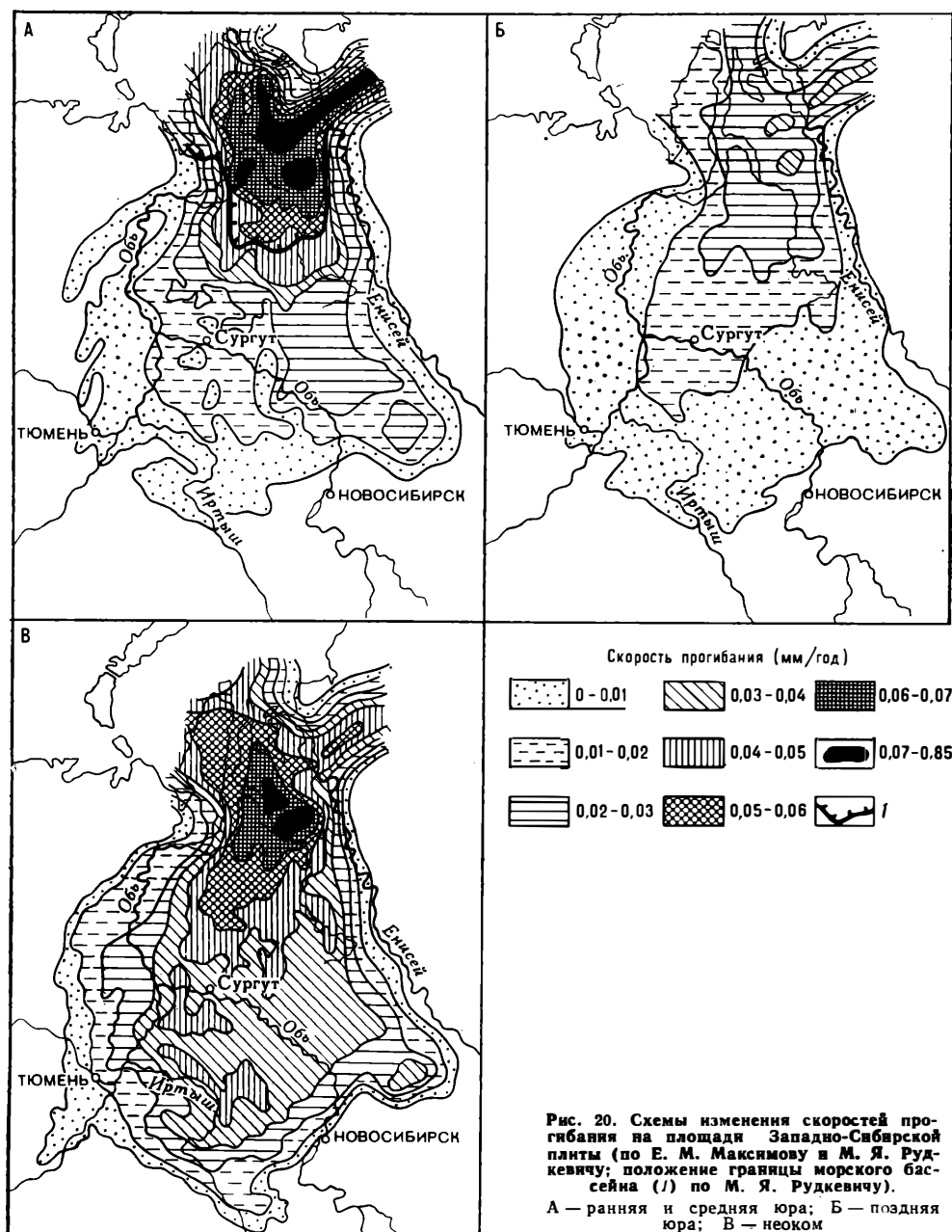
Собственно платформенный этап (юра — палеоген). Общее опускание Западно-Сибирской плиты началось в ранней юре и к средней юре охватило более двух третей ее общей площади (рис. 20). На периферии плиты на северо-западе и юго-востоке отлагалась угленосная континентальная формация; континентальная песчано-глинистая формация накапливалась на остальной территории плиты, за исключением ее северной части, к северу от широты 64—66°, куда уже проникло мелкое море с накоплением глинистых осадков. Отдельные своды в центральной части мегасинеклизы являлись очагами размыва. На крайнем юге развивалась последняя генерация грабенообразных впадин. Мощность лагунно-континентальной и прибрежно-морской нижне- и среднеюрской формации достигает 1,0—1,5 км с максимумом на севере.

В поздней юре море распространилось практически почти на всю площадь мегасинеклизы, а глубины значительно увеличились (рис. 20). На севере и в широкой полосе западно-центральной части бассейна осадки верхней юры и нижнего неокома имеют глинистый состав; предполагается, что эти глины, частью битуминозные, отлагались в Ханты-Мансийской синеклизе на глубине до 400 м в условиях некомпенсированного погружения.

Во второй половине валанжина и особенно в готериве — барреме трансгрессия сменяется регрессией, чисто глинистые относительно глубоководные осадки накапливаются лишь в Ханты-Мансийской синеклизе; по их периферии и на севере идет отложение песчано-глинистых образований, а южная и юго-восточная части синеклизы превращаются в область континентальной аккумуляции (пестроцветные глины). Основной снос песчаного материала в морской бассейн идет, следовательно, не с юга, а с севера — со стороны Полярного Урала, Новой Земли и Таймыра.

В начале апта происходит новая трансгрессия, но на крайнем юге, юго-востоке и востоке сохранялась континентальная обстановка, а на значительных площадях восточно-центральных районов и вблизи Урала — параллическая. Преобладающий тип осадков апта — сеномана — алевроиты, пески, глины. Своды и крупные валы выделяются увеличением песчанистости.

В конце альба и в сеномане снова проявляются регрессивные тенденции, но в туроне начинается самая крупная трансгрессия



в истории Западной Сибири, продолжавшаяся до маастрихта включительно. Море вновь покрыло почти всю площадь плиты, за исключением ее юго-восточной Чулымо-Енисейской части. На огромных пространствах в условиях глубокой части шельфа накапливаются кремнистые глины и опоки, по периферии бассейна замещающиеся песчано-алевритоглинистыми осадками с оолитовыми железняками. Сенонская трансгрессия была осложнена частной регрессией в позднем туроне — раннем сantonе, за которой последовала новая трансгрессия с кульминацией в маастрихте, когда Западно-Сибирское море соединилось с Туранским через Тургайский пролив. Южнее Ханты-Мансийска в маастрихте осадки становятся карбонатными — известковистые глины вытесняются к югу мергелями. Очередная регрессия приходится на датский

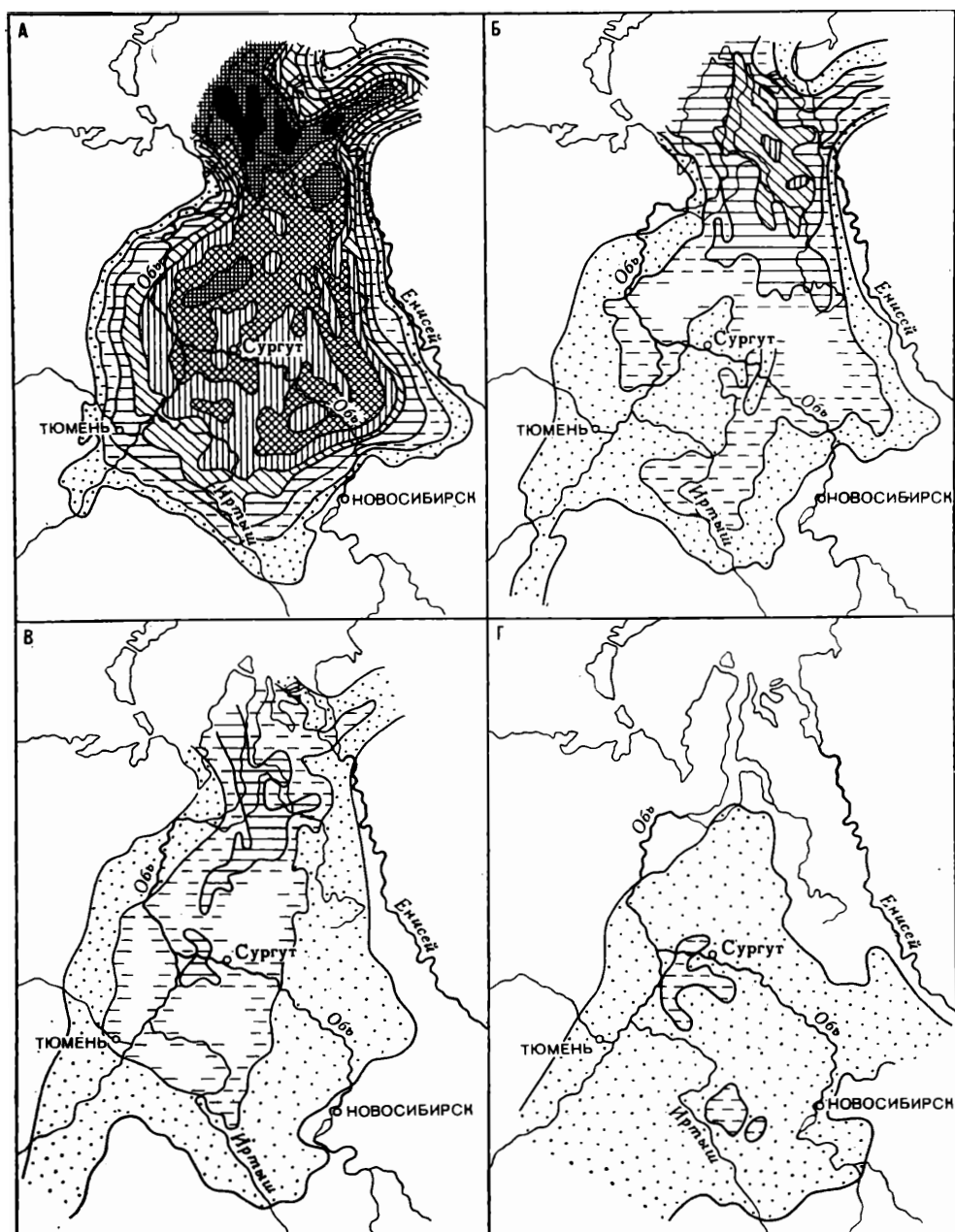


Рис. 21. Схемы изменения скоростей прогибания по площади Западно-Сибирской плиты (по Е. М. Максимоу и М. Я. Рудкевичу)

А — апт, альб, сеноман; Б — поздний мел (без сеномана); В — палеоцен, эоцен, ранний олигоцен; Г — средний и поздний олигоцен, неоген

век и палеоцен; затронула она в основном Чулымо-Енисейский район.

В эоцене имела место последняя трансгрессия в истории Западно-Сибирского бассейна. В северных, центральных и западных его районах снова отлагались кремнистые глины, замещающиеся по периферии моря диатомитами и кварц-глауконитовыми песками. В конце эоцена на востоке начинается отступление и обмеление моря; в раннем олигоцене оно распространяется на центральную часть плиты. В среднем олигоцене море полностью покидает плиту и она превраща-

ется в огромную озерно-аллювиальную равнину. Эта закономерная регрессия сопряжена с усилением воздымания практически всего обрамления. Таким образом, на протяжении юры — палеогена Западно-Сибирская плита испытала полный цикл вертикальных движений и колебаний ее поверхности относительно уровня океана. На фоне этого цикла выделяется четыре волны трансгрессий и регрессий, т. е. циклы низшего порядка, проявившиеся в преобладании глинистых и песчаных осадков. Карбонатная формация мела и мергелей, характерная для трансгрессивных эпох в истории Русской и Скифско-Туранской плит, замещается на Западно-Сибирской плите формацией кремнистых глин и опок, очевидно в силу климатических условий.

В течение времени формирования юрско-палеогенового чехла происходило последовательное смещение центров максимального прогибания (депоцентров). Так, в юрском периоде наибольшие мощности накапливались в северо-восточной (Усть-Енисейской) и юго-восточной (Чулымо-Енисейской) частях бассейна. В раннем мелу центр погружений сместился в центральную и северо-центральную части плиты — в Ямальскую, Надымскую, Ханты-Мансийскую синеклизы, в позднем мелу выделяются два депоцентра, расположенных эксцентрично, — Усть-Енисейский и Омский, а в раннем палеогене ось погружений простирается в меридиональном направлении через Надымскую и Ханты-Мансийскую синеклизы.

Неотектонический этап (средний олигоцен — четвертичный период). Наиболее существенная перестройка структурного плана Западно-Сибирской плиты произошла в течение неогена. Северная часть плиты, до этого являвшаяся областью наиболее устойчивых и длительных (по крайней мере с триаса) погружений, испытывает довольно значительное (до 300—500 м) поднятие, т. е. по существу инверсию, в результате чего возникает крупная Надым-Пурская неоантеклиза. Воздымание северной части плиты привело к тому, что здесь под четвертичными отложениями непосредственно залегают верхнемеловые и нижнепалеогеновые слои. Это воздымание севера плиты было явно связано с распространением на него неотектонических поднятий Полярного Урала, Пай-Хоя, Таймыра и северо-запада древней Сибирской платформы, сопряженных с раскрытием Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

В связи с подъемом севера плиты область наибольших относительных поднятий перемещается на юг, где формируется обширная и плоская Омско-Кулундинская неосинеклиза. Таким образом, заполнявшаяся маломощными озерно-аллювиальными осадками верхняя часть осадочного чехла начиная примерно с кровли мела приобрела региональный наклон, обратный наклону более древних слоев.

Все эти изменения в режиме вертикальных движений плиты хорошо отражены на схемах изменения скоростей ее прогибания (рис. 21), составленных Е. М. Максимовым и М. Я. Рудкевичем (1971).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В. С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления). М., Недра, 1973. 125 с.
- Геология нефти и газа Западной Сибири. М., Недра, 1975. 680 с.
- Геология СССР. Т. 44. Западно-Сибирская низменность. Геологическое описание. М., Недра, 1964. 550 с.
- Куликов П. К. Структуры фундамента Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., Наука, 1974, сс. 149—155.
- Максимов Е. М., Рудкевич М. Я. Количественная оценка режима вертикальных движений мезозойско-кайнозойской истории Западно-Сибирской плиты. — Геотектоника, 1971, № 4, сс. 85—92.
- Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты. — Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 28. Тюмень, 1970. 175 с.

Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты. — Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 46. Тюмень, 1971. 217 с.

Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. — Тр. ЗапсибНИГНИ, вып. 14. М., Недра, 1969. 287 с.

Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., Наука, 1973. 258 с.

Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плиты. — Тр. ВНИГРИ, вып. 236. Л., Недра, 1965. 321 с.

Глава IV

АЛТАЕ-САЯНО-МОНГОЛЬСКАЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

1. Границы и основные структурные подразделения. Геологическая изученность

Алтае-Саяно-Монгольская складчатая область занимает пространство между Казахстанско-Северотяньшанской областью на юго-западе и юго-западным краем древней Сибирской платформы на северо-востоке. На северо-западе ее продолжение скрывается под мощным мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской мегасинеклизы, а на востоке она довольно постепенно переходит в Монголо-Охотскую складчатую область, в структуре которой господствуют уже не северо-западные, а северо-восточные простирания, и в этом направлении нарастают проявления мезозойского геосинклинального тектогенеза.

Эта складчатая область достаточно гетерогенна и состоит из элементов (складчатых геосинклинальных систем), отличающихся не только по времени окончания геосинклинального развития, но и по времени заложения геосинклинальных прогибов, а также по условиям этого заложения — на древней континентальной или новообразованной океанической коре. Для собственно Алтае-Саянской области (в пределах СССР) уже в классической работе В. А. Кузнецова (1952) наметилась основная закономерность строения и истории — по мере перемещения с северо-востока на юго-запад, от края Сибирского кратона к Иртышу происходит смена более древних складчатых систем более молодыми — от байкалит до поздних герцинит. Та же закономерность не менее четко выдерживается в Монголии и, как правило, зоны более поздней консолидации являются одновременно и зонами более позднего заложения, а степень «океаничности» исходной коры возрастает в том же направлении от более древних геосинклинальных систем к более молодым. Эта общая закономерность несколько нарушается наличием выступов древнего континентального основания — срединных массивов и глыб. Число и площадь таких выступов сокращается по мере удаления от Сибирского кратона и в герцинской части области они практически не известны. Соответственно байкало-каледонская часть региона характеризуется мозаичным строением, в противоположность строго линейной зоне герцинской складчатости.

Можно выделить следующие основные структурно-исторические подразделения области (рис. 22).

1. Енисейско-Саянская байкальская складчатая геосинклинальная система, развитая в пределах Енисейского кряжа и Восточного Саяна. На северо-западе она продолжается в погребенном виде вдоль левобережья Енисея под чехлом осадков Западно-Сибирской платформы, на юго-востоке выклинивается к юго-восточному концу оз. Байкал. Система возникла в основном на континен-

тальной коре и развивалась в течение среднего и позднего рифея, вступила в орогенный период своей эволюции в конце рифея и венде, а к началу кембрия превратилась в платформу, испытавшую, однако, в палеозое несколько периодов активизации. Поперечный Ангаро-Канский выступ фундамента делит эту систему на два почти самостоятельных сегмента, отвечающие соответственно Енисейскому кряжу (его основной, заангарской части) и Восточному Саяну. Юго-западный склон Восточного Саяна не входит в состав данной системы, ибо относится к области салаирской складчатости.

2. Кузнецко-Северо-Монгольская салаирская складчатая геосинклинальная система опоясывает предыдущую на западе и юге. Основной период ее геосинклинального развития — поздний рифей, венд и ранний кембрий, а орогенный период приходится на остальной кембрий. В своей значительной части система заложена на коре океанического типа, очевидно, позднерифейского возраста. Ее единство нарушается, во-первых, вклиниванием Тувино-Монгольского докембрийского срединного массива и, во-вторых, к северу от этого массива — Западно-Саянской складчатой зоны каледонского возраста, принадлежащей уже к следующей системе (см. ниже). В состав же данной системы входят складчатые зоны Кузнецкого Алатау, фундамента Минусинских впадин, юго-западного склона Восточного Саяна (Казыр-Кизирская зона), а также салаириды Северной Монголии, далее на восток переходящие в Джидинскую зону Восточного Забайкалья.

Группа геологов и геофизиков СНИИГИМСа значительно шире толкуют объем салаирид Алтае-Саянской области, относя к ним сам Салаир, Уйменско-Лебедскую и Ануйско-Чуйскую зоны Горного Алтая (Тектоника и глубинное строение..., 1973), обычно рассматриваемые в составе герцинид. Эта трактовка основана на исключении из геосинклинального комплекса горноалтайской серии верхнего кембрия — ордовика и пока не представляется достаточно убедительной.

3. Алтайско-Западно-Саянская каледонская складчатая геосинклинальная система объединяет каледониды Горного и Монгольского Алтая, субмеридионального простираения и торцово сочлененную с ними каледонскую же зону Западного Саяна. Развитие системы началось в конце докембрия и продолжалось в кембрии и ордовике; орогенный период наступил в силуре — девоне. Система образовалась на коре океанического типа, но в Горном Алтае сохранились реликтовые глыбы древней континентальной коры.

4. Зайсан-Гобийская герцинская складчатая геосинклинальная система нередко рассматривается как вполне самостоятельная тектоническая единица и не включается в состав Алтае-Саянской области. Действительно, она занимает осевое положение в Центрально-Азиатском (Урало-Охотском) поясе и по отношению к ней Центральный Казахстан и собственно Алтае-Саянская область располагаются в общем симметрично. От этих областей данная система отделена четко выраженными разломами — Калба-Чингизским и Северо-Восточным. И тем не менее ее можно условно включить в Алтае-Саяно-Монгольскую область в более широком понимании, рассматривая как продукт дальнейшей миграции геосинклинального процесса от Сибирской к Китайской платформе.

Система прослеживается от окрестностей Томска и Новосибирска на севере, где она выходит из-под чехла Западно-Сибирской плиты и имеет северо-восточное простираение, в направлении верховьев Иртыша и оз. Зайсан и протягивается, образуя дугообразный изгиб к западу, в юго-восточном направлении, переходит с этим простираением на территорию КНР и затем Монголии, постепенно приобретая субширотное простираение и вырисовывая новую пологую дугу, обращенную выпукло-

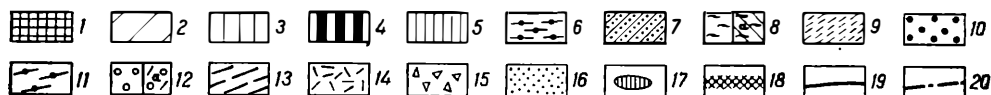
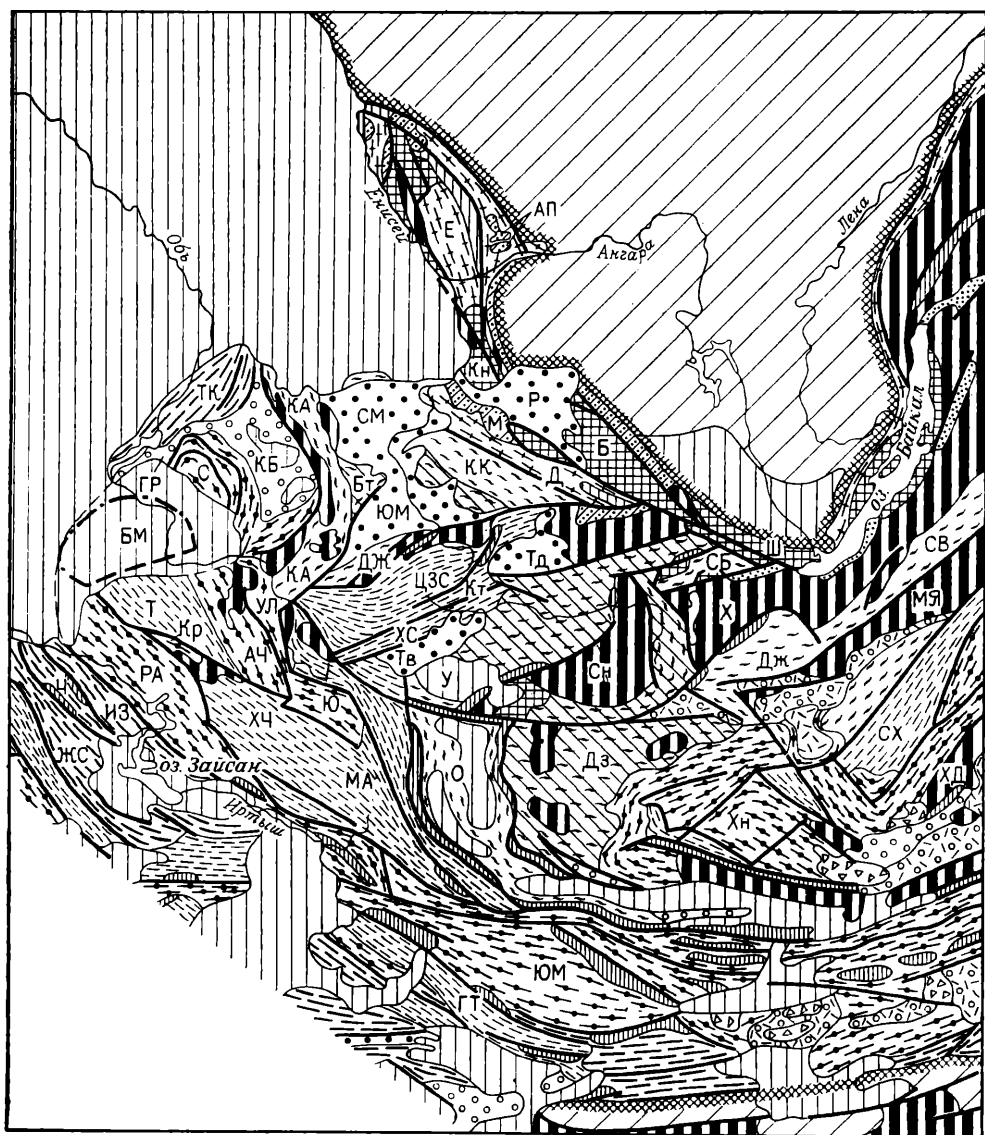


Рис. 22. Тектоническая схема Алтае-Саяно-Монгольской области.

1 — выступы архея по периферии Сибирской платформы; 2 — палеозойский платформенный чехол; 3 — мезо-кайнозойский платформенный чехол; 4 — ранне- и среднепротерозойский кристаллический комплекс; 5 — верхнепротерозойский, добайкальский геосинклинальный комплекс; 6 — байкальский (рифейский) многогеосинклинальный комплекс; 7 — байкальский орогенный комплекс; 8 — салаирский эвгеосинклинальный комплекс (а — салаирский комплекс чехла срединных массивов); 9 — каледонский геосинклинальный комплекс; 10 — каледонский орогенный комплекс; 11 — раннегерцинский геосинклинальный комплекс; 12 — позднегерцинский орогенный комплекс (а — вулканогенная моласса); 13 — позднегерцинский геосинклинальный комплекс; 14 — мезозойские орогенные вулканы; 15 — молассовое выполнение мезозойских орогенных впадин; 16 — кайнозойские орогенные впадины; 17 — офиолитовые пояса; 18 — границы платформ; 19 — разломы; 20 — контуры погребенного Барнаульского массива. ТК — Томь-Колыванская зона; С — Салаир; КА — Кузнецкий Алтай; КБ — Кузнецкий бассейн; Г — Горловский прогиб; СМ — Северо-Минусинский прогиб; ЮМ — Южно-Минусинский прогиб; Р — Рыбинская впадина; КК — Кизыр-Казырская зона юго-западного склона Восточного Саяна; Д — Дербинская осевая зона Восточного Саяна; М — Манский прогиб; Б — Бирюсинская глыба; К — Канская глыба; Е — Енисейский кряж; АП — Ангаро-Питский синклиниорий; ПЕ — Присяно-Приенисейский прогиб; БМ — Барнаульский погребенный массив; ИЗ — Иртыш-Зайсанская зона; Ч — Чарская зона; ЖС — Жарминско-Саурская зона; РА — Рудно-алтайская зона; Г — Талицкий антиклиниорий; ХЧ — Холзунско-Чуйский антиклиниорий; МА — Монгольско-Алтайский антиклиниорий; АЧ — Ануйско-Чуйский синклиниорий; УЛ — Уйменско-Лебедской

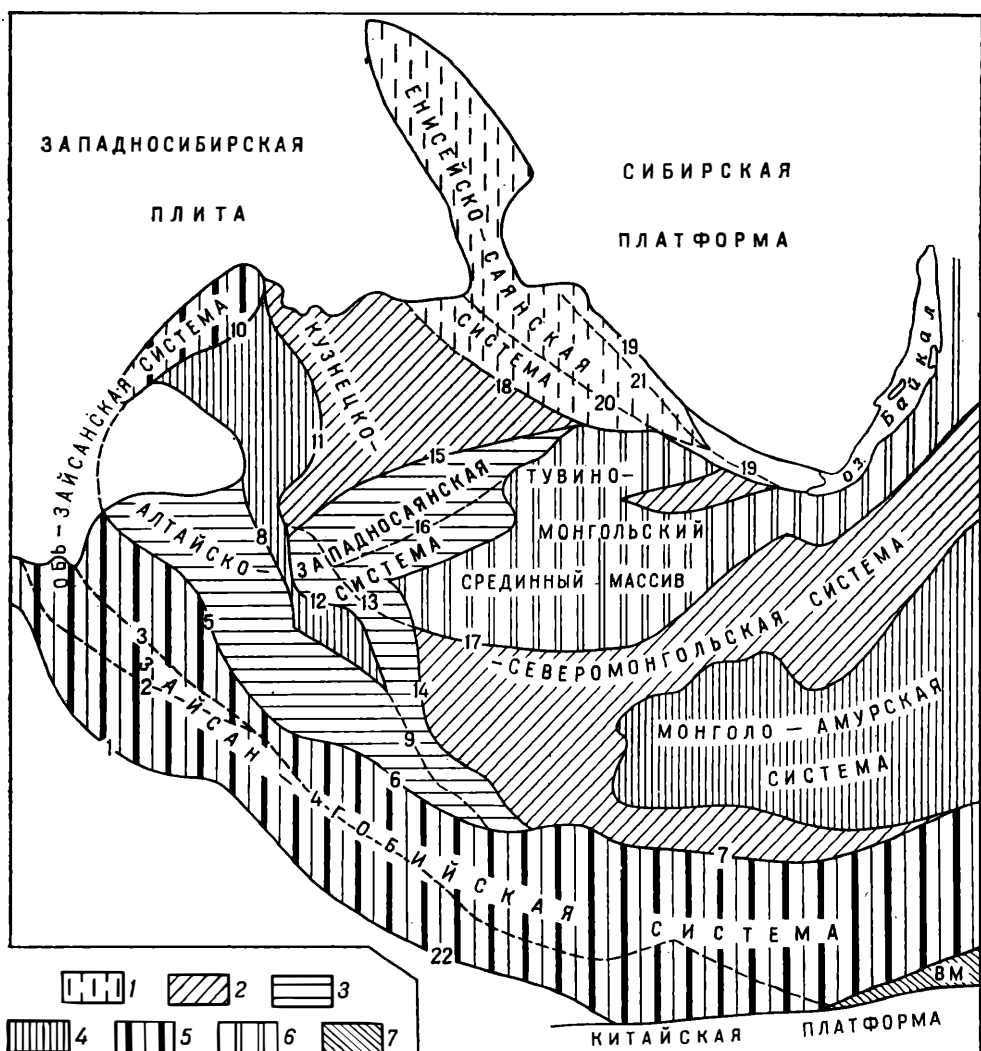


Рис. 23. Тектоническое районирование Алтае-Саяно-Монгольской области.

1 — байкальды; 2 — салаирнды; 3 — каледониды; 4 — герциниды; 5 — поздние герциниды; 6 — срединный массив; 7 — крупные межгорные впадины. Разломы: 1 — Калба-Чингизский, 2 — Чарский, 3 — Иртышская зона смятия, 4 — Заалтайский (Булганский), 5 — Северо-Восточная зона смятия Рудного Алтая, 6 — Тургэнгольский, 7 — Ихэбогднский, 8 — Чарышко-Теректинский, 9 — Толбонурский, 10 — Горловско-Зарубинский, 11 — Горношорско-Мартайгнский, 12 — Курайский, 13 — Шапшальский, 14 — Цаганшибетинский, 15 — Кандатский, 16 — Саяно-Тувинский, 17 — Ханху-хэйский, 18 — Дербинско-Сархойский, 19 — Бирусинский, 20 — Канско-Онотский, 21 — Присяянский, 22 — Гобитяньшанский

стью уже на юг. Дальнейшее продолжение системы к востоку лежит уже за пределами рассматриваемой области.

Северная (восточная) периферическая полоса системы, включающая Рудный Алтай, возникла на каледонском складчатом основании, а главный период ее геосинклинального развития отвечает среднему палеозою; поздний палеозой для нее уже представляет орогенный этап. Более южная (западная), основная часть системы, которая обычно име-

синклиний; Кр — Коргонский грабен; Ю — Юстыдский синклиний; ГТ — Гоби-Тяньшанская зона; Дж — Джебашская зона; ТЧ — Телецко-Чулышманское поднятие; БТ — Батеневско-Беллыкское поднятие; ХС — Хемчик-Систяглемский прогиб; ЦЗС — Центрально-Западно-Саянский синклиний; КГ — Куртушибинский антиклиний; ЮТ — Южно-Тувинская зона; Сн — Саягиленская глыба; Х — Хамардабанская глыба; Тв — Тувинская впадина; Тд — Тоджинская впадина; У — Убсунурская впадина; СВ — Селенгино-Верхневитимская система; МЯ — Малханско-Яблоновое поднятие; Ш — Шарыжалгайский краевой выступ платформы; Дз — Дзобханская зона; Хн — Хангайский синклиний

уется Обь-Зайсанской, образовалась в конце раннего палеозоя, во всяком случае перед силуром на коре океанического типа, и ее геосинклинальное развитие продолжалось до среднего или даже позднего карбона включительно, а основной орогенный период приходится на пермь. На крайнем юге Монголии и в смежных районах Китая (Внутренняя Монголия) вдоль южной периферии системы прослеживается зона (Солонкерская), геосинклинальное развитие которой закончилось лишь в середине перми или даже в начале мезозоя.

Общая картина строения области усложняется существованием, особенно в зонах байкальской, салаирской и каледонской складчатости, остаточных или (и) наложенных геосинклинальных прогибов (брахи-геосинклиналей) более молодого возраста, а также межгорных моласовых впадин (рис. 23).

Современный уровень геологической, а для советской части и геофизической изученности области достаточно высокий. Как отмечалось, основу представлений о структуре и развитии советской части области заложили работы В. А. Кузнецова (1952 и др.). Схема В. А. Кузнецова подверглась уточнению в работах группы геологов Аэрогеологического треста (Белостоцкий и др., 1959), ВСЕГЕИ (Мелешенко и др., 1960; Уиксов, 1958; Янов, 1968), Н. С. Зайцева (1964), СНИИГГИМСа (Тектоника и глубинное строение..., 1973). Отдельные монографии были посвящены Енисейскому кряжу (Семихатов, 1962; Вотах, 1968), Восточному Саяну (Берзин, 1967, Дибров, 1974; Парфенов, 1969), Западному Саяну (Зоненшайн, 1963), Минусинским впадинам и Кузнецкому Алатау (Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963), Салаиру (Фомичев, Алексеева, 1961), Алтаю (Нехорошев, 1966), Обь-Зайсанской системе и смежным герцинским прогибам (Матвеевская, 1969), юго-западной части области (Сенников, 1977), центральной ее части (Мусатов, Тарков, 1961).

В познании геологического и, в частности, тектонического строения относящейся к рассматриваемой области территории Западной Монголии основную роль также сыграли исследования советских ученых. Первые тектонические схемы были предложены в конце 50-х начале 60-х годов А. Х. Ивановым и В. М. Синицыным, затем В. А. Амантовым и П. С. Матросовым, но наибольший прогресс был достигнут в последние годы в итоге работ совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции под руководством А. Л. Яншина и Н. С. Зайцева. Итогом этих работ явилась монография «Тектоника Монголии» (1974).

Вопросы геосинклинального развития области с современных позиций рассмотрены на фоне истории всего Центрально-Азиатского пояса в работах Л. П. Зоненшайна (1972, 1974).

2. Енисейско-Саянская байкальская складчатая геосинклинальная система и Тувино-Монгольский срединный массив

Эта система прослеживается в общем северо-западном — юго-восточном направлении вдоль юго-западного края Сибирской платформы по правобережью Енисея от р. Подкаменной Тунгуски до оз. Байкал. К северу от Подкаменной Тунгуски она целиком уходит под чехол Западно-Сибирской плиты, к югу от устья этой реки и до широт Красноярска под чехлом скрыта западная часть системы. К югу от Красноярска система обнажена полностью и здесь ее юго-западным ограничением служит Восточно-Саянский глубинный разлом.

От древней Сибирской платформы система отделена Присаяно-Енисейским передовым прогибом (Сулимов, 1970), vyplненным молассовой формацией верхов рифея — венда — низов кембрия. Мощность этой формации достигает 3—4 км, а глубина погруже-

ния фундамента в пределах прогиба 4—5 км. К северу от Ангары передовой прогиб представлен так называемым Ангаро-Питским синклинорием, между Ангарой и Каном в своей большей части он перекрыт платформенной Канско-Тасеевской синеклизой и только его внутренний борт, здесь довольно резко отступающий к западу, обнажен на поверхности. Далее прогиб следует вдоль северо-восточного подножия Восточного Саяна, постепенно суживаясь и, в конце концов, выклиниваясь в юго-восточном направлении, где из-под него появляется Ийско-Урикский грабен, выполненный мощными метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации терригенными отложениями рифея и среднего протерозоя. Далее к юго-востоку выклинивается и этот грабен, замещаясь Шарыжалгайским краевым выступом Сибирского кратона.

Ограниченный разрывами Ангаро-Питский синклинорий обладает довольно спокойной, брахиморфного типа складчатой структурой, особенно в южной части, где он заметно расширяется и углубляется. Присаянский прогиб более узкий (20—60 км), его внутреннее крыло характеризуется гребневидной, а внешнее коробчатой складчатостью. От платформы прогиб отделен Бирюсинским разломом, который далее к юго-востоку продолжается вдоль Шарыжалгайского выступа, становясь, таким образом, краевым швом кратона. Юго-западным ограничением прогиба служит Присаянский разлом, отделяющий его от Бирюсинской глыбы. На северо-западе между этой глыбой и Присаянским прогибом вклинивается Туманшетский грабен, выполненный верхнерифейскими сланцами.

В тылу, т. е. юго-западнее всех этих структур, к югу от Ангары простирается крупный выступ раннедокембрийского фундамента, разделенный на две части наложенной девонской Рыбинской впадиной. Северная часть, или Ангаро-Канский выступ (горст), сложена двумя комплексами, разделенными несогласием — архейским (возраст метаморфизма 2700—2550 млн. лет) канским комплексом гиперстеновых гнейсов, гранулитов и чарнокитов¹ и нижнепротерозойским веснинским комплексом биотитовых, амфиболовых и двуслюдяных гнейсов, амфиболитов и мраморов. Формирование последнего метаморфического комплекса завершилось становлением таракского комплекса гранитоидов с возрастом 1850 ± 100 млн. лет.

Расположенный к югу и юго-востоку Бирюсинский горст сложен одноименной серией гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации с подчиненными прослоями мраморов и кварцитов. Бирюсинская серия ранее относилась к нижнему протерозою (Дибров, 1974), но по новейшим радиометрическим данным (Волобуев и др., 1978) ее возраст раннеархейский. Как архейские канский и бирюсинский комплексы, так и нижнепротерозойский веснинский обнаруживают сложные складчатые деформации, характерные для раннедокембрийских образований. Простираение складок северо-западное, в общем согласное с простираемием более молодых толщ. В пределах Бирюсинской глыбы известны многочисленные согласные тела гранитов и связанные с ними пегматитовые поля.

Породы Ангаро-Бирюсинского выступа в целом не отличимы от разновозрастных образований фундамента Сибирской платформы. Это дает основание некоторым исследователям включать выступ в состав древней платформы. Первично он несомненно был частью последней, но существование к востоку и северо-востоку от выступа полосы развития геосинклинального и орогенного позднего докембрия заставляет рассматривать его в качестве краевого массива в составе Енисейско-Саянской байкальской складчатой системы.

¹ В составе этого комплекса недавно обнаружены чарнокиты и гнейсы с возрастом 4100 ± 200 млн. лет (свинцово-изохронный метод, Волобуев и др., 1978).

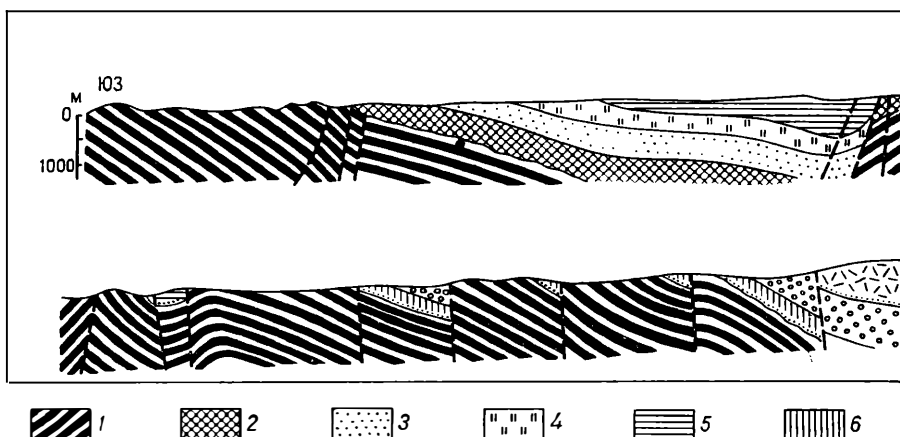


Рис. 24. Разрез северо-восточного склона Енисейского кряжа по р. Тее (по О. А. Вотаху, легенда изменена).

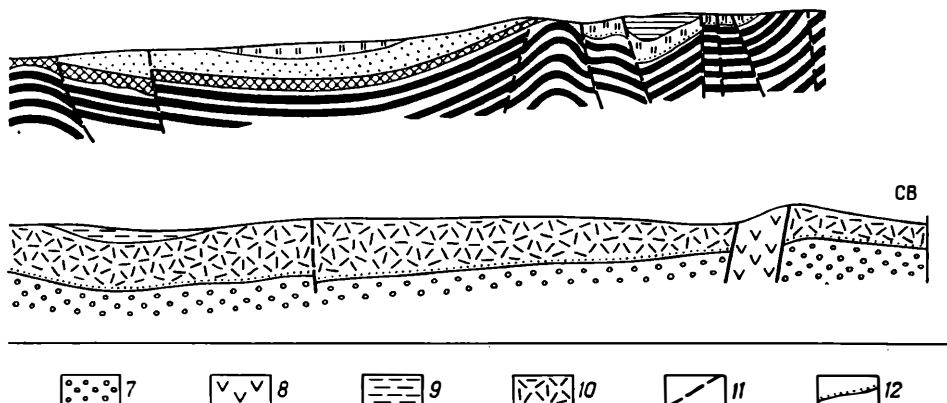
1 — средний рифей, сухопитская серия; 2—7 — верхний рифей, тунгусикская серия, свиты: 2 — лопатинская, 3 — карьерная, 4 — суктальминская, 5 — суворовская, 6 — подъемная, 7 — Талых островов; 8 — нижний кембрий, лебяжинская свита; 9 — верхний кембрий, звенкийская свита; 10 — траппы; 11 — разломы; 12 — несогласия

В расположенном к северу от Ангары складчатом сооружении (мегаантиклинории) Енисейского кряжа раннедокембрийский фундамент (аналог нижнепротерозойской веснинской серии) выступает в ядрах гнейсовых куполов и валов¹, приуроченных к Приенисейскому антиклинорию, простирающемуся вдоль правобережья Енисея в северо-западной части кряжа. Основная же часть сооружения образована мощными (до 8—10 км) монотонными, преимущественно филлитовыми толщами среднего и низов верхнего рифея, в верхах частично флишоидными с подчиненными кремнисто-карбонатными пачками. Среднерифейская часть разреза (сухопитская серия) отделена несогласием от верхнерифейской (тунгусикская серия); на уровне этого несогласия произошло внедрение тейского комплекса гранитоидов с возрастом 1100 ± 100 млн. лет. Помимо Приенисейского антиклинория вырисовываются еще два антиклинория — Центральный и Татарский, разделенные синклинориями. Состоят они из острых и узких линейных складок с крыльями, нередко осложненными крутыми разрывами относительно небольшой амплитуды. В ядрах антиклинориев на поверхность местами выходят среднепротерозойские метаморфиты. В западном направлении складчатость усиливается, появляется кливаж, возрастает и метаморфизм рифейских отложений.

На северо-западе кряжа, в приенисейской полосе в разрезе появляются вулканиты, принадлежащие в среднем рифее спилито-диабазо-кератофировой, а в верхнем — порфировой формации. С первой из них связаны и выходы серпентинизированных гипербазитов, приуроченные к зоне смятия, вероятно надвига. Все это придает западной зоне Енисейского кряжа характер, близкий к эвгеосинклинальному, хотя незначительный объем вулканитов и не позволяет считать ее типичной эвгеосинклиналью. Остальная часть кряжа является амагматичной и типично миогеосинклинальной.

На рифейский складчатый и метаморфизованный комплекс, прорванный гранитоидами с возрастом 850 ± 50 млн. лет, несогласно наложены грабен-синклинали, выполненные молассами верхов верхнего рифея

¹ Гнейсы в ядрах этих структур ошибочно считались впервые их описавшими в качестве купольных М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгиновым (1965) рифейскими; в действительности они значительно более древние (установлено радиометрическими исследованиями), а сами купола относятся к разряду окаймленных.



и венда. Эти структуры наиболее многочисленны в северо-восточной части кряжа (рис. 24).

В Восточном Саяне рифейские образования наиболее полно развиты на северо-западном погружении хребта по долинам Енисея и его правого притока р. Маны. Это мощная (около 6 км) толща темных до черных углисто-кремнисто-глинистых сланцев с подчиненными кварцито-песчаниками и эффузивами среднего, отчасти кислого состава в нижней части, известняков с прослоями сланцев в средней части, основных вулканитов — в верхней. Породы метаморфизованы в различных субфациях фации зеленых сланцев и достаточно интенсивно смяты. Довольно широкое развитие вулканитов сближает рифей этой части Восточного Саяна, выполняющий прогиб между Бирюсинской глыбой и Центральным антиклинорием, с рифеем западной зоны Енисейского кряжа, переходной к эвгеосинклинали. На востоке на рифейский комплекс наложен Манский прогиб, выполненный вендской молас-сой и карбонатно-терригенной формацией кембрия, переходной между платформенной и миогеосинклинальной. Эти отложения суммарной мощностью до 7 км смяты в брахиморфные складки.

Осевое положение в структуре байкалид и рельефе Восточного Саяна занимает Центральный, или Дербинский, антиклинорий, сложенный интенсивно складчатой метаморфической толщей среднего протерозоя видимой мощности порядка 6 км. В низах эта толща состоит из гнейсов, амфиболитов, кварцитов и мраморов, для ее средней части (дербинская свита) очень характерны мраморы с графитом, а верхняя представлена известняками, кварцитами, доломитами, филлитами; местами степень метаморфизма оказывается более высокой. Рифей налегает на этот комплекс несогласно, но его основные деформации и метаморфизм имеют, видимо, байкальский возраст, судя по синтетектонической природе многочисленных тел гранитоидов с возрастом до 860 ± 25 млн. лет. Шарнир антиклинория погружается в северо-западном направлении, а преобладающая вергентность складок — северо-восточная.

Центральный антиклинорий четко отграничен от смежных структурных зон разломами — с северо-востока Канско-Онотским, с юго-запада Дербинско-Сорхойским. Последний служит одновременно юго-западной границей байкальской части Восточного Саяна.

На юге к этой части Восточного Саяна под значительным углом примыкает крупный байкальский же, а частично и более древний Тувино-Монгольский срединный массив, располагающийся частью в пределах Монголии. Массив этот в целом вытянут в широтном направлении. Его наиболее древние глыбы (горсты) — Санги-

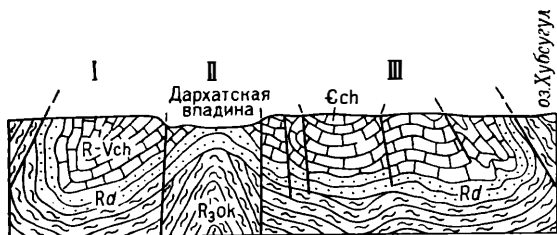


Рис. 25. Схема строения Хубсугульского прогиба в поперечном разрезе (по И. С. Зайцеву и А. В. Ильину). I — Западная синклиналиальная зона; II — Центральная антиклинальная зона; III — Восточная синклиналиальная зона. R_{3ok} — окинская свита рифея; Rd — дархатская свита рифея; $R-Vch$ — хубсугульская серия — нижняя часть (рифей — венд); Esh — хубсугульская серия — верхняя (нижний кембрий)

лет, по Волобуеву и др., 1978) возраст, известен здесь и соответствующий комплекс гранитоидов. В Сангиле не давно обнаружены реликты архейского гранулитового комплекса, включающего гнейсы, мраморы и чарнокиты. На них с конгломератом в основании залегают гнейсы амфиболитовой фации с прослоями мраморов, амфиболитов и джеспилитов, вероятно нижнепротерозойские (Митрофанов и др., 1977). Еще выше следуют среднепротерозойские гнейсы и мраморы, резко несогласно (Лепезин, Ушаков, 1974) перекрытые, наконец, карбонатной формацией среднего — низов верхнего рифея, метаморфизованной в зеленосланцевой фации и прорванной пегматитами с возрастом 820 ± 40 млн. лет. На рифее в свою очередь несогласно залегает грубообломочный и выше карбонатный нижний кембрий. Структура Сангиленского горста (высокого нагорья в современном рельефе) прослежена по рифейскому (байкальскому) этажу синклинория, с преобладанием брахиморфных структур Левыдержанных простираний. Кембрий залегает уже совсем полого, образуя чехол массива.

В Сархой-Боксонском и Хубсугульском прогибах карбонатная формация верхов венда — нижнего — среднего кембрия с фосфоритами в низах и бокситами в средней части подстилается обломочной формацией молассового типа, сопрягающейся с субсеквентными вулканиитами. Разрез Сархойско-Хубсугульского прогиба, таким образом, напоминает разрез Манского прогиба, хотя их тектоническая позиция различна, и в последнем нет вулканитов. Структура Сархойско-Хубсугульского прогиба сравнительно спокойная и брахиморфная в осевой части, но осложнена надвигами обрамления по краям (рис. 25).

Северная, собственно Тувинская зона Тувино-Монгольского массива отделена от Сангиленской глыбы крупным разломом и отличается от последней значительной переработкой на салаирском этапе развития. Тем не менее эту зону представляется более логичным относить к области срединного массива, отделявшего северные салаириды (кузнецко-саянские) от южных (монгольских), чем просто включать в состав салаирской геосинклиналиальной системы. В пользу этой точки зрения говорят: 1) мозаичная структура зоны, 2) наличие выступов байкальского и добайкальского основания, 3) невозможность проведения четкой границы между данной зоной и Восточно-Тувинским выступом основной части срединного массива (Г. А. Кудрявцев «Геология СССР», т. XXIX, ч. I, 1966, с. 340). Салаирская же переработка выразилась прежде всего в образовании узких, ограниченных разломами зон с интенсивным проявлением вендско(?) - раннекембрийского основного вулканизма (спилито-кератофировая формация) и телами гипербазитов. Эти зоны разделены изометричными блоками, нередко лишенными по-

ленская на западе и Хамардабанская на востоке; они разделены глубоким наложенным меридиональным прогибом, носящим название Сархой-Боксонского на севере, в СССР, и Хубсугульского на юге, в Монголии. Древнейшие породы массива метаморфизованы в амфиболитовой и даже гранулитовой фации; они составляют гнейсовый комплекс. Слюдяная серия Хамар-Дабана имеет нижнепротерозойский (1980 ± 60 млн.

добных вулканических проявлений и обладающими как линейной, так и брахиморфной структурой. В целом картина строения этой части Тувы, по справедливому замечанию В. А. Унксова (1958, с. 128), «...представляется необъяснимой без допущения резко неоднородной структуры докембрийского основания, представляющего, возможно, мозаику глыб достаточно консолидированного складчатого фундамента, опущенных на разные глубины по разломам нескольких пересекающихся направлений».

Другой особенностью Тувинской зоны, связанной с салаирской переработкой, является образование перед поздним кембрием Восточно-Тувинского пояса гранитоидов. Крупные тела гранитоидов слагают не менее половины площади зоны. В ордовике в северной части зоны возникла Тоджинская молассовая впадина. Еще раньше, в позднем кембрии на северо-западную часть зоны, прилегающую к каледонскому сооружению Западного Саяна, был наложен Хемчик-Систигхемский прогиб (см. ниже), а в силуре юго-восточнее возникла Тувинская межгорная впадина.

Формирование впадин, подобных Тоджинской, Тувинской и Рыбинской, отделяющей Восточный Саян от Ангара-Канской глыбы Енисейского кряжа, связано с фазами орогенной активизации, неоднократно испытанными Енисейско-Саянскими байкалидами в связи с развитием более молодых геосинклинальных систем области.

Тоджинская впадина, которой в современном рельефе соответствует котловина, занятая долиной р. Бий-Хем, правого истока Енисея, заполнена в основном молассовыми отложениями ордовика, силура и девона общей мощностью 10—11 км. Ордовик представлен лагунно-континентальной молассой с кислыми вулканитами, силур — серо- и красноцветной континентальной молассой, нижний девон и низы среднего — порфировой вулканогенной формацией, верхи среднего и верхний девон — вновь красноцветной континентальной молассой. На северо-западе разрез завершается квазиplatformенной терригенной формацией нижнего карбона. Структура изометрично-блоковая, связанная с подвижками раздробленного складчатого фундамента.

Тувинская впадина, более крупная, вытянута параллельно Западному Саяну и наложена северо-западным крылом, как и Тоджинская впадина, на Хемчик-Систигхемский прогиб, а юго-восточным — на Тувинскую зону срединного массива, отделяясь от них, однако, большей частью разломами. Выполнена впадина пестроцветной молассой силура, порфировой формацией нижнего и отчасти среднего девона, красноцветной молассой среднего — верхнего девона, кремнисто-туфо-терригенной формацией нижнего карбона, лимническо-угленосной — среднего — верхнего карбона и, наконец, угленосной же формацией средней юры. На неотектоническом этапе впадина была вовлечена в общее поднимание всей области; оно оказалось наиболее интенсивным на юго-западе, где возник хр. Западный Танну-Ола. Любопытно, что в среднем палеозое этот район характеризовался очень значительным погружением — до 10 км в девоне, 2 км — в силуре и карбоне. Общая структура Тувинской впадины, как и Тоджинской, брахиморфно-блоковая, с преобладанием отрицательных структур.

Рыбинская впадина образовалась на краю Сибирской платформы, к северо-востоку от зоны Главного Саянского (Канско-Онотского) разлома в начале девона. Она выполнена пестроцветной осадочно-вулканогенной молассой нижнего девона мощностью до 2 км и красноцветной молассой среднего — верхнего девона мощностью около 3 км. Нижнедевонские вулканиты имеют пестрый состав — основной и средний в низах, кислый и щелочной в верхах. Структура впадины заметно асимметричная — юго-западный борт, прилегающий к Главному Саянскому разлому, более крутой и нарушенный; здесь местами сохранились

маломощные угленосные юрские континентальные осадки. Центральная и северная части впадины построены достаточно спокойно.

Мелкие грабены, выполненные осадками и вулканитами нижнего девона, известны к юго-востоку от Рыбинской впадины в ряде мест вдоль Главного Саянского разлома. Здесь же распространены трещинные и межформационные тела девонских аляскитовых гранитов и граносиенитов.

3. Кузнецко-Северо-Монгольская салаирская складчатая геосинклинальная система

Эта система охватывает на севере Алтае-Саянской области пространство между Кузнецким бассейном на западе, байкалидами Восточного Саяна на востоке и каледонским сооружением Западного Саяна на юге. Границами сегмента служат Кузнецко-Шорский разлом на западе, Восточно-Саянский на востоке и Кандатский на юге. К югу и юго-востоку от Западного Саяна и Тувино-Монгольского срединного массива, нарушающих единство системы, ей принадлежат салаириды Северной Монголии, уходящие далее на восток в Западное Забайкалье. Наконец, на западе области салаирский складчатый комплекс образует ядра антиклинорий в пределах Салаирского кряжа и Горного Алтая.

Как в северном, так и в южном сегментах салаириды обладают весьма сложным структурным планом. На севере они простираются субшироотно в пределах юго-западного склона Восточного Саяна и Минусинских котловин и субмеридионально в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Горном Алтае. На юге, в Монголии, господствуют широтные простирания, а в целом вырисовывается дуга, обращенная выпуклостью на юго-запад.

Сложность структурного плана салаирид объясняется, видимо, тем, что при их заложении в конце докембрия (не раньше середины позднего рифея и не позже венда), сопровождавшемся раздвигом древней континентальной коры, отдельные блоки этой коры сохранились в межтроговых пространствах в виде небольших срединных массивов типа Мартайгинского и Мрасского в северном сегменте; целая серия аналогичных глыб известна в Монголии. Иначе говоря, здесь шел тот же процесс, что и описанный ранее для Тувы, но он был более интенсивным и привел к установлению эвгеосинклинального режима на большей части площади описываемой системы. Фундамент срединных массивов образован породами, метаморфизованными в амфиболитовой, местами даже гранулитовой фации и в основном, вероятно, принадлежит нижнему и среднему протерозою, подвергнутому переработке в позднем рифее, на рубеже около 850 млн. лет; отнюдь не исключено также участие байкальского комплекса, более древнего, чем этот рубеж. Помимо массивов, фундамент которых обнажается на поверхности, существуют, очевидно, блоки с таким же фундаментом, перекрытые довольно мощным чехлом карбонатной формации верхов докембрия — кембрия, испытавшей лишь относительно слабое смятие с образованием брахиморфных складок. К таким блокам может относиться Батеневско-Беллыкское поднятие, разделяющее Северо-Минусинскую и Южно-Минусинскую впадины. Возможно, что и фундамент этих впадин имеет в основном ту же природу.

Что же касается эвгеосинклинальных трогов, то максимум их развития приходится на венд (?) — ранний кембрий, когда в них формировалась офиолитовая ассоциация, включающая гипербазиты и спилитодиабазо-кератофировую формацию, а также кремнистые осадки. Некоторые из этих трогов замкнулись и испытали складчатость в конце раннего — начале среднего кембрия, другие — в конце среднего кемб-

рия; в последних в среднем кембрии развиты вулканиты уже среднего состава. Основными из эвгеосинклинальных трогов северной части северного сегмента являются Кузнецко-Алатауский к западу от одноименного разлома и Кизир-Казырский на юго-западном склоне Восточного Саяна.

Из Кузнецкого Алатау зона салаирской консолидации протягивается на юго-запад, в Горную Шорию, а затем на юг, в восточную часть Горного Алтая, образуя слабовыпуклую к западу дугу. Она имеет в целом антиклинорное строение, отделяя каледониды Западного Саяна и Чулышманского поднятия от каледонид более западных районов Горного Алтая. В ядрах антиклинорий (Катунский, Бийский и другие «горсты») из под собственно геосинклинального (эвгеосинклинального) вендско-среднекембрийского (амгинского) комплекса, отделяясь несогласием, выступает мощная кремнисто-карбонатная квазиplatformенная (Сенников, 1969) баратальская серия среднерифейского (или более древнего — среднепротерозойского?) возраста. Салаирский геосинклинальный комплекс — граувакково-диабазовая формация V—E¹₂ несогласно перекрывает морской пестроцветной молассой E²₂—E₃, сохранившейся в небольших грабен-синклиналях. В других грабенах наблюдается пестроцветная же, но в основном континентальная моласса нижнего — среднего девона, вверх по разрезу через вулканогенную молассу замещаемая порфировой формацией.

Помимо этих мелких структур в пределах зоны салаирской консолидации расположено два крупных межгорных прогиба — Минусинский и Уйменско-Лебедский; первый возник в девоне, а обособление второго началось еще в среднем кембрии, немедленно вслед за салаирским тектогенезом. В связи с этим существенным различием Уйменско-Лебедский прогиб более или менее согласно вписан в структуру салаирид, представляя в целом грабен-синклинорий, разделяющий Катунский (на западе) и Шорский (на востоке) антиклинории. Нижний структурный этаж, вернее комплекс этого синклинория — протоорогенный, составляют отложения от среднего кембрия до силура включительно, образующие мелководно-морскую, в верхах (S) лагунно-континентальную пестроцветную карбонатно-терригенную молассу мощностью до 4—5 км. Верхний структурный комплекс — дейтероорогенный представлен несогласно залегающими девонскими отложениями: пестроцветной континентальной молассой D²₁—D¹₂, порфирово-порфировой формацией D¹₂—D²₂, карбонатно-терригенной D²₂, вулканогенной молассой D¹₃. Все эти формации, составляющие в целом вулканогенно-молассовую надформацию (ассоциацию) общей мощностью около 10 км, разделены перерывами и несогласиями; особенно резкое несогласие фиксируется в основании верхнего девона.

Оба структурных комплекса, слагающих Уйменско-Лебедский прогиб, и особенно верхний — девонский характеризуются довольно спокойной структурой с преобладающим брахиморфных складок, и лишь на юге, где прогиб выклинивается в связи со схождением ограничивающих его разломов, складчатость девона становится более сложной, линейной.

Минусинский прогиб, расположенный между Кузнецким Алатау на западе, Восточным Саяном на востоке, Западным Саяном на юге и открывающийся в Западно-Сибирскую мегасинеклизу на севере, обладает значительно большими размерами, чем Уйменско-Лебедский. На юге он отделяется разломом от складчатого сооружения Западного Саяна. Прогиб состоит из нескольких овальных впадин близширотного простираения, как бы нанизанных на субмеридиональную ось, вдоль которой следует долина Енисея. Эта ось поперечна по отношению к простираению салаирских структур восточного склона Кузнецкого Алатау и юго-западного склона Восточного Саяна, в то время как отдельные впадины простираются более или менее согласно этим структурам.

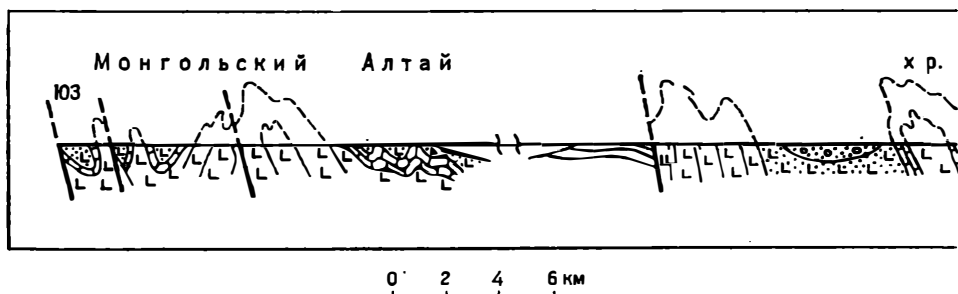


Рис. 26. Геологический разрез через хр. Хантайшири и северный склон Монгольского Алтая (по Н. Г. Марковой).

1 — меловые отложения: озерные глины, аргиллиты; 2—3 — девонские отложения: 2 — красноцветные конгломераты и песчаники, 3 — кислые эффузивы; 4—8 — нижнекембрийские отложения (борогольская серия); 4 — основные эффузивы, вулканические брекчии и агломераты нижней части серии; 5 — туфы с прослоями основных лав нижней части серии; 6 — известняки нижней части серии; 7 — туфопесчаники туффиты, алевролиты и аргиллиты верхней части серии; 8 — гипербазиты; 9 — разломы

В целом же осадочное выполнение Минусинского прогиба резко дискордантно по отношению к салаирскому фундаменту.

Это выполнение состоит из осадочно-вулканогенного, точнее паралическо-континентального вулканогенно-молассового комплекса нижнего — среднего девона и осадочного в нижней части (D^2_2 — D_3) молассового, в верхней угленосного (C — P_1) комплекса среднего девона — нижней перми общей мощностью 4—6 км. Вулканы основания первого комплекса, развитые в центральной части прогиба, имеют базальтовый состав; по периферии прогиба, а также выше по разрезу базальтовая формация замещается порфировой, в верхах со щелочной тенденцией. Имеются небольшие плутоны нефелиновых сиенитов и щелочных габброидов.

Складчатая структура Минусинского прогиба характеризуется развитием крупных изометричных и брахиморфных складок сундучно-коробчатого профиля и конседиментационного развития, явно связанных с блоковыми подвижками фундамента, т. е. относящихся к типу отраженных. Эта структура несколько усложняется к периферическим разломам.

В северной части Минусинского прогиба разрез надстраивается континентальной угленосной формацией нижней — средней юры мощностью до 700—800 м, залегающей весьма полого и первично связанной непрерывностью развития с основанием осадочного чехла Западно-Сибирской мегасинеклизы.



Рис. 27. Геологический разрез через Озерную и Дзабханскую зоны по данным Е. Рутковского и др. (схематизировано и дополнено Н. Г. Марковой).

1 — четвертичные отложения; 2 — меловые отложения; 3 — угленосная толща перми: а — конгломераты, б — алевролиты, в — угли; 4 — конгломераты девона; 5—6 — метаморфические породы Гоби-Алтайского антиклинария: 5 — амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы, 6 — гранито-гнейсы; 7—13 — борогольская серия нижнего кембрия: 7 — песчаники и туфы, 8 — туффиты и филлиты, 9 — известняки, 10 — основные порфиры, 11 — метаморфизованные основные порфиры, 12 — дациты, 13 — милониты; 14—16 — цаганоломская свита нижнего кембрия: 14 — конгломераты; 15 — известняки; 16 — песчаники; 17 — кислые эффузивы, 18 — средние и основные эффузивы; 19 — граниты; 20 — разломы

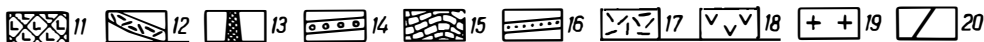


Монгольский сегмент. В южном, Монгольском сегменте системы довольно четко обособляются две зоны (Тектоника МНР, 1974) — на западе типично эвгеосинклинальная Озерная (название дано по Котловине Больших Озер) и на востоке переходного типа, возникшая на континентальной коре. Первая из них в северной части имеет меридиональную ориентировку и в общем представляет, очевидно, продолжение Кузнецко-Шорской зоны, по крайней мере, в палеотектоническом плане. В основании разреза Озерной зоны лежит спилито-диабазовая эффузивная формация, выше сменяющаяся эффузивно-пирокластической формацией андезито-базальтового и андезитового состава. Возраст этих формаций по органическим остаткам в пачках карбонатных пород венд — нижнекембрийский; низы могут принадлежать верхам рифея. Выше согласно залегает терригенная (алевролиты, песчаники) с пачками карбонатных пород формация ленского яруса нижнего кембрия. Эти формации несогласно перекрыты нижней пестроцветной молассой ордовика (?) и верхней красноцветной молассой нижнего силура, в свою очередь разделенными несогласием. На севере зоны развита порфировая формация девона. Вдоль глубинного разлома, ограничивающего зону с юго-востока, в тесной связи со спилито-диабазовой формацией выступают гипербазиты; выходы их известны и внутри зоны, где также связаны с разломами.

К салаирской эпохе тектогенеза относится становление габбро-диорит-плагиогранитной формации с возрастом 547—480 млн. лет, а герцинская орогенная активизация сопровождалась образованием щелочных гранитов. Структура Озерной зоны характеризуется строго линейной напряженной складчатостью без заметной вергентности, осложненной складками высших порядков и кливажом (рис. 26).

Существенно иначе построен разрез и выражена структура салаирских прогибов (например, Дзабханская зона), лежащих к востоку от

Д з а б х а н с к а я з о н а



Озерной зоны (рис. 27) и разделенных изометричными выступами докембрийского, в основном среднепротерозойского или даже более древнего фундамента. В основании салаирского геосинклинального комплекса здесь лежит порфировая формация верхов рифея — венда — низов нижнего кембрия (?), сменяющаяся терригенно-карбонатной формацией нижнего кембрия. На востоке, в Джидинской зоне геосинкли-

нальный комплекс, прорванный как и в Озерной зоне многочисленными плутонами пород габбро-диорит-плагиогранитной формации, несогласно перекрывается средне-верхнекембрийской молассой, в свою очередь довольно интенсивно деформированной. Известны в этой области и гипер-базиты, и серпентинитовый меланж, выступающие вдоль разломов, а также пиллоу-лавы, кремнистые сланцы и яшмы (Л. П. Зоненшайн, см. Основные проблемы..., 1977). Это придает Джидинской зоне вполне эвгеосинклинальный характер.

Складчатая структура этой области очень изменчива как в смысле ориентировки складок и разрывов, так и их морфологии — наряду с типично линейными складками встречаются брахиморфные и даже участки субгоризонтального или пологомоноклинального залегания слоев. Разрывы крутые, сбросового или взбросового характера.

В целом характер строения этой части Северной Монголии напоминает Тувинскую зону; серьезным отличием служит, однако, развитие порфировой формации вместо спилит-диабаз-кератофировой. Этим определяется еще большее тяготение рассматриваемого региона, кроме Джидинской зоны, к древнему Тувино-Монгольскому срединному массиву, продуктом переработки которого и явились салаирские прогибы.

4. Алтае-Западно-Саянская каледонская складчатая геосинклинальная система

Эта система состоит из двух основных элементов-ветвей, сближающихся на юге и практически сливающихся на территории Монголии. На востоке это складчатое сооружение Западного Саяна в основном восток-северо-восточного простирания; у своего западного окончания оно дугообразно отгибается к югу и продолжается с юго-восточным, а затем юго-юго-восточным простиранием в Хархирскую зону Монголии. При этом собственно Западной Саян несколько отделен от этого юго-восточного продолжения крупным Чулышманским выступом метаморфического комплекса, нередко рассматриваемого как докаледонский. Западная ветвь каледонской системы представлена складчатым сооружением Русского и Монгольского Алтая более выдержанного северо-запад — юго-восточного простирания. Между этими двумя ветвями вклинивается наложенно-возрожденный раннегерцинский Ануйско-Чуйский прогиб, широкий на северо-западе, постепенно суживающийся и, наконец, выклинивающийся на юго-востоке, в Монголии, в связи с чем и происходит слияние обеих ветвей.

Западный Саян. Естественная обособленность Западного Саяна в структурном плане Алтае-Саянской области оправдывает его отдельное рассмотрение. На севере Западно-Саянское складчатое сооружение ограничено Кандатским разломом, но сопровождается параллельным ему, протягивающимся вдоль северного подножия хребта и выполненным кембрийскими отложениями Арбатским (Майнским) синклиниорием. Этот синклиниорий относится еще к области салаирской консолидации, поскольку верхний кембрий в нем представлен пологоскладчатой молассой, выполняющей наложенные мульды, резко несогласно перекрывающие интенсивно дислоцированную нижне-среднекембрийскую геосинклинальную формацию.

В собственно Западном Саяне геосинклинальный комплекс включает образования от венда или нижнего кембрия до ордовика или даже нижнего силура включительно (Зоненшайн, 1963; Херасков, 1975). Еще сравнительно недавно исследователями допускался докембрийский — рифейский или даже более древний возраст зеленосланцевой джебашской свиты на севере Западного Саяна и ее аналогов в других частях сооружения, а также на его стыке с Горным Алтаем, в Чулышманском и Шапшальском хребтах. Между тем для последнего района А. Б. Дер-

гуновым (1967) и Е. М. Рудичем (1972), а для самого Западного Саяна Н. Н. Херасковым (1970) доказывается кембрийский возраст этих метаморфитов, что существенно меняет представления и о структуре и о тектоническом развитии региона (см. ниже). Вопрос этот, однако, нельзя считать решенным окончательно, поскольку для рассматриваемых пород получены отдельные радиометрические датировки (K/Ar метод), отвечающие венду — верхнему рифею, наряду со многими более низкими цифрами. Возможно, что в регионе имеются породы одинаковой степени метаморфизма, но разного возраста.

Основание геосинклинального комплекса по северной периферии Западного Саяна (а также в Центральной Туве) составляет спилито-кератофировая формация венда — низов нижнего кембрия; в центральной и южной зонах она замещается спилито-фтанито-сланцевой. Выше повсеместно залегает очень характерная формация зеленых туфов андезито-базальтового состава, верхов нижнего и среднего кембрия мощностью 5—6 км; именно она, по Н. Н. Хераскову (1975), метаморфизована до фации зеленых сланцев. В северной зоне эта формация подстилается рифо-туфоконгломератовой формацией (субформацией) ленского яруса нижнего кембрия. Разрез комплекса заканчивается флишoidной формацией верхнего кембрия — нижнего силура, которую Н. Н. Херасков подразделяет на три самостоятельные формации (лучше субформации, В. Х.): зеленоцветную флишoidную верхнего кембрия (4,5—5 км), пестроцветную флишoidную ордовика (5—6 км) и карбонатно-флишoidную (2—4 км) нижнего силура.

Орогенный комплекс залегает резко несогласно на геосинклинальном и представлен в нижней части пестроцветной паралической моласой верхнего силура (мощность 3—3,5 км), на севере вулканогенной (туфы и лавы липаритов, реже дацитов и андезитов), в средней части порфировой (липаритовой) формацией нижнего — среднего девона и в верхней — красноцветной моласой среднего девона — нижнего карбона.

Структура позднекаледонского Западного Саяна, ограниченного и с севера и с юга областями салаирской консолидации, в поперечном сечении выглядит довольно симметричной и представляется в виде горст-мегасинклинория, четко ограниченного субвертикальными разломами — Кандагским на севере, Саяно-Тувинским на юге (рис. 28). Вдоль обеих этих разломных зон протягиваются пояса серпентинизированных гипербазитов, а также габброидов, обычно контактирующих, хотя и тектонически с раннегеосинклинальной спилито-кератофировой или спилито-кремнисто-сланцевой формациями, что указывает на их принадлежность к единой офиолитовой ассоциации. В целом периферические зоны Западного Саяна, сложенные венд-кембрийскими вулканитами, тектонически приподняты по разломам над его более широкой осевой зоной — Центральным синклинорием, выполненным более молодыми отложениями, до D_3 — C_1 включительно. Эти периферические зоны соответственно выделялись как Джебашский (на севере) и Куртушибинский (на юге) горст-антиклинории. Пересмотр возраста джебашской свиты привел Н. Н. Хераскова к необходимости переименовать Джебашский антиклинорий в синклинорий, но по краям его выделить два узких «шовных горста». Так или иначе, внутренняя структура обеих периферических зон чрезвычайно напряженная; с господством мелких изоклинальных складок с вергентностью в сторону обрамления и повсеместным развитием кливажа. В последнее время в этих зонах начинают обнаруживаться шарьяжные перемещения, в которых участвуют офиолитовый комплекс (Херасков, 1975). В Куртушибинской зоне проявлено салаирское несогласие в основании флишoidной верхнекембрийско-ордовикской формации.

Центральный синклинорий наиболее интенсивно деформирован по краям, где характер деформаций принципиально мало отличается от

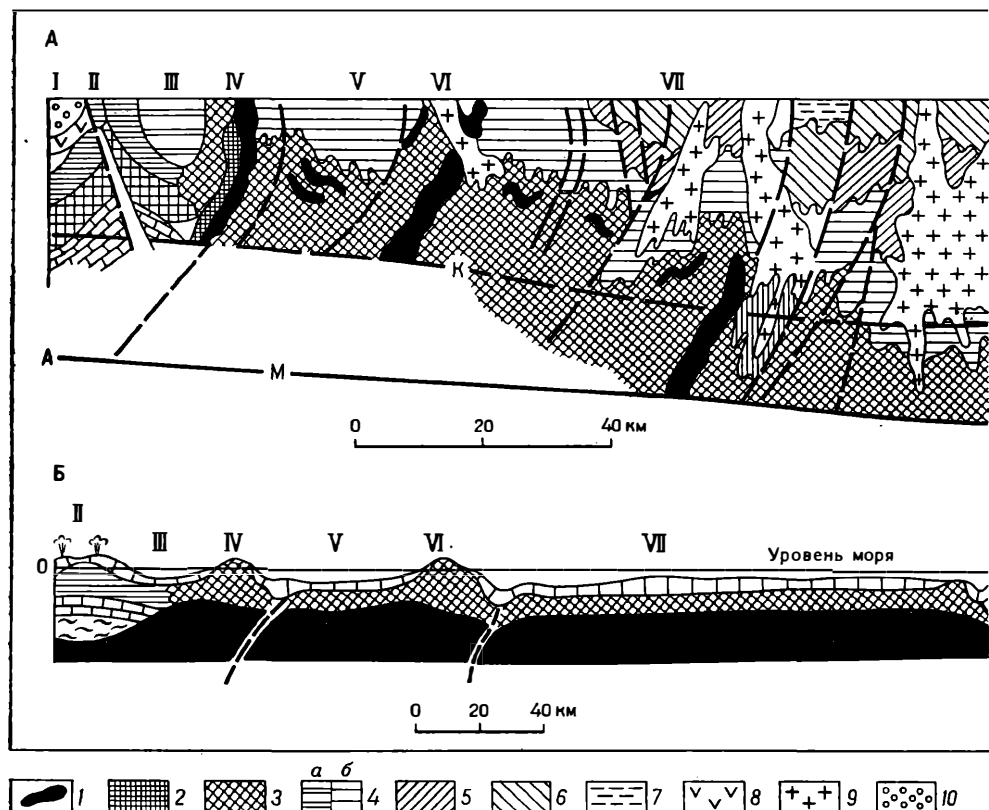
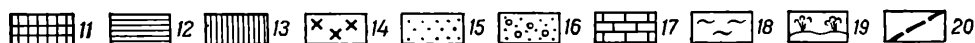
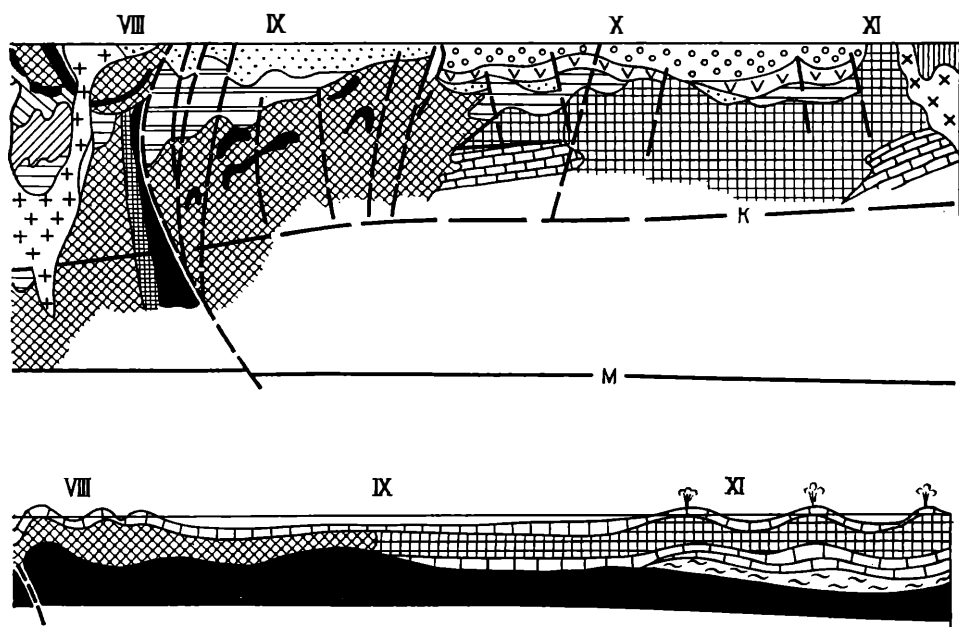


Рис. 28. Поперечный разрез через современную структуру (А) и палеотектонический разрез для конца раннего кембрия (Б) Западного Саяна и Центральной Тувы (по Н. Н. Хераскову).

1—2 — меланократовый фундамент океанического типа: 1 — дунит-гарцбургитовый и полосчатый дунит-пироксенитовый комплексы; 2 — габброиды; 3 — спилито-фтанито-сланцевая формация (V—E₁); 4—10 — формации переходной стадии, формировавшиеся на коре субокеанического типа: 4 — «зеленых туфов» (E₁₊₂); а — в амфиболитовой фации, б — в зеленосланцевой фации; 5 — зеленоцветная флишиодная (E₃); 6 — пестроцветная флишиодная формация (O); 7 — карбонатно-флишиодная (S₁); 8—10 — формации, формировавшиеся на континентальной коре силурийского возраста: 8 — липаритовая (D₁₊₂); 9 — силурийские и девонские гранитные интрузии, 10 — верхняя красноватая моласса (D₂—C₁); 11—16 — формации, формировавшиеся на континентальной коре кембрийского возраста: 11 — спилито-кератофировая (V—E₁), 12 — рифо-туфоконгломератовая (E₁), 13 — «зеленых туфов» (E₁₊₂), 14 — трондземитовые интрузии, комагматичные спилито-кератофировой формации, 15 — нижняя зелено- и красноватая моласса (O—S), 16 — верхняя пестроцветная моласса (D₂—C₁); 17—18 — проблематичные толщи, залегающие под спилито-кератофировой формацией: 17 — карбонатные, 18 — метаморфические сланцы и гнейсы; 19 — вулканы; 20 — разломы. Тектонические структуры: I — Южно-Минусинская межгорная впадина (разрез А); II — Хансыно-Амыльский шовный антиклинарий (А); внутренняя островная дуга (разрез Б); III — Майнский антиклинарий (А), межостровная впадина (Б); IV — Джойский шовный горст (А), внешняя островная дуга (Б); V — Джебашский синклинарий (А), внутренний морской бассейн (Б); VI — Борусский шовный горст (А), одиночная островная дуга (Б); VII — Центрально-Западно-Саянский синклинарий (А), океанический бассейн (Б); VIII — Куртушибинский шовный горст (А), внешняя островная дуга (Б); IX — Хемчикский межгорный прогиб (А), межостровная впадина (Б); X — Западно-Таннуольская межгорная впадина (А); XI — Восточно-Таннуольский горст (А), внутренняя островная дуга (Б).

такового периферических зон. Интенсивность складчатости и степень нарушенности разрывами — крутыми надвигами постепенно снижается от краев синклинария к его осевой зоне и по мере перехода от кембрийских отложений к ордовикским и нижнесилурийским, не говоря уже о пологозалегающих силурийской и особенно девонской молассах, vyplняющих наложенные мульды и грабен-синклинали. Вертикальные разрывы, ограничивающие последние, имеют среднедевонский возраст. Общая структура синклинария отчетливо дивергентная; на востоке он замыкается, а ограничивающие его периферические зоны сливаются; некоторое воздымание наблюдается и на западе, что придает всей



структуре челочную конфигурацию. Осевая часть синклиория вмещает целый ряд крупных плутонов силурийских и среднедевонских гранитоидов; значительно менее распространены салаирские гранито-гнейсы.

С юга Западно-Саянское сооружение, ограниченное Тувино-Саянским разломом, сопровождается Хемчик-Систигхемским прогибом, называемым исследователями области «пригеосинклинальным» или «внешним». В действительности, этот прогиб несогласно наложен в позднем кембрии на интенсивно переработанную на салаирском этапе северную окраину Тувино-Монгольского массива и в течение позднего кембрия, но главным образом ордовика, а на западе и силура, служил зоной накопления морских пестроцветных терригенных отложений переходного между флишем и молассой (ближе к последней?) типа мощностью более 8 км. Структура прогиба характеризуется складчатостью типа промежуточного между линейной и брахиморфной и большим числом продольных разрывов, по которым салаирский фундамент испытывал, очевидно, блоковые перемещения. В целом деформации выполнения Хемчик-Систигхемского прогиба являются, очевидно, продуктом взаимодействия тангенциального сжатия, направленного со стороны Западного Саяна, и блоковых подвижек салаирского фундамента.

На западе, в верховьях р. Абакан — крупного левого притока Енисея Западно-Саянский мегасинклиорий обнаруживает тенденцию к замыканию и ограничивается Шапшальским разломом; его продолжение в Монголии известно как Цаганшибетинский разлом. К западу от этого разлома на территории СССР восточная ветвь алтае-саянских каледонид представлена Телецко-Чулышманским антиклинорием. В его строении большую роль играют метаморфические сланцы и гнейсы спорного возраста — протерозойско-

го (рифейского или дорифейского, возможно нижнепротерозойского), по мнению одних исследователей (Родыгин, 1968; Сенников, 1969 и др.), и кембрийского (венд-кембрийского), по мнению других (Дергунов, 1967; Рудич, 1972). Как будто наиболее определенно докембрийский возраст метаморфитов устанавливается в Телецком горсте, где на этих метаморфитах несогласно залегает вулканогенно-терригенная формация нижнего — среднего кембрия. На других участках метаморфиты скорее всего образовались по породам кембрийского возраста. Вулканогенно-терригенная формация E_{1-2} мощностью до 2,5 км, с вулканитами от основных до кислых, согласно перекрывается характерной для всей центральной части Алтае-Саянской области флишовой терригенной формацией горноалтайской серии верхов среднего кембрия — низов ордовика¹ мощностью до 5 км. Обе формации сильно, преимущественно изоклинально, дислоцированы и в той или иной степени метаморфизованы.

Верхний ордовик, и это составляет примечательную особенность восточной части данной зоны и ее монгольского продолжения — Цаганшибетинской зоны Монгольского Алтая, залегает несогласно в наложенных впадинах и представляет уже вулканогенную молассу. Примерно одновременно с ее накоплением возникли плутоны пород габбро-диорит-плагиогранитной формации с радиометрическим возрастом 440 млн. лет.

В более западной части зоны (Хархирская зона Монгольского Алтая) ордовик-нижнесилурийские отложения образуют геосинклинальную вулканогенно-терригенную, с подчиненными известняками формацию мощностью около 3 км. На севере она залегает на кембрии несогласно, а к югу и юго-востоку несогласие затухает. Формация сильно смята и нередко, особенно в зонах разломов, заметно метаморфизована. В зоне известны плутоны девонских орогенных гранитоидов, частью щелочных, и наложенные впадины, выполненные девонскими субсеквентными вулканитами.

На западе рассмотренная ветвь каледонской складчатой зоны граничит по Курайскому разлому — южному продолжению Кузнецкого шва сначала с салаиридами Горной Шории и Катунской зоны Горного Алтая, а между ними — с южным окончанием герцинского Уйменско-Лебедского прогиба, а затем, южнее, — с Ануйско-Чуйским раннегерцинским синклинием, который будет рассмотрен после характеристики западной ветви каледонид.

Западная ветвь алтае-саянских каледонид — Горный и Монгольский Алтай. Эта ветвь отделяется от Ануйско-Чуйского раннегерцинского синклиория Чарышско-Теректинским разломом, на территории Монголии известным как Толбонурский. Юго-западным ограничением зоны является так называемая Северо-Восточная зона смятия Рудного Алтая, образующая границу между каледонским Горным и герцинским Рудным и Русским Алтаем. Этот разлом уходит на юго-востоке на территорию КНР, но затем переходит на территорию Монголии, где называется Тургангольским. На северо-западе обе системы разломов сходятся, обуславливая выклинивание каледонской зоны в этом направлении и непосредственное сочленение ранних герцинид с поздними. Каледонская же зона по своему положению между герцинидами выступает в современной структуре области в качестве Алтайского мегантиклинория. В его советской части различают Талицкий и Холзунско-Чуйский антиклинории, разделенные своеобразными, наискось перерезающими четко ориентированную в северо-западном — юго-восточном направлении зону каледонид структурами: выполненным девонскими отложениями Коргонским гра-

¹ Местами она охватывает весь ордовик и даже нижний силур.

бен-синклиниорием и сложенным более древними метаморфитами Теректинским горст-антиклинорием.

Холзунско-Чуйский антиклинорий и его китайско-монгольское продолжение сложены с поверхности преимущественно песчано-сланцевой флишовой формацией верхнего кембрия — низов ордовика, достигающей огромной мощности (до 9 км). Из под этой формации в осевой зоне советской части антиклинория в районе горы Белухи — наиболее высокой вершины Алтая по разломам выступает кремнисто-сланцевая формация нижнего — среднего кембрия; на отдельных участках, преимущественно на советской территории, обнажается еще более древняя граувакково-спилит-диабазовая формация венда — нижнего кембрия. Весь этот геосинклинальный комплекс интенсивно смят в линейные, нередко изоклинальные складки, разбит кливажом и местами заметно метаморфизован. Приуроченность выходов более древних отложений к северо-западной части зоны указывает на воздымание антиклинория в этом направлении и погружение в противоположном. Действительно, он выклинивается по разломам в Монголии и замещается более древней (?) структурой Теректинского горста в одноименном хребте Русского Алтая.

Геосинклинальный комплекс венда — нижнего ордовика сменяется в пределах рассматриваемой зоны молассовым комплексом среднего ордовика, нижнего силура и нижнего — среднего девона, сохранившимися в отдельных наложенных мульдах и небольших грабенах. Как геосинклинальные, так и орогенные образования прорваны гранитоидами позднедевонского возраста.

Расположенный к северо-западу от основной части Холзунско-Чуйского антиклинория и иногда включаемый в его состав Теректинский горст (массив) представляет выступ метаморфитов, которые большинство исследователей считает докембрийскими. Выступ этот лежит на западном продолжении полосы, включающей также Чулышманское поднятие и поперечное поднятие в Ануйско-Чуйском прогибе (см. ниже). На севере Теректинский горст по системе субширотных разломов погружается под несогласно залегающий на метаморфитах покров среднедевонских, в основном эйфельских вулканитов от основного до кислого состава. По формационной принадлежности эта вулканогенная формация занимает, очевидно, переходное место между геосинклинальными порфиритовой и кварц-кератофировой формациями соседнего герцинского Рудного Алтая и орогенными вулканитами более восточных районов Алтае-Саянской области. Вулканогенная формация D_1^2 составляет основание разреза выделяемого здесь Коргонского синклиниория (грабен-синклиниория). Полоса девонских вулканитов уходит отсюда на юго-восток вдоль границы с Рудным Алтаем, слагая приразломный грабен-прогиб. Выше вулканитов в синклинии залегает карбонатно-терригенная, вверху пестроцветная формация верхов среднего — низов верхнего девона. Общая структура синклиниория брахморфно-блоковая.

На севере Коргонский синклиниорий граничит по Чарышско-Теректинскому разлому с Талицким антиклинорием — северо-западным окончанием Алтайского мегантиклинория. Подобно основной части этой структуры, Талицкий антиклинорий сложен двумя главными формациями: кремнисто-сланцевой венда (?) — нижнего и среднего кембрия и флишовой терригенной верхнего кембрия — низов ордовика, испытавшими весьма интенсивные складчатые-разрывные деформации. На юго-западе зоны геосинклинальный комплекс перекрыт нижней молассой верхов ордовика и нижнего силура; в грабенах кое-где сохранились девонские образования. Как в Талицкой, так и в Коргонской зонах имеются гранитоиды двух генераций: тельбесские (D_2) и герцинские.

Ануйско-Чуйско-Юстыдская синклиноральная зона. Западная, Алтайская, и восточная, Западно-Саянская, ветви каледонид разделены крупной, расширяющейся к северо-западу и суживающейся на юго-востоке депрессионной зоной, известной под названием Ануйско-Чуйской (от рек Ануя и Чуи). От смежных зон каледонских поднятий эта зона отделена разломами. Основание разреза ее сложено широко распространенной в пределах соседних складчатых сооружений горноалтайской терригенной флишовой формацией $E_3—O_1$. Последняя более или менее согласно надстраивается карбонатно-терригенной формацией $O_2—S_1$, которая вместе с карбонатной формацией S_2 завершает здесь каледонский геосинклинальный комплекс. Каледонская моласса представлена (Сенников, 1969) несогласно залегающей на этом комплексе пестроцветной обломочной формацией D_1 и андезитовой формацией D_1^2 .

Выше с резким несогласием залегают вулканиты низов живета — диабазовые порфиры, замещаемые кварцевыми кератофирами. В позднеживетско-раннефранское время накапливается темноцветная, местами черносланцевая, местами частично карбонатная флишовидная терригенная формация. Эти две формации нередко рассматриваются как геосинклинальные формации герцинского этапа, но верхняя часть франского яруса, фамен и нижнее турне вновь представлены достаточно типичной континентальной молассой, местами замещаемой кислыми наземными же вулканитами (порфировая формация). Таким образом, кратковременная регенерация геосинклинальных¹ условий в Ануйско-Чуйском прогибе на рубеже среднего и позднего девона не дает оснований для его исключения из зоны каледонской консолидации и отнесения к зоне герцинской складчатости, тем более, что только каледонский комплекс ($V—S$) повсеместно обнаруживает здесь альпинотипные деформации, а девон дислоцирован очень неравномерно — на северо-западе, причем вдоль разломов линейно, а на остальной площади брахиморфно.

Юго-восточное продолжение Ануйско-Чуйского синклинория в пределах советской и монгольской территории известно под названием Юстыдского (Чуйского, Делюно-Юстыдского) прогиба (синклинория). Эти две депрессионные структуры разделены относительным поднятием с выходом на поверхность каледонского комплекса и предполагаемым неглубоким залеганием докембрийского основания. Сам Юстыдский прогиб — узкая (до 5 км), но весьма протяженная (более 400 км) линейная структура, выполненная девонскими отложениями, залегающими с большим перерывом и несогласием на породах горноалтайской серии, $E_3—O_1$. В основании девона залегает эфельская вулканогенная моласса (до 2 км), на которую с более слабым несогласием ложится характерная темноцветная, местами «черносланцевая», терригенная формация живетско-франского возраста, здесь мощностью до 3—4 и более км. В южном направлении первая из этих формаций замещается кремнисто-вулканогенными образованиями, свидетельствуя о нарастании «геосинклинальности»; напротив, на севере получает развитие типичная красноцветно-вулканогенная моласса.

Девонское выполнение синклинория смято в умеренно крутые линейные складки километровой ширины. В наложенных мульдах местами сохранилась несогласно их перекрывающая пестроцветная паралическая моласса верхов девона — низов карбона. Интрузии гранитоидов, известные в данной зоне, имеют позднегерцинский возраст; в Ануйско-Чуйском сегменте имеются и более древние граниты — тельбесские.

Салаирское складчато-надвиговое сооружение. На северо-западном продолжении Ануйско-Чуйской синклиноальной зоны, отделяясь от нее

¹ Эти условия вряд ли правильно считать типично геосинклинальными. По личным впечатлениям автора и В. А. Гроссгейма, живетско-франская терригенная толща имеет облик, ближе всего напоминающий нижнюю молассу, но отнюдь не флиш и не аспидную формацию.

мезо-кайнозойской Бийско-Барнаульской наложенной платформенной впадиной, под которой по геофизическим данным предполагается существование древней глыбы, простирается своеобразное сооружение невысокого Салаирского хребта. Слагающие его складки образуют дугу общего северо-западного простирания, выпуклую и надвинутую к северо-востоку в сторону позднегерцинского межгорного прогиба Кузнецкого бассейна, который отделяет Салаир от Кузнецкого Алатау. На северо-западе структура Салаира окаймляется простирающимися в северо-восточном направлении структурами позднегерцинской Колывань-Томской складчатой зоны, отделяясь от них узким позднегерцинским Горловским прогибом.

Возраст основного тектогенеза Салаира является весьма спорным: его считают салаирским, каледонским, раннегерцинским, просто герцинским. Следует признать, что для каждого из этих заключений имеются определенные основания, а наблюдаемые противоречия — естественное отражение длительности и сложности развития Салаирского кряжа.

Если не считать спорных по возрасту и не ясных по тектоническому положению кремнисто-карбонатных пород, в том числе графитистых мраморов, сопоставляемых с протерозойской баратальской свитой Горного Алтая, то можно констатировать, что ядро Салаира составляет мощная (8—9 км) спилито-кератофировая формация венда — кембрия (E_{1-2}), в ассоциации с которой, как и повсеместно в Алтае-Саянской области, вдоль разломов выступают гипербазиты. Несогласно на этой формации (это и есть салаирская складчатость, установленная в 1928 г. А. М. Кузьминым как пограничная между кембрием и ордовиком)¹ залегает другая характерная для каледонского Алтая формация — горноалтайская флишoidная, имеющая несколько меньшую мощность. С резким несогласием на флишoidную формацию E_3 — О ложится силур (терригенно-карбонатная формация), выступающий уже на крыльях и в поперечных погружениях Салаирского сооружения. В отличие от подстилающих образований силурийские и более молодые отложения уже совершенно не затронуты метаморфизмом и дислоцированы менее интенсивно. Лежащий несогласно на силуре девон вместе с нижним карбоном также выражен терригенно-карбонатной формацией; внутри Салаира она сохранилась в отдельных синклиналиях, но широко развита по периферии, где ее мощность достигает 4,5—5 км. В тыльной юго-западной части Салаирского сооружения (Центральный Алтае-Салаирский прогиб, по А. Л. Матвеевской, 1969) в составе нижнего девона и эйфеля появляются элементы лагунно-континентальной пестроцветной формации, что сближает этот разрез с разрезом Ануйско-Чуйской зоны и указывает на близость размываемых каледонских поднятий.

В разрезе девона отмечен ряд перерывов, сопровождаемых образованием бокситов, и даже несогласий. Но заключительные деформации приходится уже на поздний палеозой, т. е. являются герцинскими. «Именно в это время, — как указывает В. Д. Фомичев (там же), — были окончательно оформлены крупные надвиги Салаира и, в частности, произошло надвижение нижнекембрийских отложений по Верхнеурскому надвигу на морские отложения нижнего карбона севернее с. Верхняя Тогула и даже на отложения острогской свиты (у д. Верх. Коуракской)». Добавим, что на юго-западной периферии Салаира известны батолитовые интрузии позднегерцинских гранитоидов.

Из всего изложенного видно, что Салаирское сооружение формировалось в течение нескольких этапов и что от этапа к этапу падала его «геосинклинальность» и разрасталось ядро. На поздний силур — живет

¹ Как отмечает В. Д. Фомичев (Геология СССР, т. XIV. Геологическое описание, 1967, с. 521): «На самом деле тут имеются салаирские фазы (три несогласия): в нижнем кембрии, на грани нижнего и среднего кембрия и на грани кембрия и ордовика. Небольшой перерыв проявился местами в начале позднего кембрия».

приходится даже фаза квазиplatformенного развития. Тем не менее совершенно очевидна значительность масштаба девонско-раннекарбонных погружений и решающая роль герцинских движений в окончательном оформлении структуры Салаира. Поэтому отнесение Салаира к герцинидам следует признать наиболее правильным. Подчеркнем еще большую роль надвигов в структуре Салаира. По наиболее крупному из этих надвигов — Гурьевскому линейно-складчатое кембрийское ядро надвинуто на менее интенсивно деформированные девонские отложения северо-восточного крыла антиклинория. Широко развит и кливаж. Породы в зонах разлома нередко обнаруживают значительный метаморфизм.

В районе своего северо-западного окончания Салаирская зона испытывает резкий поворот к юго-западу и с этим простиранием, параллельным Колывань-Томской зоне (см. ниже), достигает г. Камня-на-Оби, где скрывается под молодым осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты. Между обеими зонами здесь выделяется узкий Горловский прогиб, выполненный отложениями верхов девона — перми и представляющий как бы ответвление Кузбасса; на юго-западе он замыкается.

Кузнецкий бассейн по возрасту основных деформаций тяготеет к герцинской части рассматриваемой области, но по положению в общей структуре и отчасти по истории формирования теснее связан с более древними ее элементами. Общие контуры Кузнецкой впадины, по крайней мере на востоке и юго-востоке, а отчасти и на юго-западе, впервые наместились в начале девона, когда у подножия активизированных салаирских поднятий Кузнецкого Алатау и Горной Шории возник позднекаледонский прогиб с накоплением красноцветной молассы, вулканогенной и континентальной в D_{1-2} , паралической с прослоями известняков в D_3 мощностью до 3 км. Салаирско-каледонское ядро Салаира также испытало поднятие перед девоном, зафиксированное преддевонским несогласием, но затем было вновь втянуто в опускания. Девонские отложения присалаирской окраины Кузбасса отличаются максимальной мощностью (до 5 км); они состоят из лагунно-континентальных осадков пестрого литологического и фациального состава в общем молассового типа. Живетские отложения залегают отчетливо несогласно на слоях нижнего девона и эйфеля и отличаются устойчиво морским характером. Верхний девон на юго-западной окраине Кузбасса представлен мощной корой выветривания, но на северо-западе и юго-востоке появляются мелководно-морские терригенно-карбонатные образования. Нижний карбон Кузбасса более однообразен и представляет собой морскую туфогенно-терригенно-карбонатную формацию мощностью до 1 км, залегающую несогласно на девоне. Эта формация в свою очередь несогласно перекрывается составляющей основное выполнение бассейна мощнейшей (до 10 км) толщей отложений верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, в низах лагунно-морской, в верхах чисто континентальной. Эта толща разделена на четыре части перерывами и несогласиями, приходящимися на подошву перми, триаса и юры, и состоит фактически из двух угленосных формаций — верхнепалеозойской и юрской, разделенных трапповой формацией триаса.

Внутренняя структура Кузбасса отчетливо асимметрична, в явной связи с гетерогенностью его обрамления и фундамента. Наибольшей напряженностью складчато-разрывные деформации отличаются вдоль северо-западной и юго-западной окраин бассейна в связи с надвиганием смежных складчатых зон — Колывань-Томской по Томскому надвигу (шарьяжу) и Салаирской по Гурьевскому надвигу. Проекция обоих надвигов на поверхность имеет форму дуг, выпуклых соответственно к юго- и северо-востоку. Вдоль этих основных надвигов отложения бассейна смяты в узкие, асимметричные, нарушенные более мелкими надвигами и взбросами складки, повторяющие своим прости-

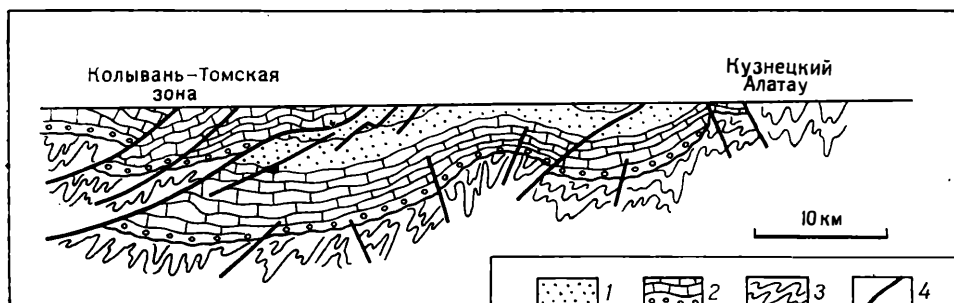


Рис. 29. Схематический разрез через Кузнецкий прогиб (по А. З. Юзвickому).

1 — карбон и нижняя пермь; 2 — девон; 3 — додевонские (каледонские) структурные комплексы; 4 — разрывные нарушения

ранием очертания Томского и Салаирского «фронтов». Далее в глубь бассейна складчатость ослабевает — линейная замещается гребневидной, затем брахиморфной и даже куполовидной в центре бассейна. Структура вновь несколько усложняется на его северо-восточной и юго-восточной периферии, но в гораздо меньшей степени, чем на северо- и юго-западе; здесь преобладают складчато-блоковые деформации отраженного типа; прослеживающийся вдоль северо-восточной границы бассейна взбросо-надвиг отличается крутым наклоном и небольшой амплитудой (рис. 29). Основная часть деформаций приходится на конец перми — начало триаса; завершающие деформации предшествуют отложению юрской толщи, которая залегает субгоризонтально, но местами все же нарушена и приобрела наклон до 30—40°.

5. Зайсан-Гобийская герцинская складчатая геосинклинальная система

Эта система занимает осевое положение во всем Центральном-Азиатском (Урало-Охотском, Урало-Монгольском) поясе. На территории СССР ее наиболее полное сечение наблюдается по обе стороны Иртыша в Восточном Казахстане, где она имеет выдержанное северо-западное — юго-восточное простирание. С этим же простиранием система уходит в пределы КНР, но здесь постепенно приобретает восток — юго-восточное простирание и с последним переходит на территорию МНР, но ее южная окраина остается в пределах Китая (автономная область Внутренняя Монголия). В физико-географическом плане система охватывает Калбинский хребет, юго-восточные склоны Алтая, бассейн верховьев Иртыша, Зайсанскую котловину и большую часть пустыни Гоби. На севере, несколько южнее широты Павлодара, происходит общий поворот системы на северо-восток, в направлении Новосибирска и Томска; на этом отрезке — Колывань-Томском — система обнажается на поверхности в основном по правобережью Оби, а за Томском целиком скрывается под чехлом осадков Западно-Сибирской плиты, прослеживаясь по данным бурения и геофизики примерно до широты Норильска.

Мы начнем наш обзор с Зайсанского сегмента, как лучше обнаженного и наиболее полно изученного. Этот сегмент четко отграничен от смежных областей каледонской (в основном) консолидации — Чингиз-Тарбагатай на юго-западе и Горного Алтая на северо-востоке зонами глубинных разломов, соответственно Калба-Чингизской и Северо-Восточной, и в свою очередь подразделяется разломами несколько меньшего значения на несколько структурно-формационных зон.

Рудно-Алтайская зона занимает переходное положение между каледонским Горным Алтаем и позднегерцинской осевой полосой Зайсанской системы. От последней она отделяется крупным разломом — знаменитой Иртышской зоной смятия, обладающей довольно зна-

чительной шириной (10—15 км); близкий характер имеет и Северо-Восточная зона смятия, отделяющая Рудный Алтай от Горного; она отличается, однако, большей разветвленностью и, следовательно, меньшей четкостью.

Рудно-Алтайская зона возникла в среднем девоне (эйфеле) на каледонском фундаменте, общем с горноалтайским. Этот фундамент сложен метаморфизованными в зеленосланцевой фации песчано-глинистыми отложениями, по косвенным соображениям не моложе среднего ордовика (аналог горноалтайской серии E_3-O). Хотя породы данного комплекса рассланцованы в северо-западном направлении, их первоначальное простираие было, видимо, близко к северо-северо-восточному. В состав каледонского комплекса входят также гранитоиды — кварцевые диориты, плагиограниты, граниты.

После довольно длительного господства поднятий (средний ордовик — ранний девон) в эйфеле на раздробленном каледонском основании началось накопление вулканогенно-терригенной формации. Четкая зональность в изменении ее состава указывает на то, что уже с самого начала герцинского этапа развития Рудного Алтая его площадь была расчленена на поднятия, абсолютные и относительные, и прогибы, сохранившиеся и в его современной структуре. Первые служили ареной интенсивного, преимущественно кислого вулканизма, т. е. являлись вулканическими дугами, во вторых — междуговых морях происходило накопление мощной (2—4 км) толщи туфогенных карбонатно-глинистых осадков флишoidного типа.

На границе эйфеля и живета, в так называемую тельбесскую фазу, произошло общее оживление поднятий, сопровождавшееся вулканотектоническими деформациями и внедрением сравнительно небольших тел умеренно кислых гранитоидов. Затем опускания возобновились и продолжались, если не считать местных перерывов и несогласий в основании фамена и верхнего турне, до раннего визе включительно. Продолжалось и накопление вулканогенно-терригенных толщ, причем области размыва постепенно разрастаются, прогибы соответственно суживаются, основной ареал вулканизма локализуется вдоль Иртышской зоны смятия, второстепенный — вдоль Северо-Восточной зоны. Состав вулканитов весьма пестрый — от основных до кислых. Общая мощность отложений среднего девона — нижнего карбона достигает 10—12 км.

С середины визе началось общее поднятие Рудного Алтая и завершилось формирование его складчатой структуры, в общих чертах намеченной еще значительно раньше. Наряду с умеренно сжатыми линейными складками, локализованными в прогибах — синклиналиях, на Рудном Алтае широко распространены брахиморфные и даже куполовидные структуры, приуроченные к поднятиям — «антиклиналиям». В последние годы убедительно обосновывается вулканотектоническая природа этой категории структур и даже самих «антиклинорий» в целом, что в общем уже давно указывалось Д. И. Горжевским и М. В. Муратовым (1961).

Поднятиям конца раннего карбона (саурская фаза — Нехорошев, 1966) сопутствовало внедрение гранитоидов саурско-змеиногорского комплекса (диорит-гранодиоритовая формация).

В позднем палеозое, в основном в среднем — позднем карбоне, на территории Рудного Алтая формировались орогенные прогибы, выполненные континентальной угленосной молассой с подчиненными кислыми вулканидами. Основным из них является Прииртышский приразломный прогиб, вытянутый вдоль Иртышской зоны смятия. Меньших размеров прогиб аналогичной природы возник и вдоль Северо-Восточной зоны смятия.

Герцинское развитие Рудного Алтая завершается становлением калбинского комплекса калиевых гранитоидов; последние фазы этого

комплекса отличаются повышенной щелочностью. Граниты данного комплекса пользуются на Рудном Алтае наибольшим распространением.

В юго-восточном направлении происходит общее погружение структуры Рудного Алтая, сопровождающееся значительными изменениями стратиграфического диапозона, мощности, степени и стиля складчато-разрывных деформаций герцинского геосинклинального комплекса. Это дает достаточные основания для выделения в наиболее юго-западной части Русского Алтая самостоятельной Южно-Алтайской зоны (Нехорошев, 1966). Ее отличительными особенностями являются: 1) практическое отсутствие выходов додевонских образований, свидетельствующее о более погруженном положении каледонского основания; 2) присутствие в разрезе отложений нижнего девона (а под ним, вероятно, и силура) — известняков D^1 , лежащих несогласно на нижнем силуре (на стыке с Горным Алтаем), вулканитов и терригенных осадков D^2_1 ; 3) выпадение из разреза верхнего девона и нижнего турне, свидетельствующее о значительных поднятиях в начале турне (так называемая чаткальская фаза); 4) напротив, в разрезе данной зоны известны отложения не только низов, но и верхов визейского яруса; 5) общая мощность девона — нижнего карбона оказывается почти вдвое (16—18 км) больше, чем в Рудном Алтае; 6) интенсивность дислокаций здесь также гораздо выше — складки узкие, нередко изоклинальные и опрокинутые в юго-западном направлении.

Ограничивающая Рудный и Южный Алтай на юго-западе Иртышская зона смятия представляет классический глубинный разлом, активный, по крайней мере, на протяжении всего герцинского этапа, а в конце этого этапа частично залеченный вытянутым вдоль его юго-западного крыла громадным по протяженности Калба-Нарымским гранитным батолитом. По обе стороны основного шва разлома породы соприкасающихся по нему зон рассланцованы на ширину до десяти километров и местами метаморфизованы до превращения в кристаллические сланцы амфиболитовой фации. Уже тельбесская фаза привела к внедрению в зону разлома гранитоидов, обладающих отчетливой гнейсовидностью; за ними последовали более молодые гранитоиды, вплоть до калбинских. В Иртышской зоне смятия известны также гипербазиты и габброиды.

На подходе к советско-китайской границе Иртышский разлом расщепляется. Его основной ветвью оказывается более северная, которая, сочленившись с продолжением Северо-Восточной зоны смятия Русского Алтая, пересекает территорию КНР, а затем всей Монголии (Булганский-Заалтайский разлом), снова уходя в пределы Китая (Дунбэя).

Лежащая к юго-западу от Иртышского разлома Калба-Нарымская зона возникла уже в осевой части Зайсанской герцинской геосинклинали. В основании ее видимого разреза¹ залегает мелководная карбонатно-песчано-сланцевая формация среднего девона; она сменяется более глубоководной «черносланцевой» (аспидной) формацией верхнего девона — динанта и далее флишеидной терригенной формацией верхнего визе — нижнего намюра. Общая мощность этого комплекса составляет 5—7 км; он претерпел весьма интенсивную линейную складчатость и кливаж. Общий наклон зеркала складчатости к юго-западу; соответственно на юго-западе обнажаются наиболее молодые горизонты — верхи C_1 — низы C_2 . По крупному разлому они резко сменяются более древними образованиями Чарской зоны. В пределах последней из

¹ В северо-восточной части Калба-Нарымской зоны, близ Иртышской зоны смятия известен Курчумский горстовый выступ кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов, рядом исследователей рассматриваемых как докембрийские образования; этот вывод, однако, оспаривается другими геологами.

под среднедевонских отложений выступают в общем сходные по формационному составу нижнедевонские и верхнесилурийские породы. Среди них, однако, появляются яшмы, а в нижнем девоне — основные вулканы (диабазы). К Чарской же зоне приурочена двойная полоса выходов серпентинитового меланжа, имеющего заведомо досреднедевонский возраст (Ротараш, Гредюшко, 1974); его отношение к нижнему девону и силуру неизвестно, но по косвенным соображениям эти образования должны быть древнее. Выходы серпентинитового меланжа явно связаны с разломами, вероятно надвигами; предполагается общий наклон пластины меланжа под толщу среднепалеозойских отложений Калба-Нарымской зоны. Разломы и меланж сопровождаются характерным для подобных зон метаморфизмом высоких давлений с появлением глаукофановых сланцев и эклогитов. До недавнего времени вся эта полоса рассматривалась как Чарский антиклинорий, разделивший уже в среднем девоне Зайсанский прогиб на две зоны прогибания. Действительно, размыв меланжа, начавшийся в эйфеле (или перед эйфелем), неоднократно возобновлялся впоследствии, наиболее энергично в позднем карбоне.

К юго-западу от Чарской зоны разломов простирается крайняя юго-западная Жарминско-Саурская зона Зайсанской системы, пограничная с Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием Центрального Казахстана. Эта зона занимает по отношению к каледонскому обрамлению положение, аналогичное положению Рудного Алтая. Подобно последнему, но несколько позднее, в живете она была несогласно наложена на каледонское основание, которое, однако, включает здесь отложения силура и не обнаруживает заметного метаморфизма. Другим элементом сходства с Рудным Алтаем является интенсивное проявление вулканической деятельности, особенно в живете — фране, когда преобладали вулканы основного состава, включая спилиты и диабазы, но наряду с ними известны и средние, и кислые разности. На фаменский век падает перерыв в разрезе, и отложения турне залегают трансгрессивно на подстилающих образованиях. Вулканизм приобретает более локализованный характер, состав вулканитов становится преимущественно андезитовым. В середине визе вулканизм повсеместно прекращается, и преобладание в разрезе переходит к терригенным осадкам.

Поднятия рубежа раннего и среднего карбона («саурская фаза») завершают накопление геосинклинального комплекса. Они сопровождаются складчатостью, довольно изменчивой по своей интенсивности и морфологии — от линейной и гребневидной до брахиморфной (опять-таки аналогично Рудному Алтаю), и внедрением гранитоидов (саурский комплекс).

Орогенный позднегерцинский комплекс к юго-западу от Иртышского разлома начинается морской молассой, известной лишь на юго-востоке, в Кендерлыкском прогибе. Гораздо шире распространена континентальная, на юго-западе вулканогенная (трахито-андезитовая) среднекарбоновая моласса. Она сохранилась в нескольких прогибах, наискось, с более широтной ориентировкой наложенных на более древнюю складчатую структуру. В Западно-Калбинской зоне и в Кендерлыкском прогибе к юго-востоку от оз. Зайсан среднекарбоновая моласса надстраивается лежащей с некоторым несогласием верхнекарбоновой — нижнепермской, тоже вулканогенной, в верхах угленосной и с горючими сланцами. В Кендерлыкском прогибе накопление вулканогенно-угленосной лагунно-континентальной молассы продолжалось практически непрерывно до раннего триаса включительно, а суммарная мощность молассовой формации S_2-T_1 достигает 4,6 км. В более северо-западных районах (гора Семейтау и др.) к верхней перми — низам триаса относят наземно-вулканогенную формацию резко контрастного состава — от базаль-

тов до липаритов, включая субщелочные разности. В Кендерлыкском прогибе известны и более молодые мезозойские отложения мощностью до 1,5 км, залегающие с некоторым несогласием и мощными конгломератами в основании на палеозое (+T₁?). Они представлены угленосной формацией рэт-лейаса и красноцветной континентальной толщей мела, также начинающейся конгломератами.

Все эти образования претерпели довольно интенсивные складчато-разрывные деформации. В южном борту Зайсанской кайнозойской впадины деформации затрагивают и третичные отложения, до верхов неогена включительно (Нехорошев, 1966). Крупная Зайсанская впадина, более 350 км в длину и до 130 км в поперечнике, с мощностью кайнозойских отложений более 1,5 км, представляет наиболее молодой структурный элемент этой части области, наряду со сводово-горстовыми поднятиями Нарымского и Калбинского хребтов и хребта Саур. Все эти новейшие структуры в своем простираии достаточно строго наследуют герцинский план, но в деталях складчатой структуры такого совпадения не наблюдается.

Колывань-Томский сегмент. На севере, начиная с широты Семипалатинска, структурные зоны Зайсанской системы уходят под молодой чехол Кулундинской впадины Западно-Сибирской мегасинеклизы, но вновь выступают на поверхность на протяжении 400 км в долине и на правобережье Оби между городами Камень-на-Оби и Томском, теперь уже с северо-восточным простираием. На юго-востоке эта Колывань-Томская складчатая зона граничит по надвигу с Кузнецким бассейном и отделяется узким Горловским прогибом от складчато-надвигового сооружения Салаира. Геофизические и буровые данные показывают, что видимая ширина зоны — порядка 140 км — не соответствует ее полной ширине и что северо-западная часть зоны — около 1/3 ее ширины — скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты.

В обнаженном поперечном сечении Колывань-Томский сегмент состоит с северо-запада на юго-восток из трех зон: Новосибирской синклинорной, Буготак-Митрофановской антиклинорной и Горловского прогиба. Горловский прогиб выполнен отложениями от среднедевонских до нижнепермских включительно, причем верхнюю часть его разреза составляет угленосная моласса C₂—P₁ внизу морская, выше континентальная. Ее подстилает морская терригенно-карбонатная формация нижнего карбона, отделяющаяся красноцветной лагунной молассой фамена от морской же, в основном терригенной формации франа — среднего девона. Общая мощность этого разреза 7—8 км. По своей структуре Горловский прогиб представляет почти симметричный синвергентный ограниченный разломами синклинорий со складчатостью от линейной до брахиморфной.

В пределах Буготакско-Митрофановского антиклинория известны выступы салаиро-каледонского основания, представленные метаморфитами, вулканитами и известняками венда (?) — среднего кембрия, а также местами аналогами флишоидной горноалтайской серии E₃—O. А. Л. Матвеевская (1969) подметила, что эти выступы лежат на продолжении ориентированных в северо-западном направлении структур Салаира и Кузнецкого Алатау. Резко несогласно на нижнепалеозойском комплексе залегают мелководные известняки низов среднего девона; выше следует подводно-вулканогенная формация D₂ с вулканитами основного и среднего состава, замещаемая и перекрываемая карбонатно-терригенной (сланцевой) формацией верхнего девона. Общая мощность девона здесь относительно невелика — до 2—3 км, что указывает на геоантиклинальное происхождение герцинского антиклинория. Состоит он из прерывисто и кулисообразно расположенных древних ядер, облекаемых и разделяемых сравнительно полого залегающими девонскими образованиями. Эта структура местами усложнена дис-

гармоничной складчатостью сланцевой толщи, крутыми разрывами и рассланцеванием в зонах разрывов.

Новосибирский синклинорий палеотектонически соответствует зоне интенсивного прогибания в позднем девоне — раннем карбоне с накоплением чрезвычайно мощной (8—9 км) терригенной формации типа аспидной; отдельные интервалы ее разреза имеют флишoidное строение (флишoidная субформация). Эта формация испытала интенсивные линейные складчатые дислокации нескольких порядков, осложненные относительно мелкими разрывами и общим рассланцеванием пород, претерпевших начальный метаморфизм. В районе Новосибирска известен ряд гранитных плутонов, относительно конкордантных по отношению к складчатости.

Новосибирский синклинорий обычно сопоставляют с Калбинским и считают его продолжением. Более условным выглядит сравнение Буготакско-Митрофановского антиклинория с Рудно-Алтайской зоной, хотя определенное сходство между ними несомненно. Новосибирско-Калбинский синклинорий соответствует осевой зоне Зайсанской геосинклинали и поэтому обнаруживает наибольшую выдержанность по простираанию. На территории Китая, в Джунгарии, ей отвечает Зайсанский синклинорий (Тектоника Китая, 1962), протягивающийся вдоль южных предгорий Алтая и сложенный отложениями девона и нижнего карбона общей мощностью до 3 км. Как и по всей рассматриваемой зоне, эти отложения имеют терригенный состав, но среди них в среднем и верхнем девоне указываются основные и кислые вулканиты. Вдоль южного борта синклинория развиты верхнепалеозойские кислые и средние вулканиты, вероятно образующие вулканический пояс. В целом наши сведения о той части Зайсан-Гобийской системы, которая лежит в пределах КНР, являются весьма скудными. Гораздо лучше обстоит дело для территории Монголии, которой принадлежит большая часть Гобийского сегмента системы.

Гобийский сегмент разделяется в Западной Монголии на три зоны: внешнюю — Баянлегскую, внутреннюю — Заалтайскую и южную — Гобийско-Тяньшанскую (Тектоника МНР, 1974).

Внешняя зона, охватывающая южные склоны Монгольского Алтая и хр. Ихэ-Богдо и полосу к югу от него, сложена силурийскими и девонскими отложениями. Силуру отвечает кремнисто-спилито-диабазовая формация; в северном направлении кремнистые сланцы замещаются вулканитами и далее органогенными известняками, возможно намечающими древний барьерный риф на краю глубоководного бассейна. Нижний девон и низы среднего выражены карбонатной формацией, верхи среднего девона и верхний девон — терригенной, в основном черносланцевой (аспидной) формацией. К западу силурийские вулканиты частично замещаются терригенными породами, а девон становится более мелководным терригенно-карбонатным. Еще западнее девон залегает уже несогласно на силуре. Структура зоны в целом синклинорная, но в деталях весьма сложная, благодаря многочисленным разрывам. Разрывы ограничивают клинья, сложенные силуром или девонем. Силурийские отложения смяты в мелкие изоклинальные, девонские — в более крупные и менее сжатые линейные или брахиморфные складки. По северному краю зоны, вдоль границ с областью каледонской консолидации проходит крупный Тургангольский разлом, восточнее подставляемый Ихэбогдинским. Южный край зоны маркируется не менее крупными Булганским и Заалтайским разломами. С последними связаны выходы гипербазитов и габбро, образующих Гобийский гипербазитовый пояс. Они тесно ассоциируют с кремнисто-вулканогенной формацией силура, породы которой, а иногда и девонские, здесь нередко превращены в зеленые и кристаллические сланцы и амфиболиты. Местами развивается плагиогранитизация с об-

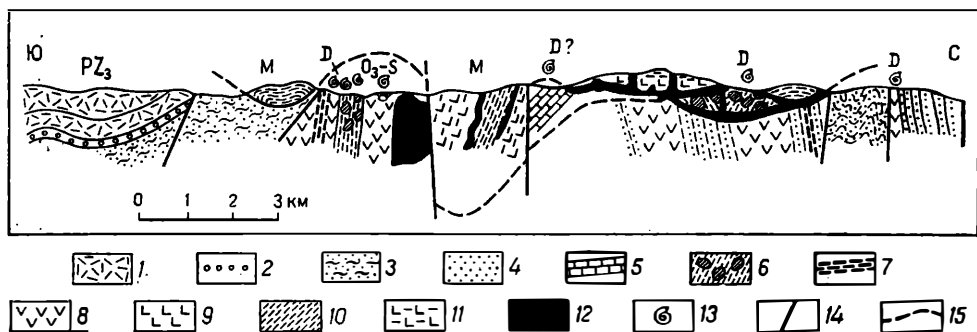


Рис. 30. Геологический разрез через хр. Дзолен (по Л. П. Зоненшайну, О. Д. Суетенко, Г. Эн-жину, Л. Жамьяндамбе).

1 — наземные вулканиты среднего и кислого состава; 2 — конгломераты; 3 — песчано-алевролитовые отложения; 4 — песчаники; 5 — известняки; 6 — олистостромы; 7 — яшмы; 8 — андезиты, андезито-базальты; 9 — спилиты и диабазы; 10 — метаморфические сланцы по терригенным породам; 11 — зеленые метаморфические сланцы по основным эффузивам; 12 — гипербазиты; 13 — фауна; 14 — разломы; 15 — шарьяжи; М — метаморфические породы неуставленного возраста

разованием купольных структур типа гранито-гнейсовых куполов. Как в пределах приразломной полосы, так и в описываемой зоне в целом имеются и более молодые интрузии пород габбро-гранодиорит-гранитной формации.

Булганско-Заалтайский разлом обнаруживает весьма длительную активность, сохраняющуюся до современной эпохи и проявившуюся в 1957 г. крупнейшим Гоби-Алтайским землетрясением. По этому разлому Внешняя зона Гобийской системы надвинута на Внутреннюю, Заалтайскую зону. Последняя соответствует осевой полосе герцинской геосинклинальной системы и отличается максимальной интенсивностью геосинклинального магматизма и напряженностью тектоники. Кремнисто-спилито-диабазовая формация здесь охватывает верхний силур, нижний и местами частично средний девон. Она сменяется вулканогенно-кремнистой терригенной формацией среднего — верхнего девона, в которой вулканиты имеют уже андезито-базальтовый или даже андезито-дацитовый состав. По простиранию, в частности, в западном направлении, а также вверх по разрезу вулканические породы замещаются туфогенно-терригенными; характерны граувакки, турбидиты, олистостромы. Нижний карбон большей частью залегает здесь несогласно на девоне и представлен прибрежно-морской молассой; на других участках в верхах девона — низах карбона появляется черносланцевая формация, а в нижнем карбоне развиты вулканиты андезитового состава, в основном наземные. Как в девоне, так и в нижнем карбоне в западном направлении возрастает роль терригенных пород за счет вулканогенных. В южной части зоны разрез заканчивается континентальной вулканогенной молассой верхнего палеозоя, лежащей с резким несогласием на всех более древних образованиях.

Широким развитием в Заалтайской зоне пользуются гипербазиты, как правило, выступающие в составе серпентинитового меланжа и тесно связанные с кремнисто-спилито-диабазовой формацией S_2-D_1 , с которой они образуют типичную офиолитовую ассоциацию. Сама эта формация смята чрезвычайно интенсивно и разбита большим количеством разрывов; несколько более спокойно залегают более молодые девонские отложения, пронизанные мелкими интрузиями габбро-диабазов, но и они выступают в пределах линзовидных блоков, на которые разделена многочисленными разрывами вся рассматриваемая зона (рис. 30). Наряду с относительно крутыми надвигами здесь, видимо, существуют и настоящие шарьяжи, масштаб которых, однако, не может быть пока оценен с достоверностью. Не исключено, что некоторые аллохтонные пластины происходят из смежной с севера Баянлегской зоны. Интрузии гранитои-

дов в Заалтайской зоне сравнительно редки, имеют небольшие размеры и позднепалеозойский возраст.

Зона Гобийского Тянь-Шаня, отделенная от Заалтайской зоны одноименным разломом, представляет наиболее южную, периферическую зону герцинской Гобийской системы. Обнаженный разрез начинается с ордовика, который вместе с силуром образует кремнисто-терригенную формацию с горизонтами основных вулканитов в низак силура; формация заметно метаморфизована, местами в фации зеленых сланцев или даже амфиболитовой. Девон залегает несогласно и выражен терригенно-вулканогенной (порфиритовой) формацией; вулканиты преимущественно андезитового состава. Выше резко несогласно залегает черносланцевая флишоидная формация нижнего карбона; отдельные впадины выполнены также несогласно залегающей на подстилающих образованиях континентальной вулканогенной молассой верхнего палеозоя — нижнего мезозоя. В пределах зоны известны два комплекса гранитоидов — девонский, от габбро- и сиенито-диоритов до субщелочных гранитов, и позднепалеозойский, представленный батолитами гранитов и гранодиоритов и трещинными телами субщелочных гранитоидов.

6. Основные этапы развития

1. **Добайкальская история.** Основным вопросом тектонической истории рассматриваемой области является тот же вопрос, который разбирался уже для Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, т. е. вопрос о том, когда и на какой коре возникла эта позднедокембрийско-палеозойская геосинклиналь и отдельные ее зоны (системы). Вопрос этот является и в данном случае остро дискуссионным; наиболее ясен он для Енисейско-Саянской системы, непосредственно прилегающей к Сибирскому древнему кратону. Присутствие в составе этой системы крупных глыб раннедокембрийского кристаллического основания — Канской, Бирюсинской и др., — по существу идентичного фундаменту Сибирской платформы, практическая амагматичность рифейского разреза Енисейского кряжа, за исключением наиболее западной Приенисейской зоны, а также того же разреза северо-восточной зоны Восточного Саяна делает очевидным заложение большей части системы на древней континентальной коре, представляющей опущенный и несколько раздробленный край Сибирского кратона. Обращают на себя внимание, однако, некоторые обстоятельства. В то время, как на большей части Сибирского кратона фундамент имеет архейский возраст (это характерно и для Шарыжалгайского краевого поднятия), в Енисейско-Саянской системе на всем ее протяжении от севера Енисейского кряжа до Хамардабана значительную роль в строении фундамента играют породы нижнего протерозоя (енисейская, слюдянская серии), причем их структурная ориентировка совпадает с ориентировкой современного юго-западного края кратона и с общим простиранием Енисейско-Саянской системы. Далее, широким развитием в пределах данной системы пользуется карбонатная формация среднего протерозоя (+нижнего рифея?) с участием высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов (тейская, дербинская, балыктыгхемская серии — свиты и их аналоги в Монголии), справедливо рассматриваемая как возникшая в условиях тектонического выравнивания, т. е. квазиплатформенная. Подобная формация неизвестна в пределах Сибирского кратона. Все это показывает, что начало обособления Енисейско-Саянской системы от Сибирского кратона относится уже к рубежу архея и протерозоя. Причем квазиплатформенный характер среднепротерозойских (+ R_1 ?) отложений, вместе со значительным (порядка 200 млн. лет, по данным радиогеохронометрии, Волобуев и др., 1974) перерывом между временем окончания их накопления и отложения первых геосинклинальных формаций позднего до-

кембрия показывает, что более позднее геосинклинальное развитие региона, несмотря на общее совпадение структурного плана не было простым продолжением раннепротерозойского, а предварялось крупной паузой, порядка 400 млн. лет, и ему непосредственно предшествовала значительная переработка коры. Косвенным показателем последней служат кислые вулканиты в основании среднего рифея Енисейского кряжа.

Присутствие, очевидно, в основании рифейского (R_{2+3}) разреза офиолитового комплекса, известного в северо-западной части Енисейского кряжа (сурнихинский комплекс), на северо-западном погружении Центрального антиклинория Восточного Саяна и в его юго-западном крыле (лысанский комплекс), а также на юго-востоке, в Бурятии (ильчирский комплекс), указывает на то, что в западной и южной частях Енисейско-Саянской системы дело дошло до полного разрыва континентальной коры и возникновения пространства с новообразованной корой океанического типа¹. Можно полагать, что субокеанический трог вклинился между Бирюсинской и Дербинской глыбами в районе будущего Манского прогиба; по другую, юго-западную сторону Дербинской глыбы — будущего Центрального антиклинория Восточного Саяна и к северу от Сангиленско-Хамардабанской глыбы (ядро Монголо-Тувинского массива) океанический бассейн мог занимать достаточно большую площадь. Его отложения представлены спилито-диабазовой и аспидной формациями среднего рифея (сухопитская серия Енисейского кряжа, низы кувайской серии Восточного Саяна и их аналоги). В западном направлении эти отложения все больше метаморфизуются и здесь, вероятно, образуют наиболее древнюю часть зеленосланцевых толщ спорного возраста, распространенных в центральной части Алтае-Саянской области.

В Енисейском кряже, к северу от Ангары, отмечается перерыв и несогласие между сухопитской серией среднего рифея и тунгусикской серией низов верхнего рифея. К этому уровню здесь относится образование тейского комплекса гранитоидов с возрастом 1100 млн. лет. Гранитоиды того же или близкого возраста установлены в Восточном Саяне, а недавно и в Сангиленской глыбе (Волобуев и др., 1974). Все это дает определенные основания для выделения в истории Енисейско-Саянской системы гренвилльского этапа. Следует, однако, иметь в виду, что этап этот отнюдь не был завершенным, поскольку его окончание не сопровождалось горообразованием — молассы отсутствуют. Поднятия и прогибы, наметившиеся в Енисейской геосинклинали и конседиментационно развивавшиеся в течение среднего рифея, были ориентированы несколько иначе, чем более поздние, байкальские, отклоняясь по сравнению с последними к северо-востоку (Э. Ф. Румянцева).

Байкальский этап (поздний рифей и венд). Некоторая консолидация Енисейско-Саянской системы, наступившая в результате проявления гренвилльских деформаций и гранитизации, отразилась в смене терригенно-вулканогенных образований квазиplatformенной карбонатной формацией верхов среднего — низов верхнего рифея, получившей довольно широкое распространение к юго-западу от Центрального антиклинория Восточного Саяна. Между тем северо-восточнее этого антиклинория и в особенности в Енисейском кряже нижняя часть верхнего рифея представлена мощной (до 3 км) типично геосинклинальной флишовой карбонатно-терригенной формацией тунгусикской серии. На рубеже около 850 млн. лет, т. е. в середине позднего рифея, здесь

¹ Можно было бы думать, что этот офиолитовый комплекс более молодой, т. е. позднерифейско-раннекембрийский, как на большей части площади рассматриваемой области, и что он надвинут на рифей с запада или юго-запада. Однако этому противоречит тесная ассоциация со сланцево-диабазовой формацией среднего рифея (кувайская серия и ее аналоги).

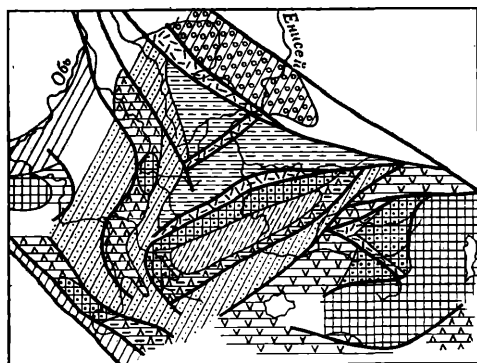


Рис. 31. Палеотектоническая схема Алтае-Саянской области на ранней (салаирской) стадии салаирско-каледонского цикла (по В. М. Сенинскому с дополнениями и изменениями).

1 — континенты и микроконтиненты: I — Рудно-Алтайский, II — Тобольский, III — Енисейский (Сибирский); IV — Монголо-Тувинский; 2 — более мелкие глыбы до-салаирской консолидации; 3—4 — эвгеоантиклинальные поднятия (островные дуги) с преимущественным развитием андезитовых (3) и базальтовых (4) лав и известняков; 5 — то же, с накоплением базальтов и кремнисто-глинистых осадков; 6 — многоантиклинальные с накоплением карбонатов; 7 — участки предполагаемых поднятий; 8—11 — прогибы: 8 — эвгеосинклинальные вулканогенно-карбонатно-кремнистые; 9 — многоэсинклинальные терригенно-кремнистые; 10 — то же, глинисто-карбонатные; 11 — то же, предполагаемые; 12 — вулканические трог (рифты? В. Х.) с преимущественным развитием вулканитов смешанного состава; 13 — разломы; 14 — границы зон

наступила основная эпоха складчатых деформаций; синхронно с ней внедрились граниты посольно-ангарского комплекса. Граниты того же возраста известны в Восточном Саяне, Кузнецком Алатау (Томская глыба) и на Сангиле (Волобуев и др., 1974).

Верхняя часть верхнего рифея и венд Присаяно-Енисейского и Манского прогибов образуют молассовую надформацию, документирующую орогенный этап развития байкальской Енисейско-Саянской системы. Несогласие внутри надформации примерно на рубеже рифея и венда с внедрением аяхтинских гранитов с возрастом 680—670 млн. лет делит ее на две части — нижнюю и верхнюю молассы. Гранитообразование отмечается на том же хронологическом уровне в Восточном Саяне и Сангиле, а рудная минерализация — в Кузнецком Алатау.

Начиная с раннего кембрия на территории Енисейско-Саянской системы установился уже платформенный режим, время от времени прерываемый проявлениями тектонической активизации. Совершенно иначе развивалась в том же интервале времени остальная часть области, где с рубежа 850 млн. лет начался принципиально новый этап развития — салаирский (салаиро-каледонский).

Салаирский этап (конец рифея — середина кембрия). Конец рифея — начало (?) венда на площади центральной части области, от Иртышского разлома на западе и до Восточно-Саянского разлома на востоке, были временем регенерации эвгеосинклинальных условий и становления коры океанического типа, вероятнее всего в процессе мощного раздвига (раздвига). Этот процесс пощадил лишь отдельные блоки древней, раннедокембрийской континентальной коры — ядро Тувино-Монгольского массива — и более молодой и тонкой коры переходного типа, сформированной в ходе гренвилево-байкальского тектогенеза и магматизма (рис. 31). К блокам последнего типа относятся, очевидно, Мартайгинский, Томский, Мрасский, Чулышманский, Бийский, Катунский, Теректинский, Курчумский и другие на территории СССР, а также, возможно, некоторые глыбы в Монголии (Основные проблемы..., 1977), сложенные метаморфитами зеленосланцевой, реже амфиболитовой фаций с карбонатной квазиплатформенной формацией в верхней части разреза. Окраины Тувино-Монгольского массива как на севере, в центральной Туве, так и на юге, в Северной Монголии, подверглись интенсивному раздроблению и переработке с заложением грабен-прогибов двух типов — без разрыва сплошности континентальной коры (Сархойско-Хубсугульский) и с ее раздвигом и частичной океанизацией (троги с проявлениями офиолитового магматизма).

На новообразованном ложе трогов с корой океанического типа в вентде — начале кембрия накапливалась спилито-фтанито-сланцевая формация, по периферии трогов — спилито-кератофировая, на субконтинентальных остаточных блоках типа Батеневского — органо-генно-карбонатная. Начиная с середины раннего кембрия все более отчетливым становится существование островных дуг, ограниченных зонами Беньюфа с постепенной сменой базальтового вулканизма андезито-базальтовым и андезитовым, с появлением туфоконгломератов, характерных зеленых туфов и археоциатовых рифов. Все это хорошо показано Н. Н. Херасковым (1975) на примере Западного Саяна.

К концу раннего, а в основном к среднему кембрию относится фаза интенсивного сжатия рассматриваемой площади с образованием напряженной складчатости, надвигов, местами шарьяжей (например, по периферии Западного Саяна — Херасков, 1975) и проявлением регионального метаморфизма, особенно в зонах крупных разломов. Процесс этот в общем развивался с востока на запад. Он сопровождался становлением интрузий габбро-диорит-плагногранитовой формации и воссозданием или наращиванием коры переходного типа мощностью порядка 25—30 км.

В настоящее время салаирский складчатый комплекс выступает в ядрах антиклинориев от Колывань-Томской зоны и Салаира на западе до Западного Саяна на востоке или выполняет синклинии в областях более ранней консолидации от Кузнецкого Алатау до Северной Монголии. В районах, где салаирская консолидация была окончательной, отложения верхов среднего кембрия, верхнего кембрия и низов ордовика представляют молассовую формацию. Таков же их характер в Манском прогибе, что указывает на повторный салаирский орогенез центральной части Восточного Саяна. Вместе с тем ограниченность объема кембро-ордовикской молассы, заполняющей относительно небольшие и в общем неглубокие впадины и имеющей сравнительно тонкообломочный состав, указывает на умеренные масштабы салаирского горообразования. Впрочем, основная масса обломочного материала выносилась в пределы прогибов будущей области каледонской консолидации.

Каледонский этап, позднегеосинклинальная стадия (поздний кембрий — ранний ордовик). Обстановка, сложившаяся в центральной части Алтае-Саяно-Монгольской области к началу позднего кембрия (рис. 32), характеризовалась тем, что значительные площади испытали консолидацию и превратились, за исключением упоминавшихся выше молассовых прогибов (наиболее крупный из них — Уйменско-Лебедский), в области поднятия и размыва. Напротив, в пределах Западного Саяна, Чулышманского антиклинория Горного Алтая и их продолжения в Монголии началось развитие новой генерации глубоких прогибов, заполнявшихся флишоидной терригенной формацией горно-алтайской серии и ее аналогов. Салаирские ядра современных каледонских антиклинориев — Джебашского, Куртушибинского, Чулышманского, Телецкого, Катунского, Холзунско-Чуйского, Салаирского и других, развивавшиеся как вулканические островные дуги в конце раннего — среднего кембрия, продолжали выступать в качестве геоантиклинальных поднятий, но теперь практически невулканических, и служили дополнительными источниками сноса обломочного материала. Почти полная амагматичность данной стадии развития области представляет, очевидно, результат общей консолидации коры в процессе салаирского тектогенеза. Мощность флишоидной формации в ряде районов достигает 5 км и иногда превышает это значение. Весьма вероятно, что основные прогибы, по крайней мере в начальную стадию

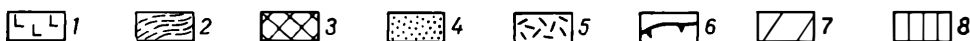
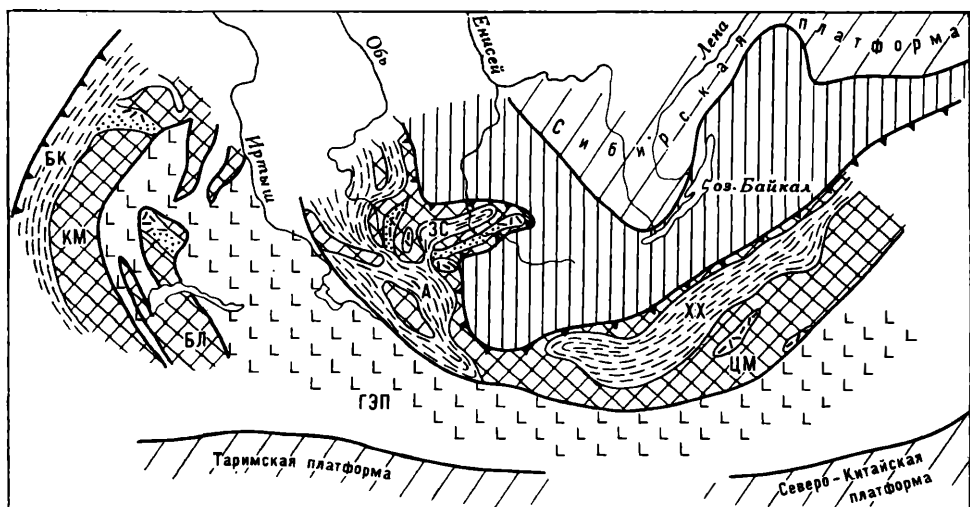


Рис. 32. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса в среднем — позднем кембрии и ордовике (по Л. П. Зоненшайну).

1 — эвгеосинклинальные зоны (прежние океанические области); 2—5 — промежуточные области: 2 — геосинклинальные прогибы, терригенные и др. (окраинные моря, В. Х.), 3 — геоантиклинальные поднятия, 4 — регенерированные прогибы, 5 — проявления андезитового вулканизма (островные дуги, В. Х.); 6 — примерный внешний контур геосинклинального пояса; 7 — платформы; 8 — область орогенной активизации (добавлено мною, В. Х.)
 БК — Байконурский прогиб; КМ — Кокчетавско-Муюнкумское поднятие; БЛ — Балхашское поднятие; А — Алтайский прогиб; ЗС — Западно-Саянский прогиб; ХХ — Хангай-Хэнтэйский прогиб; ЦМ — Центрально-Монгольское поднятие; ГЭП — Главная эвгеосинклинальная полоса

своего развития, представляли глубоководные желоба, сопряженные с островными дугами.

Практически все исследователи области считают, что структурная зональность салаирско-каледонского геосинклинального периода была в общем сходной с современным структурным планом. Исключение составляют, с одной стороны, построения Е. М. Рудича (1973) и, с другой — О. Г. Жеро, Л. В. Смирнова и В. С. Суркова (1974).

Е. М. Рудич, относя метаморфиты Чулышманского поднятия к нижнему палеозою, рисует систему салаирских широтных прогибов, объединяющих южную часть Горного Алтая с Тувой и северную его часть с Минусинской впадиной, а между ними намечает поднятие, протягивающееся на востоке под осевой зоной Западного Саяна. В результате инверсии перед поздним кембрием распределение прогибов и поднятий стало в общем обратным, а переход к современному структурному плану совершился в силуре.

По поводу этих построений можно заметить, что Е. М. Рудич, возможно, в некоторой степени прав, улавливая элементы субширотной зональности в каледонском структурном плане и считая современное разобщение Западно-Саянской и Алтайской ветвей каледонской геосинклинальной системы вторичным. Действительно, намечается тенденция широтной ориентировки выступов досалаирского фундамента в пределах каледонид, ориентировки, согласующейся с общим простираанием Тувино-Монгольского срединного массива. Довольно очевидно также, что кембро-ордовикский бассейн Западного Саяна и Горного (а также Монгольского) Алтая был первоначально единым, и современная разобщенность этих зон связана с позднейшим поднятием, разрывом и отчасти метаморфизмом (другое объяснение — см. ниже). Но вряд ли имеются достаточные основания предполагать наличие поднятия, а не наиболее глубокого прогиба под Центральным Западно-Саянским синклинорием в раннем кембрии и принимать для каледонского этапа

широтный структурный план, к тому же с полной перестройкой (инверсией) в середине кембрия.

С совершенно противоположных, но также крайних позиций эволюция структурного плана области трактуется группой новосибирских исследователей — О. Г. Жеро, Л. В. Смирновым и В. С. Сурковым (1974). По их представлениям, структурные зоны области имели до конца силура в общем северо-запад — юго-восточную ориентировку, со слабым дугообразным изгибом, обращенным выпуклостью к юго-западу. При этом каледониды Горного Алтая (Холзунско-Чуйская зона) и Западного Саяна составляли единое целое. Их разобщение и начало образования круто изогнутых дуговых структур связано, по мнению О. Г. Жеро и соавторов, с перемещением к северо-западу центральных зон относительно западных по Кузнецко-Алтайскому разлому и относительно восточных — по Восточно-Саянскому, произошедшим в основном в позднем силуре. Позднее, уже в конце палеозоя — начале мезозоя произошли дополнительные смещения в основном по разломам близширотного простираения и преимущественно в западном направлении; они и придали структуре области ее современный вид.

По поводу этих взглядов можно заметить, что и в них, вероятно, имеется доля истины — сдвиговые смещения вдоль основных разломов вероятны, для некоторых доказаны, их приуроченность к концу циклов — каледонского и герцинского была бы вполне закономерной, сложная дугообразная форма складчатых зон, скорее всего, вторична. Но предполагаемый масштаб смещений представляется преувеличенным, особенно по Кузнецко-Алтайскому разлому; как отмечалось выше, Западно-Саянская зона могла сочлениваться с Холзунско-Чуйской через район Чулышманского поднятия.

Каледонский этап, раннеорогенная стадия — герцинский этап, раннегеосинклинальная стадия (средний ордовик — силур). Возвращаясь к конкретной истории области, отметим, что в интервале от среднего ордовика до позднего силура зона каледонской консолидации вступила в новую стадию — раннеорогенную (рис. 33). Раньше всего нагупление этой стадии отмечается для Горно-Алтайского мегантиклинория, восточной части Чулышманского антиклинория, Цаганшибэтинской зоны Монгольского Алтая, Уйменско-Лебедского прогиба и Тоджинской впадины Тувы, в то время как в центральном Западно-Саянском прогибе, а также в западной части Чулышманского антиклинория и Хархирской зоне Монгольского Алтая раннеорогенная стадия началась лишь в позднем силуре, а отложения среднего ордовика — нижнего силура еще имеют флишиодный облик. В Хемчик-Систигхемском прогибе эти образования носят характер, переходный от геосинклинального к орогенному, но ближе к последнему. Во всяком случае, во второй половине силура орогенный режим уже господствовал на всей площади центральных зон Алтае-Саянской области. К началу девона он распространился на область не только салаирской, но и байкальской консолидации. Начиная с позднего ордовика и особенно в силуре, местами вновь пробуждается вулканическая деятельность. Типичная позднеордовикская — силурийская вулканогенная моласса известна в Тоджинской впадине и на востоке Монгольского Алтая.

Сопряженно с орогенным (субсеквентным) вулканизмом в конце ордовика и силуре происходило становление пестрого по составу и по размеру плутонов комплекса гранитоидов, известного как шапшальский в Чулышманском антиклинории (он развит и в Западном Саяне). В общем это гранодиоритовая формация; наиболее крупные плутоны известны в Монгольском Алтае. В зоне байкальской консолидации, которая в конце силура — начале девона переживала уже дейтероорогенную стадию, эквивалентом данной формации является огнитский ком-

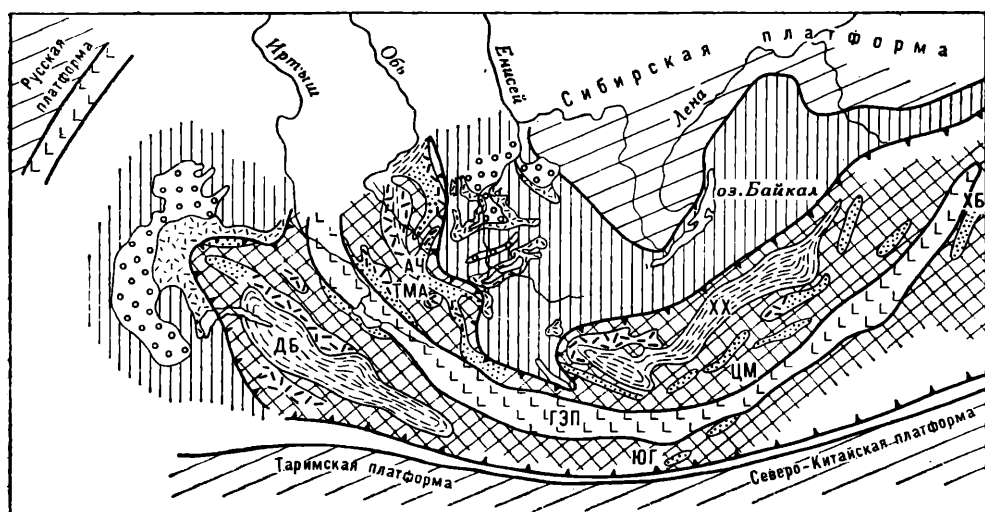


Рис. 33. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса в среднем палеозое (по Л. П. Зоненшайну).

Условные обозначения 1—6 см. рис. 32; 7—8 — внешние области (вторичного орогенеза, В.Х.); 7 — проявления субэквентного вулканизма (краевые вулканические пояса), 8 — межгорные впадины; 9 — платформы; 10 — каледонский континент. ДБ — Джунгаро-Балхашский прогиб, ЧТ — Чингиз-Тарбагатайское поднятие; ГЭП — Главная эвгеосинклинальная полоса; ТМА — Талицко-Монголо-Алтайское поднятие; ХХ — Хангай-Хэнтэйский прогиб; ЦМ — Центрально-Монгольское поднятие; ХБ — Хинган-Буренский массив; ЮГ — Южно-Гобийское поднятие

плекс субщелочных гранитоидов, приуроченный к полосе Главного Саянского разлома.

В западной части Монгольского Алтая орогенные вулканы замещаются геосинклинальными, а в герцинской Зайсан-Гобийской системе в раннем девоне заканчивалось накопление офиолитового комплекса; иначе говоря, орогенной стадии каледонид здесь соответствовала раннегеосинклинальная стадия. Само заложение осевой зоны Зайсан-Гобийской геосинклинали с новообразованием коры океанического типа произошло, очевидно, не позднее конца ордовика — начала силура.

Каледонский этап, позднеорогенная стадия — герцинский этап, позднегеосинклинальная стадия (средний девон — ранний карбон). В девоне вся площадь области, за исключением Зайсан-Гобийской системы, развивалась в общем в орогенном режиме. Наряду с активно воздымавшимися поднятиями Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, периферических зон Западного Саяна, Сангилена, Горного и Монгольского Алтая в это время возникло значительное число межгорных впадин. Среди этих впадин можно различить две основные категории — одни из них заложены на докаледонском основании и отчетливо дискордантны по отношению к этому основанию, другие «вписаны» в структуру каледонид и для них характерно в общем несколько более раннее заложение и меньшая степень несогласия между девонскими и подстилающими отложениями. К первой категории относятся Рыбинская, Минусинская, Центральная Западно-Саянская, Тувинская, отчасти Кузнецкая (восточная часть) впадины; их заложение сопровождалось вулканическими излияниями, вначале преимущественно базальтового, затем более кислого и щелочного (на востоке) состава. Девонские образования этих впадин представляют в основном красную лагунно-континентальную, подчиненно морскую (карбонатные пачки), существенно грубую молассу, ассоциирующуюся с вулканами пестрого состава — от основных до кислых (порфировая фор-

мация). Ко второй категории принадлежат Уйменско-Лебедский, Ануйско-Чуйский, Юстыдский прогибы, западная часть Кузнецкой и Алтае-Салаирская впадины. Несколько особняком стоит резко наложенный Коргонский прогиб. Основные вулканы среднего девона в этих прогибах слагают уже порфиритовую или кварц-кератофировую формацию переходного к геосинклинальному типу. В верхней части среднего и нижней части верхнего девона получает развитие морская сероцветная, местами черносланцевая карбонатно-терригенная, нередко флишеидная формация, что тоже свидетельствует о частичной регенерации геосинклинальных условий. Обращает на себя внимание увеличение мощности и «геосинклинальности» разреза, с одной стороны, вдоль Ануйско-Чуйского прогиба в северном направлении и, с другой стороны, вдоль Юстыдского прогиба в южном направлении, в то время, как на перемычке между ними девон выражен красноцветной вулканогенной молассой.

Девонская геосинклинальная регенерация обычно оказывалась, однако, весьма кратковременной, и осадки позднего девона вновь представлены вулканогенной молассой, которой и заканчивается разрез большей части перечисленных прогибов. Лишь в Кузнецкой, Рыбинской и Алтае-Салаирской впадинах выше несогласно залегает морская туфогенно-терригенно-карбонатная формация нижнего карбона.

Существенно иначе протекало развитие в девоне и раннем карбоне Зайсан-Гобийской геосинклинальной системы. В Колывань-Томском и Зайсанском сегментах погружения в раннем девоне происходили лишь в осевом Новосибирско-Калбинском прогибе и только в среднем девоне распространились на периферические зоны, в частности Рудно-Алтайскую и Жарминскую. В осевой зоне Монгольской сегмента — Заалтайской — раннегеосинклинальная кремнисто-спилито-диабазовая формация охватывает не только силур, но и нижний, а местами и средний девон. В северо-западном и южном направлении вулканы замещаются терригенными осадками, а в северной периферической зоне — карбонатными, причем в обеих периферических зонах намечается несогласие в основании девона, как и на периферии Зайсанского и Колывань-Томского сегментов. В общем в середине девона произошло вовлечение в прогибание новообразованной эвгеосинклинали ее окраин с раздробленной континентальной корой каледонского возраста. В среднем девоне в пределах этих окраин проявляется вулканизм андезитобазальтового и андезитового состава; в Рудном Алтае этот вулканизм сосредотачивается на поднятых блоках, в то время как в опущенных участках накапливаются терригенные осадки. В середине среднего девона отмечена тельбесская фаза поднятий и складчатых деформаций, сопровождающаяся гранитоидным магматизмом. Гранитоиды девонского возраста распространены в виде довольно крупных plutонов не только на восточной и северной периферии герцинской геосинклинали, но и в Горном и Монгольском Алтае, Западном и Восточном Саяне и Туве. Состав их при этом закономерно изменяется от умереннокислых гранитоидов на западе до лейкократовых, аляскитовых и калиевых гранитов на востоке, в области более ранней консолидации. В этой последней области, в Восточном Саяне и Туве, несколько позднее указанных гранитов появляются щелочные и нефелиновые сиениты (последние известны и в Енисейском кряже), а затем щелочные и субщелочные граниты. Иначе говоря, наблюдается характерная по мере движения от островных дуг в сторону континента магматическая полярность. По вполне обоснованному мнению А. А. Мессаковского, именно девонская гранитизация завершила формирование зрелой континентальной коры в пределах той части рассматриваемой области, которая не относится к Зайсан-Гобийской герцинской геосинклинали.

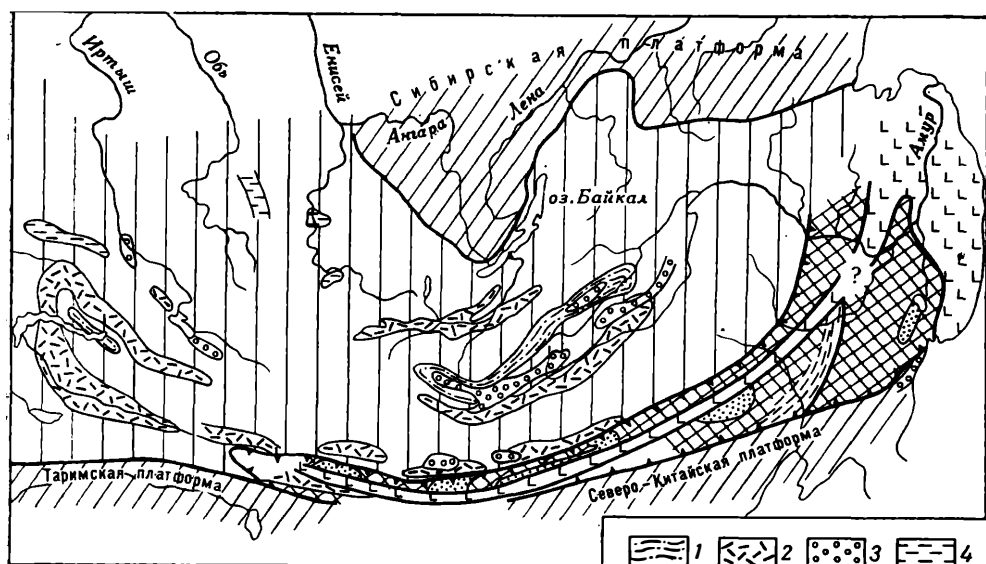


Рис. 34. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса в позднем палеозое (по Л. П. Зоненшайну).

Внешние области (вторичного орогенеза, В. Х.): 1 — остаточные геосинклинальные прогибы; 2 — проявления субэкваториального вулканизма (краевые вулканические пояса); 3 — межгорные прогибы; 4 — впадины с лимническим и паралическим угленакоплением; остальные условные обозначения см. рис. 32

Во второй половине девона и в раннем карбоне в осевой зоне Обь-Зайсанской геосинклинали — Новосибирско-Калбинской накапливается мощная темноцветная морская терригенная формация аспидно-флишевого типа (по своему положению в формационном ряду и тектоническом цикле это должен быть скорее флиш, чем аспидная формация). В периферических зонах проявляется вулканизм андезитового состава, очевидно приуроченный к островным дугам. В Гобийском сегменте роль вулканитов возрастает в восточном направлении; нижний карбон на ряде участков залегает резко несогласно на девоне и представлен очень пестрой гаммой образований — то черносланцевых, то песчано-конгломератовых, т. е. уже молассовых, то вулканогенных — морских или наземных. Все это, очевидно, свидетельствует о том, что раннекаменноугольная эпоха была в данном сегменте временем перехода от геосинклинального периода герцинского цикла к орогенному.

Между тем в той части области, которая была окончательно консолидирована в девоне (см. выше), ранний карбон прошел под знаком господства умеренных поднятий или умеренных же погружений, с накоплением туфогенно-кремнисто-терригенной формации мощностью в сотни метров и выдержанного состава — мы находим ее в Кузнецкой, Минусинской, Рыбинской, Тувинской впадинах. Соответствующий тектонический режим можно квалифицировать как квазиплатформенный.

Герцинский этап, раннеорогенная стадия (средний и поздний карбон + ранняя пермь — рис. 34). В отличие от всей предшествующей истории области переход от геосинклинального периода герцинского этапа к орогенному совершился повсеместно более или менее одновременно, с колебаниями в интервале середина визе — начало намюра. С этим временем совпадают наиболее интенсивные складчато-разрывные деформации и становление широко распространенного саяно-алтайского комплекса гранитоидов, проникших местами и в зону каледонской консолидации.

Большая часть области, включая и герцинскую геосинклинальную систему, в позднем палеозое испытывала поднятие, наиболее интенсивное в пределах этой системы и по ее непосредственной периферии. Отдельные участки области превратились, однако, в прогибы с накоплением сероцветных моласс, сначала (позднее визе — намюр) морских, затем континентальных. Наиболее крупным и глубоким прогибом, развивавшимся в течение всего позднего палеозоя, был Кузнецкий с его мощнейшей, до 9—10 км, угленосной молассой, с небольшими перерывами накапливавшейся от намюра до раннего триаса. Полное обособление Кузнецкого бассейна относится к началу среднего карбона и связано с окончательным подъемом Салаира.

Верхнепалеозойская, в основном средне-верхнекарбоновая и нижнепермская угленосная формация развита, кроме Кузбасса, также в Минусинской, Тувинской, Рыбинской впадинах, но здесь она отличается гораздо меньшей мощностью и угленосностью. Меньшая мощность отражает меньшую тектоническую активность в позднем палеозое области более ранней консолидации.

Крупный межгорный прогиб возник в полосе, проходящей через оз. Зайсан и левобережье Иртыша; он наложен на Калбинскую и Жарминскую зоны Зайсанского сегмента. Более узкие приразломные прогибы образовались вдоль Иртышского и Северо-Восточного разломов. Сравнительно небольшие межгорные прогибы возникли также в Гобийском сегменте; крупнейшим из них является Ноянсомонский. В обоих сегментах — Зайсанском и Гобийском в тылу этих прогибов, соответственно юго-западнее и южнее, а частично в составе их выполнения простирается прерывистый пояс позднепалеозойских вулканитов преимущественно трахиандезитового — трахидацитового состава в Зайсанском сегменте и от базальтового до липаритового — в Гобийском.

Герцинский этап, позднеорогенная стадия (поздняя пермь — ранний триас). Эта стадия не очень четко отделяется от предыдущей, поскольку отвечающие ей континентальные осадочно-вулканогенные образования залегают на образованиях раннеорогенной стадии без крупного несогласия и нередко без существенных изменений литолого-фациального состава. В Кузбассе они составляют в общем единый структурный этаж. В Зайсанском сегменте позднеорогенной стадии отвечает накопление угленосной вулканогенной (туфогенной) молассы в хр. Саур к югу от оз. Зайсан. Кроме того, местами развита наземно-вулканогенная базальтово-липаритовая формация с подчиненным содержанием субщелочных пород. В Гобийском сегменте верхняя моласса P_2 — T_1 отличается практически отсутствием вулканогенного элемента.

Позднепалеозойским вулканитам комагматичен калбинский комплекс нормальных и субщелочных гранитоидов. К нему относится, в частности, огромный, вытянутый вдоль Иртышского разлома Калба-Нарымский батолит. Наиболее молодая фаза калбинского комплекса представлена лейкократовыми и субщелочными разностями. Время формирования комплекса было, вероятно, достаточно длительным — от конца карбона до конца перми или даже начала триаса. Калбинские граниты не ограничиваются в своем распространении герцинской системой, а проникают в Горном Алтае и в ее каледонскую раму. В Западном Саяне и в зонах более ранней консолидации, к востоку от Курайского разлома позднегерцинская активизация выразилась лишь радиометрическими «омоложениями» более древних гранитоидов.

Верхнепалеозойская моласса и вулканиты почти повсеместно, и особенно в хр. Саур и в Гоби, обнаруживают довольно сложную складчато-блоковую структуру, связанную как с подвижками фундамента, так и с тангенциальным сжатием. Интенсивное надвигание Колывань-

Томской и Салаирской складчатых зон на смежные борта Кузнецкого бассейна также свидетельствует о том, что значительные тектонические деформации в Зайсан-Гобийской системе и на ее периферии продолжались до конца палеозоя и даже начала мезозоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. Структуры рифея в северо-западной части Енисейского кряжа. — Геотектоника, 1965, № 2, с. 17—31.
- Берзин Н. А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., Наука, 1967. 146 с.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Геохронология докембрийских гранитоидов Восточного Саяна и Западного Прибайкалья. — Труды XX сессии Комиссии по опред. абсолют. возраста геологических формаций. М., Наука, 1978.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы. — Труды XX сессии Комиссии по опред. абсолют. возраста геологических формаций. М., Наука, 1978.
- Вотах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., Наука, 1968. 138 с.
- Геология СССР. Т. XXIX, Тувинская АССР. Геологическое описание. М., Недра, 1967, 459 с.
- Горжевский Д. И., Муратов М. В. История тектонического развития Рудного Алтая в палеозое. — Сов. геология, 1961, № 11, с. 86—108.
- Дибров В. Е. Тектоника и магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., Недра, 1974. 198 с.
- Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области. — Геотектоника, 1974, № 5, с. 52—60.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., Наука, 1964. 376 с.
- Лепезин Г. Г., Ушаков Е. Н. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму хребта Сангилен. — Докл. АН СССР, 1975, т. 219, № 5, с. 1212—1215.
- Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., Наука, 1969. 284 с.
- Митрофанов Ф. П., Козаков Н. К., Зингер Т. Ф. Раннедокембрийские конгломераты с валунами гранулитов в Сангиленском срединном массиве каледонид Тувы. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., Наука, 1977, с. 232—238.
- Основные проблемы геологии Монголии. М., Наука, 1977. 234 с.
- Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., Наука, 1967. 144 с.
- Постельников Е. С. Байкальский орогенез. М., Наука, 1973. 126 с.
- Рудич Е. М. Соотношение каледонской и герцинской структуры юга Алтае-Саянской области. М., Наука, 1972, 374 с.
- Ротараш И. А., Гредюшко Е. А. История формирования и строения серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области. — Геотектоника, 1975, № 4, с. 73—79.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962. 241 с.
- Сенников В. М. История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике. Барнаул, Алтайское кн. изд-во, 1977. 136 с.
- Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., Недра, 1973. 143 с.
- Херасков Н. Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна. — Геотектоника, 1975, № 1, с. 35—53.

Глава V

БАЙКАЛО-МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ БАЙКАЛЬСКО-КИММЕРИЙСКОГО ВОЗРАСТА

1. Основные черты структуры и главные подразделения

Складчатая Байкало-Монголо-Охотская область представляет наиболее восточное звено Урало-Монгольского, или Центрально-Азиатского, складчатого геосинклинального пояса, на востоке смыкающееся с Тихоокеанским поясом и испытавшее в своем развитии его несомненное влияние. Область эта составляет прямое продолжение Алтае-Саяно-Монгольской и ее граница с последней является в значительной мере



Рис. 35. Тектоническая схема Байкало-Монголо-Охотской складчатой области.

1 — архейский комплекс: а — непереработанный, б — частично переработанный; 2—3 — платформенный чехол: 2 — палеозойский, 3 — мезо-кайнозойский; 4 — докембрийский, в основном нижне- и среднепротерозойский, частично архейский и рифейский комплекс; 5 — байкальский геосинклинальный комплекс; 6 — салаирский геосинклинальный комплекс; 7 — каледонский геосинклинальный комплекс; 8 — раннегерцинский геосинклинальный комплекс; 9 — герцинский орогенный комплекс: а — моласса без вулканитов, б — с вулканитами; 10 — позднегерцинский геосинклинальный комплекс; 11 — мезозойские вулканические пояса; 12 — раннекеммерийский тафрогеосинклинальный комплекс; 13 — кайнозойский рифтогенный комплекс; 14 — молодые базальты; 15 — офиолитовые пояса; 16 — границы платформы

Антиклинории и поднятия: ЧТ — Чуйско-Тонодский, Н — Нечерский, МЯ — Малханско-Яблоновский, БВ — Байкало-Витимский, ТД — Тукурингро-Джагдинский, синклинии: Х — Хангайский, ХД — Хэнтэй-Даурский, БА — синклинорий Б. Хингана, Б — Бодайбинский, М — Мамский, ВАг — Восточно-Агинский, ВА — Верхнеамурский, УШ — Удско-Шантарский; зоны: ЖП — Жуинско-Патомская, ЗС — Зее-Селемджинская, Г — Гиринская, МХ — Малохингано-Ханкайская, БД — Борщевочно-Джагдинская; ША — Шавли-Аянская; прогибы: Бр — Бурейский, О — Ольдойский, А — Амуро-Зейский, ВЗ — Верхнезейский, У — Удский, Т — Торомский; синеклизы: ЗБ — Зее-Бурейская, С — Сунляо, Х — Хамцатская

условной (рис. 35). Она совпадает со сменой северо-западных простираций структур северо-восточными вдоль меридиональной полосы, лежащей на южном продолжении южного выступа древней Сибирской платформы¹. Помимо иного общего простираения, структурный план области отличается и другими особенностями, в частности существенной ролью меридиональных линеаментов. Но главной ее отличительной

¹ В. И. Тихонов (Основные проблемы..., 1977) проводит здесь разлом, лежащий на южном продолжении Таймыро-Байкальского линеамента Сибирской платформы.

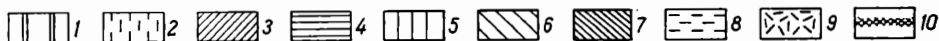
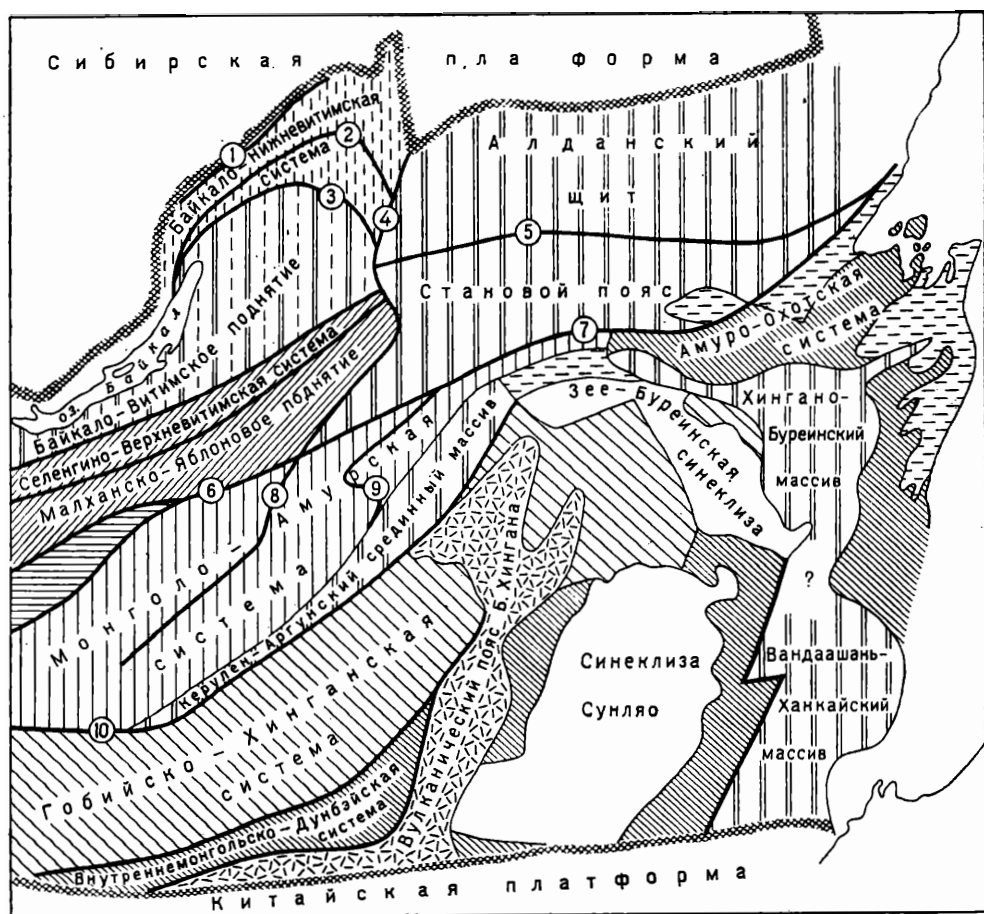


Рис. 38. Тектоническое районирование Байкало-Монголо-Охотской складчатой области.
 1 — Алданский щит и срединные массивы; 2 — байкалиды; 3 — салаириды; 4 — каледониды; 5 — герциниды; 6 и 7 — поздние герциниды; 8 — киммериды; 9 — вулканно-плутонические пояса; 10 — граница платформ; разломы: 1 — краевой Байкальский; 2 — Абцадско-Верхнежуйский; 3 — Мамско-Витимский; 4 — Жуинский (Ничатский); 5 — Становой; 6 — Главный Монголо-Охотский; 7 — Северо-Турунгрский; 8 — Онон-Турунгрский; 9 — Восточно-Агинский; 10 — Ихэбогдинский

чертой является частная регенерация геосинклинального режима в мезозое.

Со времени работ А. Е. Ферсмана большая часть области именуется Монголо-Охотским поясом (или системой). Мы присоединяем к этому поясу Байкало-Нижневитимскую байкальскую складчатую систему в виде крутой дуги наращивающую пояс к северу на его западном участке. Байкало-Нижневитимская система на востоке ограничивается Жуинским (Ничатским) меридиональным разломом, упираясь вдоль него в южный выступ Алданского щита Сибирской платформы (рис. 36). Площадь, находящаяся внутри Байкало-Нижневитимской дуги, рассматривалась (Салоп, 1964, 1968) как эвгеосинклинальная зона байкалид. Новые данные указали на широкое распространение здесь геосинклинального, а не орогенного венда — нижнего кембрия и на решающую роль салаирского тектогенеза в формировании складчатой структуры (Бутов и др., 1974). Это дает основание рассматривать данную площадь вместе с выделявшейся ранее к юго-западу и югу от нее В. А. Амановым Селенгино-Яблонской системой как единую Селенгино-Верхневитимскую са-

лаирскую складчатую систему. Границей между байкалидами и салаиридами служит Джидинско-Витимский разлом. На востоке Селенгино-Верхневитимскую систему, как и Байкало-Нижневитимскую, срезает южное продолжение Жуинского разлома. На юге Селенгино-Верхневитимская салаирская система ограничивается протягивающимся с тем же восток-северо-восточным простираением крупным поднятием раннедокембрийского фундамента — Малханско-Яблоновым, продолжающим к западу Становой пояс. Условно мы включаем эту зону в состав Селенгино-Верхневитимской системы, поскольку лишь к югу (юго-юго-востоку) от нее простирается Монголо-Охотский пояс, точнее Монголо-Амурская складчатая система, отделенная от Селенгино-Верхневитимской системы на западе и Алдано-Станового щита Сибирской платформы на востоке одним из крупнейших в Азии Главным Монголо-Охотским разломом. Северным выступом Хингано-Буреинского срединного массива (см. ниже) Монголо-Амурская системы расчленяется на два почти полностью обособленных сегмента: Монголо-Забайкальский и Амуро-Охотский (Л. И. Красный), нередко рассматриваемые как самостоятельные системы (Монголо-Забайкальская система В. А. Амантова). Заложение Монголо-Амурской геосинклинальной системы относится к рифею, и первым значительным орогенезом был раннебайкальский. Наиболее существенное значение имел герцинский орогенез, за которым, однако, последовала частичная регенерация геосинклинальных условий в мезозое, наиболее интенсивная на востоке (Амуро-Охотский сегмент). Заключительным эпигеосинклинальным орогенезом на западе был раннекиммерийский, на востоке — позднекиммерийский. Юго-восточным ограничением западного (Монголо-Забайкальского) сегмента Монголо-Амурской системы является Керулен-Аргунский срединный массив. Он отделяет Монголо-Забайкальскую геосинклиналь от Гобийско-Хинганской герцинской складчатой системы. Последняя представляет прямое продолжение описанной уже Зайсан-Гобийской системы, и простирается вначале в восток-северо-восточном, а затем в северо-восточном направлении, сливаясь на севере (или приходя в торцовое сочленение) с Монголо-Амурской (Забайкальской) системой и ограничиваясь на востоке Хингано-Буреинским срединным массивом (Нагибина, 1963, 1969). К Гобийско-Хинганской системе с юга почти непосредственно прилегает позднегерцинская Внутреннемонгольско-Дунбэйская складчатая геосинклинальная система. Сохраняя субширотное простираение, эта наиболее южная система области протягивается прямо на восток к г. Гирину в Южном Дунбэе и здесь, по-видимому, отчасти вырождается к югу от Хингано-Буреинского массива, первоначально представлявшего северо-восточный выступ Китайско-Корейской платформы (А. М. Смирнов). Однако от этой платформы данный массив отделяется далее восточным продолжением крупнейшей трансевразийской широтной зоны разломов, ограничивающей весь Центрально-Азиатский складчатый геосинклинальный пояс, включая Тянь-Шань с юга, и выходящей к Японскому морю южнее Владивостока. Значение этой зоны разломов, продолжающей Сарматско-Туранский (Донецко-Гиссарский) линеамент как одной из важнейших в Евразии было недавно справедливо подчеркнуто Д. П. Резвым (1974).

Сложная структура и история развития Байкало-Монголо-Охотской области изучены еще недостаточно, в особенности в пределах Дунбэя (КНР). Для советской территории имеются многочисленные работы. Наиболее крупным обобщением по Байкало-Витимской горной стране, после работ Е. В. Павловского (1948, 1956, 1960), явилась двухтомная монография Л. И. Салопа (1964, 1967); по Монголо-Охотскому поясу основными являются труды М. С. Нагибиной (1963,

1969), для его забайкальской части также В. А. Амантова (1975) и Е. Н. Алтухова, А. Д. Смирнова, Л. Н. Леонтьева (1973), а для Амуро-Охотского сегмента — Л. И. Красного (и сводки, вышедшие под его редакцией). Данные по территории Монголии обобщены в «Тектонике Монгольской Народной Республики» (1974). В монографии Л. П. Зоненшайна (1973) дана общая схема структуры Центрально-Азиатского пояса, включающая и рассматриваемую область. Однако в целом сопряжение области с Тихоокеанским поясом изучено еще явно недостаточно (см. книгу «Общие и региональные проблемы Тихоокеанского пояса», 1974); это относится и к территории СССР, ибо можно подозревать, что Амуро-Охотский сегмент имеет значительно более сложную структуру, чем это рисуется в настоящее время.

2. Байкало-Нижневитимская байкальская складчатая геосинклинальная система и Байкало-Витимское поднятие

Эта система занимает северную часть Байкало-Витимской горной страны и сложена как позднедокембрийскими, так и более древними толщами; в плане она имеет резко выраженную дугообразную форму, обращенную выпуклостью к северу, и упирается на востоке в Жуинский (Ничатский) разлом. Основные структурные зоны повторяют форму дуги, но к югу происходит ее постепенное выполаживание.

Позднедокембрийский геосинклинальный комплекс системы подстилается геосинклинальным нижнепротерозойским. При этом наблюдается общее соответствие простираний обоих комплексов, и ряд исследователей говорит даже об унаследованном и сквозном развитии системы в течение всего протерозоя. Однако перерыв и смена тектонического режима в конце раннего и начале позднего протерозоя достаточно очевидны (см. ниже).

В работах Л. И. Салопа указывается на существование в пределах системы глыбовых выступов архея в основном по присутствию пород первичнометаморфизованных в гранулитовой фации. Одна из таких глыб — Байкальская — выделяется в средней части оз. Байкал, другая — Муйская — на востоке, близ границы с Алдано-Становым щитом. Некоторые более поздние исследователи отрицают архейский возраст пород, слагающих эти глыбы, особенно Байкальскую. Однако для Муйской глыбы такой возраст подтверждается резко несогласным соотношением ее внутренней структуры с раннепротерозойским обрамлением. Муйская глыба возможно образована аналогами станового комплекса (Клитин, и др., 1970). Что касается нижнего протерозоя, то в новейших работах (Клитин, Павлова, 1974; Божко, Демина, 1974) подчеркивается типично эвгеосинклинальный, офиолитовый характер низов его разреза, что, впрочем, отмечалось уже Л. И. Салопом. Действительно, эта часть нижнего протерозоя образована ортоамфиболитами, амфиболовыми сланцами, празинитами, отчасти метадиабазами, порфироидами и кремнистыми сланцами, с которыми ассоциируются габброиды, перидотиты, пироксениты и серпентиниты. В этой же секции нижнепротерозойского разреза размещены тела плагиогранитов (муйский комплекс), вытянутые согласно с зонами рассланцевания. Нижняя часть нижнего протерозоя, метаморфизованная в амфиболитовой фации несогласно перекрывается верхней частью, начинающейся кварцевыми гравелитами и сложной кварцитами, карбонатно-хлоритовыми зелеными сланцами, основными эффузивами, а выше — сланцами, известняками, эффузивами и железистыми кварцитами. Весь этот явно эвгеосинклинальный нижнепротерозойский комплекс (муйская серия), смятый и метаморфизованный в кеарельскую эпоху, ны-

не слагает Байкало-Витимское поднятие в пределах внутренней зоны байкалид.

Нижнепротерозойские образования, развитые севернее и выступающие в Чуйско-Нечерском антиклинории (чуйская серия), отличаются более низкой степенью метаморфизма, в общем не выходящей за пределы зеленосланцевой фации, и преобладанием апотерригенных пород при резко подчиненном значении карбонатных и вулканогенных.

В обеих зонах весь разрез нижнего протерозоя пересекается интрузиями лейкократовых гранитов и гранито-гнейсов, по которым и определяется (радиометрически) нижнепротерозойский возраст вмещающих пород.

Следующий структурный комплекс Байкало-Нижневитимской системы относится к среднему протерозою и имеет принципиально иную тектоническую природу. К нему принадлежат прежде всего образования Аkitканского, или Северо-Байкальского, вулканоплутонического пояса (Бухаров, 1973), протянувшиеся в северо-восточном направлении на 500 км вдоль северо-западного побережья оз. Байкал и далее почти до р. Б. Патом, следуя краевому шву Сибирской платформы. Сложен аkitканский комплекс вулканогенной молассой очень большой (не менее 5 км) мощности, с вулканидами от основных до кислых, а также гнейсовидными гранитами и гранит-порфирами, тела которых вытянуты по простиранию пояса; имеются и другие разности гранитоидов. Аkitканская серия залегает на породах нижнего протерозоя с резким угловым несогласием и известно древнее 1700—1600 млн. лет. Несколько более молодой возраст может иметь развитая на крыльях Чуйско-Нечерского антиклинория тепторгинская серия квазиplatformенного характера, состоящая из кварцито-сланцевой формации в нижней части и метавулканогенной (вулканиды основного состава — метаморфизованные траппы?) в верхней. Аkitканская серия испытала в общем весьма слабый метаморфизм (низшие ступени зеленосланцевой фации), повышающийся в зонах разломов, тепторгинская — несколько более интенсивный, что естественно объясняется ее структурным положением¹.

Главный структурный комплекс рассматриваемой системы — байкальский включает образования среднего и верхнего рифея. Он наиболее полно развит во внутренних синклинориях — Мамском и Бодайбинском, расположенных между Чуйско-Нечерским антиклинорием и Байкало-Витимским поднятием, где достигает мощности порядка 10—12 км. Нижняя часть разреза здесь выражена терригенной формацией, с большим содержанием грубо- и крупнообломочных пород — продуктов размыва обрамляющих поднятий. Терригенная формация сменяется терригенно-карбонатной или карбонатной; широкое развитие онколитовых и строматолитовых известняков и доломитов свидетельствует о шельфовой обстановке и лишь углисто-кремнисто-карбонатные литофации с фосфоритами должны быть относительно глубоководными образованиями. Завершается формационный ряд рифея углисто-флишовой формацией. В южном крыле Бодайбинского синклинория в составе рифея появляются вулканиды.

Принципиально аналогично построен рифейский разрез во внешних прогибах — узком Прибайкальском и более широком и крупном Патомском, лежащем в вершине Байкало-Нижневитимской (Патомской) дуги. Однако определенные отличия имеются; так, в Прибайкальском прогибе мощность рифея («трехчленный байкальский комплекс») составляет всего 4 км, отчасти, возможно, за счет более позднего, в

¹ Л. И. Салоп и его сотрудники доказывают переход аkitканской серии к юго-востоку в терригенную толщу и далее сопоставляют последнюю с тепторгинской.

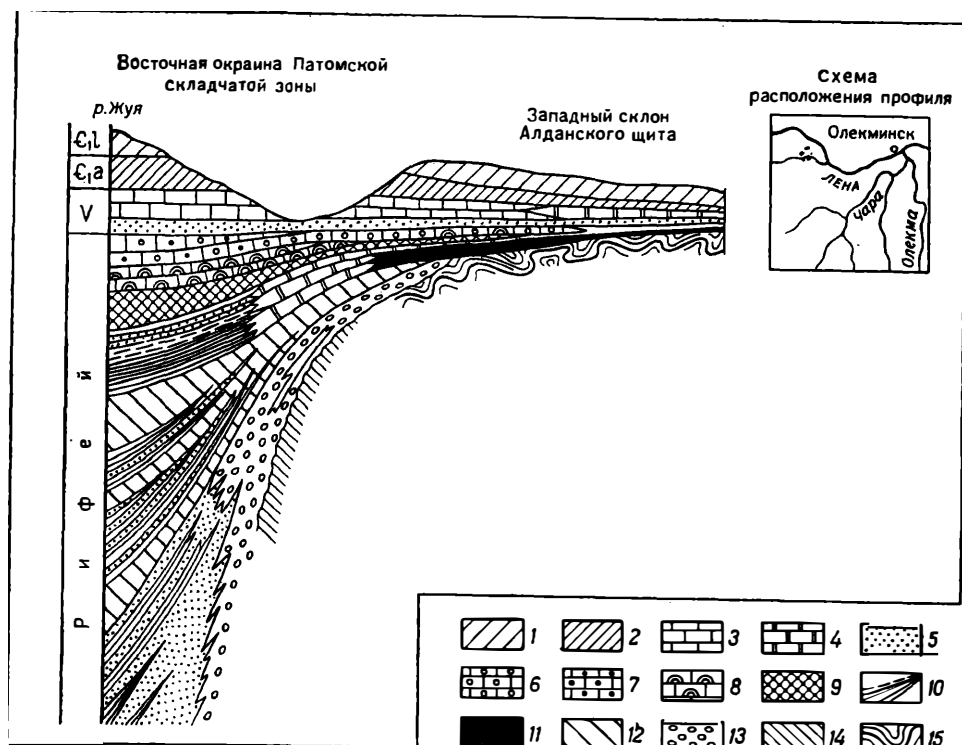


Рис. 37. Схематический стратиграфический профиль через восточную окраину Патомского нагорья (по К. А. Клинтину и др., легенда сокращена).

1 — известняки и доломиты с фауной трилобитов и брахиопод; 2 — пестроцветные доломиты и мергели, известняки; 3 — битуминозные известняки, доломиты и их брекчии; 4 — доломиты; 5 — глауконитовые песчаники (венд); песчаники (рифей); 6 — оолитовые, реже водорослевые известняки; 7 — песчаные известняки; 8 — водорослевые, реже оолитовые, известняки; 9 — пестрые глинистые сланцы и мергели; 10 — черные сланцы; 11 — на западе — чередование доломитов и песчаников, на востоке — песчаники, с конгломератами в основании; 12 — темные, часто онколитовые известняки, известковистые сланцы; 13 — конгломераты (тиллоиды, В. Х.); 14 — кварциты и кристаллические сланцы; 15 — гнейсы и граниты

конец среднего рифея, начала накопления и (или) размыва верхов верхнего рифея. В Патомском прогибе (рис. 37) в основании нижней терригенной и средней — карбонатной формации появляются, особенно на верхнем уровне, довольно мощные тиллоиды (в последнее время они установлены и в основании прибайкальского рифея). По всей вероятности, как предполагал Г. Ф. Лунгерсгаузен, они имеют ледниковое (мариногляциальное) происхождение, т. е. являются настоящими тиллитами, хотя Н. М. Чумаков и считает их оползневыми образованиями, отрицающая ледниковый генезис. Наконец, самая верхняя часть рифея в Патомском прогибе выражена мощными органогенными карбонатами (барьерный риф?). Рифейские образования в общем и особенно во внешних прогибах испытали в целом лишь очень слабый — начальный региональный метаморфизм, который несколько усиливается по периферии внутренних прогибов.

К концу рифея — началу венда относится проявление в Байкало-Нижневитимской системе восходящих тектонических движений, деформаций и гранитоидного магматизма основной эпохи байкальского тектогенеза. Байкальские гранитоиды известны лишь во внутренних прогибах — Мамском и Бодайбинском; это так называемый мамско-оронский комплекс гранито-гнейсов, гранитов и слюдоносных пегматитов; с последними связаны месторождения слюды Мамского района.

Байкальский орогенный комплекс имеет в основном вендский возраст и развит довольно узкими полосами по северо-запад-

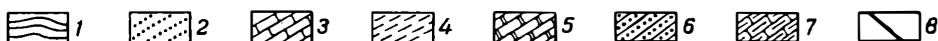
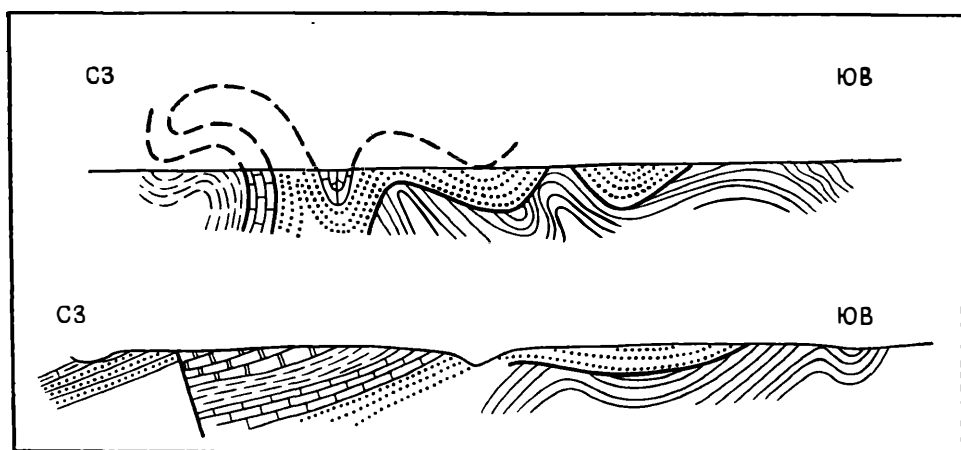


Рис. 38. Несогласное залегание жербинской свиты венда на валихтинской свите рифея в бассейне р. Малой Чун (по В. К. Головенку, легенда несколько изменена).

1 — сланцы валихтинской свиты; 2—3: 2 — песчаники жербинской свиты, 3 — известняки тинювской свиты; 4—6 — кембрий: 4 — пестроцветная свита (алданский ярус), 5 — известняки и доломиты ленского яруса, 6 — красноцветы верхолонской свиты (Е₃); 7 — нижний ордовик, пестроцветные известняки; 8 — разлом

ной и северной периферии системы — в Прибайкалье и в окаймлении Патомского нагорья. Только в первом районе он выполняет прогиб типа передового (краевого) и представляет настоящую молассу. В низах это грубообломочная сероцветная ушаковская свита мощностью до 1200 м, в верхах — пестроцветная лагунная карбонатно-терригенная мотская свита до 450 м. В направлении платформы ухаковская свита выклинивается, а мотская уменьшается в мощности и ложится прямо на кристаллический фундамент. Ушаковская свита налегает несогласно на «байкальский комплекс» и содержит гальку пород как среднего, так и верхнего рифея, не доказанного в составе самого комплекса (Дольник, Воронцова, 1973).

В Северо-Патомском районе несогласие между рифеем и вендом выражено очень слабо, и в прекрасном разрезе по р. Лене рифейские, вендские и палеозойские, до силура включительно, отложения сматываются конформно, очевидно, в позднекаледонскую эпоху. Только в северо-западном борту Чуйского антиклинория В. К. Головенком описано угловое несогласие на этом уровне (рис. 38). Вендский комплекс в низах сложен косослоистыми глауконито-кварцевыми песчаниками, местами с конгломератами и гравелитами в основании, битуминозными известняками и доломитами в средней части и пестроцветными эвапоритово-терригенными образованиями в верхней.

В южной части системы, на Байкало-Витимском поднятии, вендская моласса огромной (до 9—10 км! — Бутов и др., 1974)¹ мощности, согласно перекрываемая субплатформенной, но также довольно мощной карбонатной формацией нижнего — среднего кембрия, сохранилась в отдельных грабен-синклиналях.

Переходя к структурной характеристике Байкало-Нижневитимской складчатой системы, необходимо прежде всего еще раз подчеркнуть, что окончательное формирование ее структуры относится не к байкальской или даже салаирской, а только к позднекаледонской эпохе, хотя геосинклинально-протоорогенное развитие закончилось к началу кем-

¹ Нельзя согласиться с авторами данной работы в том, что эти образования не являются орогенными, ибо ничем другим они быть не могут, а их трансгрессивный характер вполне естествен для перехода от молассы к платформенному чехлу.

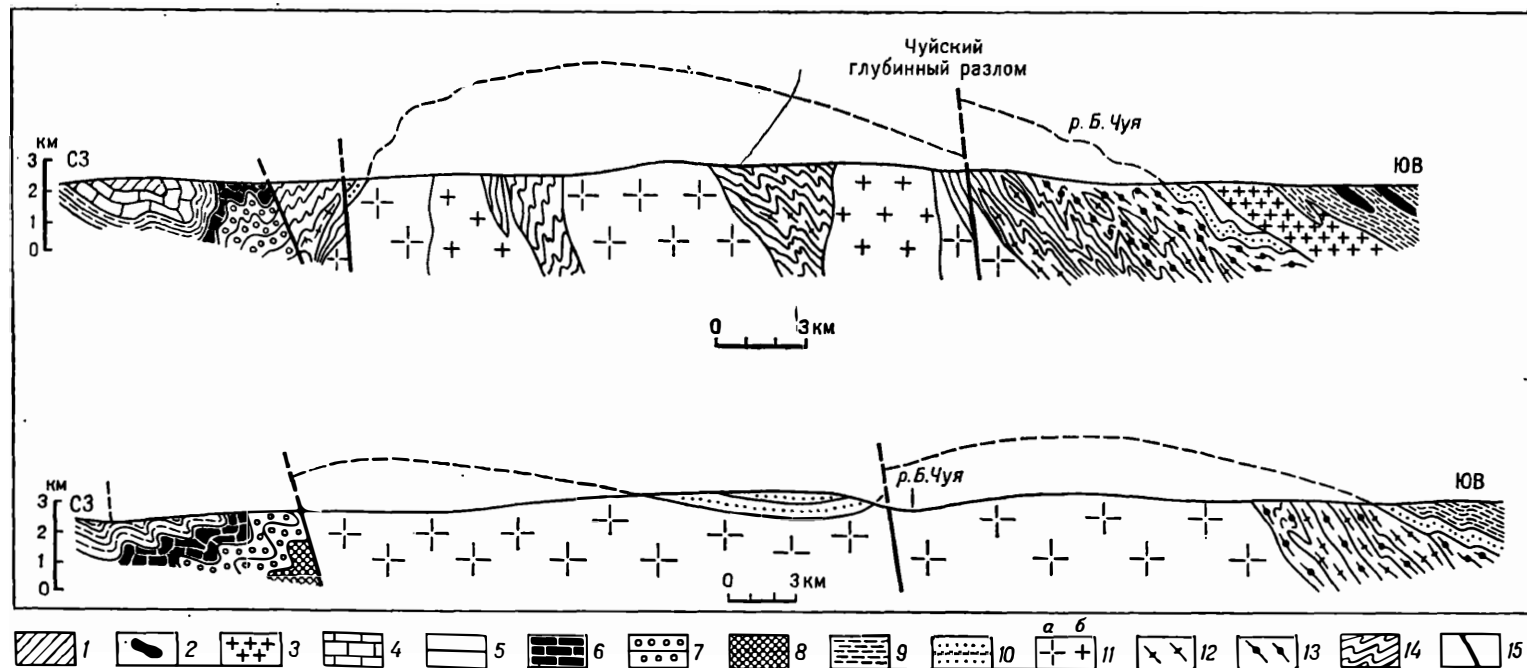


Рис. 39. Геологический разрез через Чуйский антиклинорий (по В. А. Наумову).

1 — нижний кембрий (венд, В. Х.), жербинская свита; 2—9 — верхний протерозой: 2 — пегматиты, 3 — мамско-оронские граниты, 4 — ченчинская и жуинская свиты, 5 — валихтинская свита, 6 — баракунская свита, 7 — джемкукан-

ская свита, 8 — конкудерская свита, 9 — витимская свита; 10 — средний протерозой; пурпильская свита; 11 — нижний протерозой, чуйско-кодарские гранитоиды: а — первая интрузивная фаза; б — вторая интрузивная фаза; 12 — угольканские гнейсо-граниты; 13 — чуйская свита; 14 — нуруканская свита; 15 — разломы

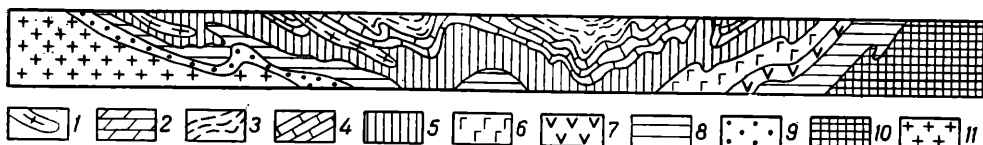


Рис. 40. Поперечный профиль через Мамский синклинирий (по В. А. Наумову).

1 — складчатые гранито-гнейсы мамского комплекса; 2 — мамская серия (рифей или нижний протерозой? В. Х.); 3 — мраморы, известково-силикатные породы, 4 — дистенсодержащие сланцы и мраморы, 5 — известково-силикатные породы, 6 — глиноземистые сланцы, 7 — основные эффузивы, конгломераты, 8 — основные эффузивы, 9 — кварцито-гнейсы; 9—10 — нижний протерозой; 9 — горизонт ставролитовых сланцев и кварцитов, 10 — муйский вулканогенный комплекс; 11 — гранито-гнейсы чуйского комплекса

брия. Поэтому неудивительно, что по северо-западной и северной периферии системы, вдоль внешнего края Байкало-Патомской дуги рифейско-вендские образования надвинуты, местами даже шарьированы на отложения кембро-силура, выполняющие уже окраинно-платформенные Ангара-Ленский, Нюйский и Березовский прогибы. Параллельно этому краю простираются линейные складки рифея — венда Жуинско-Патомской зоны, возникшие на месте одноименного внешнего прогиба геосинклинальной системы. В самой вершине дуги происходит торцовое сочленение этих складок, имеющих на данном участке северо-западное простирание с подходящими с севера субмеридиональными (ССВ) складками Уринской интракратонной складчатой зоны (см. гл. II). На юге Жуинско-Патомская зона граничит с Чуйско-Тонодским и сменяющим его на юго-востоке Нечерским антиклинориями со сложной деформированными нижнепротерозойскими ядрами и пологоскладчатыми, сложенными средним рифеем, крыльями (рис. 39). В направлении Прибайкалья Жуинско-Патомская зона резко суживается, и Чуйский антиклинорий отделяется от краевого надвига лишь узкой полоской рифея («трехчленный байкальский комплекс»).

Южная зона системы представлена Мамским и Бодайбинским синклиниориями, сильно отличающимися и по общей морфологии, и по внутренней структуре. Мамский синклиниорий, расположенный на северо-западном фланге системы — типично линейная структура, с напряженной антивергентной складчатостью, заметным региональным метаморфизмом выполняющих его рифейских толщ, большим числом мелких тел гранитоидов и гранит-пегматитов, цепочкой вытянутых вдоль оси синклиниория (рис. 40). Бодайбинский синклиниорий, знаменитый своей золотоносностью и находящийся прямо в тылу Байкало-Патомской дуги, представляет овально-округлую впадину широтного простирания, выполненную мощнейшим (до 15 км) рифеем, очень слабо метаморфизованным в центре и северном борту впадины и более интенсивно в ее южном крыле. Внутренняя структура синклиниория характеризуется сложной линейной складчатостью; складки большей частью симметричные, за исключением северного крыла, где развиты опрокинутые к югу и даже лежащие складки и проявлены пологие надвиги, даже шарьяжи в направлении оси синклиниория. Не исключено, что севернее, вместе с зоной пологих деформаций они составляют элемент крупного шарьяжа, перемещенного с юга, а не с севера. В обоих синклиниориях, особенно в их крыльях крупные, километровые складки осложнены более мелкой, обычно изоклинальной складчатостью; широко развиты кливаж и явления будинажа. Плутоны гранитоидов имеются и в Бодайбинском синклиниории, особенно по его периферии, и в Марском валообразном поднятии, отделяющем Бодайбинский синклиниорий от Мамского.

Южное ограничение системы составляет крупный, образующий в плане пологую дугу Байкало-Витимский антиклинорий.

Сложен он в основном интенсивно деформированным и гранитизированным эвгеосинклинальным нижним протерозоем. В восточном фланге могут присутствовать глыбы более древних пород — аналогов станового комплекса (архей, переработанного в раннем протерозое). На всю эту структуру несогласно наложены выполненные вендом — кембрием (V — E) грабен-синклинали и крупные плутоны салаирских гранитоидов (баргузинский комплекс, см. ниже).

Лежащий еще южнее Баргузино-Витимский синклинорий представляет зону, переходную между областями байкальской и салаирской складчатости, и будет рассмотрен ниже.

В заключение нельзя не отметить появление в последнее время принципиально нового взгляда на структуру внутренних зон Байкало-Нижневитимской системы. Так, В. С. Федоровский считает отложения, выполняющие Мамский и Бодайбинский синклинории, не рифейскими, а нижнепротерозойскими аналогами удоканской серии западной части Алданского щита. Соответственно доказывается, что все пространство между внешним Байкало-Патомским рифейским прогибом и Селенгино-Верхневитимской салаирской системой сложено практически лишь нижним докембрием, а роль Жуинского разлома как западной границы Алданского щита в значительной мере утрачивается. Впрочем, остается отличие, связанное с широким распространением эвгеосинклинальных низов нижнего протерозоя (муйской серии), а следовательно раннепротерозойской океанической коры, и общим дугообразным структурным рисунком системы.

3. Селенгино-Верхневитимская¹ салаирская складчатая геосинклинальная система

Эта система непосредственно продолжает к восток-северо-востоку зону салаирской складчатости южной окраины Тувино-Монгольского срединного массива — так называемую Джидинскую зону. С юга отделена Главным Монголо-Охотским разломом и его продолжением в Монголии — Ханхухэйским разломом от области также консолидированной в салаирскую эпоху, но пережившей регенерацию геосинклинальных условий в среднем палеозое — регенерацию, последовательно нарастающую в северо-восточном направлении. На северо-востоке Селенгино-Верхневитимская система выклинивается по разломам, упираясь в южную окраину Алдано-Станового выступа Сибирского кратона.

Основной период геосинклинального развития системы начался, очевидно, как и западнее, в самом конце рифея или венде. Этот возраст могут иметь выступающие в ряде мест зеленые сланцы. Более глубокометаморфизованные породы — гнейсы и кристаллические сланцы, а также связанные с ними гранитоиды обнажаются в основном в южной Малханско-Яблоновой зоне в ядрах гнейсовых куполов. Малханско-Яблоновая зона лежит на прямом продолжении Станового пояса южного обрамления Алданского щита, отделяясь от него нечетко выраженной зоной разломов северо-северо-восточного простирания, проходящей через район Читы и лежащей в общем на продолжении Жуинского разлома. Этой же зоной разломов определяется восточное замыкание осевой полосы Селенгино-Верхневитимской системы. Главный геосинклинальный комплекс данной системы относится к нижнему кембрию (частично, к венду и низам среднего кембрия) и состоит из сочетания следующих формаций: терригенной, флишовой, спилито-диабазовой, спилито-кератофировой, рифово-известняковой. Рифы и более кислые вулканы, естественно, тяготеют к участкам

¹ Селенгино-Яблоновая, по В. А. Амантову (Геологическое строение СССР, II, 1968); Уда-Витимская ряда других исследователей (Алтухов и др., 1973). Последнее название может относиться к центральной зоне системы.

ранних, возможно остаточных поднятий. К северу и северо-востоку, в верховьях Витима, намечается замещение вулканогенных формаций карбонатно-терригенными, т. е. вырождение системы (Булгатов, 1973). Общая мощность геосинклинального комплекса 5—6 км. Деформации линейные, в целом довольно интенсивные. Примерно одновременно с ними и несколько позднее происходило становление габбро-диорит-плагиогранитной интрузивной формации.

Орогенные образования салаирского комплекса — верхнекембрийская, частично, возможно, ордовикская грубая красноцветная моласса, залегает резко несогласно на геосинклинальном комплексе, выполняя небольшие грабен-синклинали, в пределах которых она довольно интенсивно деформирована. На северо-востоке, в Баргузино-Витимской зоне, эти образования обычно рассматривались как вендско-нижнекембрийские, т. е. как байкальская моласса (Салоп, 1967; Клигин и др., 1970), но теперь их возраст считается верхнекембрийским (Бутов и др., 1974), с чем в общем согласился и Л. И. Салоп (1974). Это обстоятельство вместе с обоснованием раннепалеозойского возраста гранитов Баргузинского комплекса, образующих огромный (120 тыс. кв. км) Ангара-Витимский батолит, и приводит к выводу о принадлежности Баргузино-Витимской зоны к салаирской, а не байкальской складчатой системе.

Вместе с тем по крайней мере северная часть Баргузино-Витимской зоны обладает известной спецификой истории развития, а соответственно и разреза. Прежде всего здесь и в рифее, и в венде, и в кембрии отсутствуют вулканиты, столь характерные для зоны салаирской складчатости; они появляются лишь южнее, причем имеют кислый состав. Далее, молассы развиты в этом районе на двух уровнях — вендском (верхневендском?) и средне-верхнекембрийском. Вендскую молассу, здесь уже не пестро-, а сероцветную можно было бы считать эпигеосинклинальной, протоорогенной, а кембрийскую — продуктом салаирской активизации, последовавшей за господством платформенных условий в раннем кембрии (повсеместное накопление карбонатов), т. е. дейтероорогенной, по К. В. Боголепову. Однако предвендское (предверхневендское) несогласие, если верить Ю. П. Бутову и его соавторам, в значительной мере затухает, и основное значение приобретает внутрикембрийское, салаирское. По новым данным Л. И. Салопа и Л. А. Козутовой, граниты являются здесь в основном не салаирскими, а байкальскими, что подтверждает тяготение этой полосы к байкалидам.

Оригинальную и заслуживающую внимания точку зрения на тектоническую природу Баргузино-Витимского междуречья высказал недавно Е. Н. Алтухов (1974). Он выделяет в этом районе срединный массив, но приводимая аргументация представляется спорной ввиду резкого занижения возраста развитых здесь осадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов.

Заканчивая характеристику Селенгино-Верхневитимской системы, отметим еще наличие на западе выходов гипербазитов вдоль осложняющих ее разломов. Укажем также на развитие в ее пределах мезозойских (J+K) впадин и полей верхнепалеозойских и мезозойских дейтероорогенных вулканитов; они будут рассмотрены несколько ниже.

4. Монголо-Амурская герцинско-киммерийская складчатая геосинклинальная система — Монголо-Забайкальский сегмент, герцинская структура

Эта система занимает стержневое положение в северной части области, составляя ее наиболее крупную, наиболее широкую и наиболее сложную структурную единицу. В ней четко выделяется два сегмента (звена): Монголо-Забайкальский и Амуро-Охотский, разделенные северным выступом Хингано-Буреинского массива. Северным ог-

раничением системы является зона Главного Монголо-Охотского разлома (Горжевский, Лазько, 1961), довольно широкая, весьма типично выраженная, сопровождаемая проявлениями динамотермального метаморфизма и многократной магматической деятельности.

Монголо-Забайкальский сегмент в своей западной, находящейся в пределах МНР, части (Хангай-Хэнтэйское нагорье) характеризуется наложением герцинских, среднепалеозойских возрожденно-остаточных геосинклинальных прогибов на салаирское и каледонское складчатое геосинклинальное основание, из под которого местами выступает и более древний гнейсовый фундамент (Тарбагатайская и другие более мелкие глыбы). Фактически это область выклинивания герцинской геосинклинали в западном направлении. Салаирский эвгеосинклинальный комплекс ничем существенным не отличается от слагающего смежную с севера Селенгино-Верхневитимскую систему. В данной системе он согласно надстраивается каледонским, верхнекембрийско-ордовикским ($E_3 - O$) песчано-сланцевым флишеидным, т. е. уже миеосинклинальным комплексом, смятым в узкие линейные складки, осложненные взбросо-надвигами и местами прорванные гранитами. Оба комплекса — салаирский и каледонский — в герцинской структуре образуют горстовые поднятия, а их внутренняя структура обнаруживает приспособление к мегабрахиморфной (см. ниже) герцинской структуре.

Герцинский комплекс имеет силуро-девонско-каменноугольный (на западе $S - D - C$) возраст; ему соответствует мощная (10—11 км) терригенная надформация, в которой исследователи выделяют две связанные постепенным переходом формации — нижнюю кремнисто-терригенную и верхнюю песчаниковую. Первая (нижняя) состоит из песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями яшм и локально развитых средних и кислых вулканитов. Характерно флишеидное строение, турбидитная структура и граувакковый состав алевропсаммитов. Вторая, имеющая уже облик нижней молассы, содержит отдельные пачки грубообломочных пород и имеет средневерхнекарбоновый возраст. На востоке молассовый комплекс включает пермь, в низах вулканогенную толщу, и даже нижний триас. На крайнем западе (Хангайский прогиб) эта последняя формация накапливалась в мелководно-прибрежных и континентальных условиях, что свидетельствует о замыкании бассейна в этом направлении.

В пределах данного участка герцинский комплекс выполняет отдельные крупные, в сотни километров длиной и многие десятки километров шириной, наложенные впадины (брахигеосинклинали) овальной формы, по своей внутренней структуре представляющие синклинии (брахисинклинии) со сложной, в основном линейной складчатостью и разломными, нередко надвиговыми ограничениями (надвиги обрамления в сторону оси синклинория). В наиболее западных из таких синклинориев — Хангайском и Западно-Хэнтэйском, имеющих северо-западное простираие, складки обнаруживают весьма изменчивые конфигурацию и ориентировку, что, очевидно, связано с положением этого синклинория на выклинивании герцинской геосинклинали. Более восточный Хэнтэйско (МНР) - Даурский (СССР) синклинорий вытянут уже в северо-восточном направлении, согласно с общим простираием системы, и обладает более выдержанной внутренней структурой. Складчатая структура становится еще более напряженной, осложняясь сланцеватостью и кливажом в следующем к северо-востоку Восточно-Агинском, или Борзинском, синклинории, кулисообразно подставляющем Даурский и переходящим на территорию Забайкалья (М. С. Нагибина называет этот синклинорий Центральным Восточно-Забайкальским). Восточно-Агинская зона (наименование ее синклинорием достаточно условно)

сложена вулканогенно-терригенно-карбонатными отложениями девона и низов карбона. Вулканы носят «островодужный» характер, с чем естественно ассоциируется рифогенная природа известняков. Вдоль восточного разломного ограничения зоны, в районе Шерловой горы и в долине Шилки, известны выходы ультрамафитов, очевидно в составе меланжа. Еще восточнее на смену среднему палеозою приходит очень мощная, до 6 км, вулканогенно-терригенная формация (с довольно обильной фауной), верхней перми, типа нижней морской молассы. Она выполняет Борзинский прогиб субмеридионального простираия и смята в умеренно сжатые складки. Неизвестные здесь средний и верхний карбон и нижняя пермь также типа морской молассы выполняют севернее, ближе к Монголо-Охотскому шву, небольшой Чиронский прогиб.

Между Даурской и Восточно-Агинской зонами расположен участок, в котором на рифейском метаморфическом, зеленосланцевом фундаменте залегает своеобразная пермо-триасовая терригенная толща паралически молассового характера. Она выполняет довольно крупный Среднеононский прогиб изометричных очертаний. Этот участок, и только он может рассматриваться как глыба типа небольшого срединного массива — эприфейского или эпикарельского, но не так называемое «Агинское поле» в целом, включающее Восточно-Агинскую, явно эвгеосинклинальную зону. Агинская глыба отделена от Даурской зоны Онон-Туринским разломом север-северо-восточного простираия; этот разлом лежит на южном продолжении Жуинско-Читинского линеамента, пересекающего, таким образом, Монголо-Охотский шов.

К зоне Монголо-Охотского разлома с юго-запада тяготеет Орхон-Селенгинская зона приразломных прогибов. Прогибы эти резко несогласно наложены на салаирское основание и выполнены терригенной флишовой формацией нижнего карбона и молассой нижнего — среднего карбона. По своей структуре это крупные синклинали и грабен-синклинали. В перми, триасе и отчасти в юре в зоне самого разлома и севернее ее, т. е. уже в области полной салаирской консолидации, развивался мощный вулканоплутонический пояс, который также именуется Орхон-Селенгинским. Хангай-Хэнтэйская синклинозная зона и ее забайкальское продолжение вмещают большое число плутонов гранитоидов — каледонских, преимущественно лейкократовых, некрупных герцинских (300—240 млн. лет, вероятно, две генерации), относимых к гранодиоритовой формации, и более крупных, гранодиорит-гранитных раннекеммерийских (210—180 млн. лет). На юге Хангай-Хэнтэйская зона прогибов и ее непосредственное салаирско-каледонское обрамление, а также их продолжение в Забайкалье ограничены полосой глубинных разломов (Баянхонгорский, Ононский и др.), сопровождаемых выходами офиолитов.

5. Керулен-Аргунский срединный массив

По другую сторону только что отмеченных разломов выделяется зона, характеризующаяся заметно приподнятым положением древних комплексов — ранне- и позднекеммерийских, а также салаирского и отчасти каледонского и явно шельфовым, «чехольным» характером нижне- и среднепалеозойских образований. В Монголии эта зона получила название Центрально-Монгольской (Тектоника МНР, 1974), в СССР и КНР — Приаргунской (Нагибина, 1963). В. А. Амантов (1972) объединил эти зоны под названием Керулен-Аргунской системы, которое и представляется наиболее удачным с той, однако, поправкой, что ее правильнее считать срединным массивом, вслед за некоторыми читинскими геологами (В. В. Старченко и др. — Приаргунский массив).

В пределах Керулен-Аргунского массива известны отдельные выступы раннедокембрийского, здесь радиометрически датированного (1900—1000 млн. лет) фундамента, сложенного гнейсами и кристаллическими сланцами; в его составе в Приаргунье возможно присутствие архея. Более широко распространены выходы верхнерифейского зеленосланцевого комплекса, первично представлявшего собой вулканогенно-терригенную формацию. Складчатость этого комплекса носит изоклинальный характер. На верхнерифейском комплексе с резким несогласием залегает начинающаяся вендом или нижним кембрием мелководная карбонатно-терригенная формация нижнего палеозоя. Таким образом, в отличие от более северо-западных зон салаирское несогласие здесь затухает и, напротив, снова развивается байкальское. В юго-западной, монгольской части зоны несогласно на нижнем палеозое залегает силур или девон, в северо-восточной, забайкальской и дунбэйской силур входит в единую серию с нижним палеозоем, но также несогласно перекрывается девонем. В свою очередь на девоне или даже более древних образованиях несогласно залегает нижний карбон. Средний палеозой представлен в Монголии мощными морскими терригенными, песчано-сланцевыми толщами, с подчиненными рифовыми известняками и основными — средними вулканитами. В силуре и девоне советского и китайского Приаргунья значительным развитием пользуются карбонатные породы¹. В Монголии ниже-среднепалеозойский комплекс смят в линейные складки километровой размерности, нередко осложненные более мелкой складчатостью и кливажом; в Приаргунье структура значительно менее напряженная. Новое несогласие отделяет средний палеозой от верхнепалеозойского, в основном пермского (он может включать и карбон) орогенного комплекса, состоящего из вулканогенной паралической молассы P_1 и континентальной грубой молассы P_2 . Комплекс выполняет наложенные впадины, нередко ограниченные разломами, и испытал умеренные германотипные деформации.

С пермью местами согласно залегает морской нижний триас; верхний триас и нижняя — средняя юра образуют самостоятельную серию впадин — в основном грабенных и грабен-синклиналей, выполненных континентальными молассоидами и вулканитами среднего, кислого и щелочного состава. Вдоль разрывов слои интенсивно деформированы и местами участвуют в чешуйчато-надвиговых дислокациях.

В пределах Керулен-Аргунского массива очень широко распространены гранитоиды, принадлежащие нескольким генерациям — от каледонских до герцинских и раннекеммерийских; преобладают среди них позднегерцинские граниты.

На северо-востоке Керулен-Аргунская зона поднятий пересекает Амур, и ее крайним северо-восточным выступом является Гонжинское поднятие на левобережье Амура. В пределах этого поднятия складки имеют уже северо-западное, а не северо-восточное простирание. На юго-востоке Керулен-Аргунский срединный массив ограничивается Гобийско-Хинганской эвгеосинклинальной системой. На западе, в Монголии, выделяется переходная полоса (Сухэбаторская зона), в которой резко несогласно на салаирском основании залегает терригенно-карбонатная, ассоциирующаяся с кислыми вулканитами формация силура — девона. Структура этой полосы сравнительно простая, складчато-блоковая, с общим погружением зеркала складчатости в направлении Гобийско-Хинганской зоны.

¹ На левобережье Аргуни силур представлен маломощной (50—60 м) пестроцветной пачкой доломитов, мергелей, алевролитов. Нижний девон здесь также явно мелководный — аргиллиты, туфы, известняки, песчаники, подобно силуру с фауной брахиопод, но более мощный (до 600 м). Аналогичный характер носят и отложения нижнего карбона.

6. Гобийско-Хинганская герцинская геосинклинальная складчатая система

Гобийско-Хинганская система представляет прямое восточное продолжение Зайсан-Гобийской системы Алтае-Саяно-Монгольской области. В этой зоне не известно выходов древнего сиалического фундамента, и обнаженный разрез начинается с терригенно-кремнисто-вулканогенного силура (по периферии зоны известен терригенный ордовик). Силурийские вулканы принадлежат спилит-диабазовой формации. Согласно сменяющие силур отложения девона и нижнего карбона также имеют терригенно-кремнисто-вулканогенный состав, но вулканы в них уже среднего состава (от андезито-базальтов до андезитодацитов). В пределах зоны известны тела гипербазитов, число которых сокращается в восточном направлении, а также небольшие плутоны каменноугольных габбро, диоритов, граносиенитов и калиевых гранитов.

Структура Гобийско-Хинганской зоны достаточно напряженная, осложненная надвигами, в том числе пологими, вдоль которых и выступают тела гипербазитов. Надвигание происходит в северном направлении — в сторону Керулен-Аргунского массива.

В своем типичном виде рассматриваемая система имеет ширину порядка 60 км в Монголии и суживается до 30 км в Дунбэе (КНР), где достигает южных отрогов Б. Хингана, а затем скрывается под мезозойскими вулканидами. В определенной мере продолжением данной системы, но с почти полной утратой эвгеосинклинального характера является выделенная М. С. Нагибиной (1963, 1969) синклинирная зона Большого Хингана. Эта зона сложена очень мощным (до 15 км) карбонатно-терригенным разрезом нижнего и среднего палеозоя, в котором отголоском «эвгеосинклинальности» служат прослои кремнистых пород и вулканидов. Последние наиболее обильны в ордовике, где они основного и среднего состава, и в нижнем карбоне — среднего и кислого состава.

На юго-востоке собственно Гобийско-Хинганская зона сменяется Уланульской зоной, в пределах которой на поверхности снова появляется салаирский карбонатно-вулканогенный комплекс. Выше резко несогласно залегает вулканогенно-терригенный силур — девон. Карбону и низам перми отвечает рифогенно-известняковая формация, латерально замещающаяся терригенной. Верхняя пермь представлена флишовой терригенной формацией с мощной толщей конгломератов в верхах, свидетельствующей о ее молассовой природе. В пределах поднятия широко распространены гранитоиды — на северо-востоке известны каледонские, но преобладают позднегерцинские. Заключают интрузивный магматизм послепермские щелочные граниты и нефелиновые сиениты.

Внутренняя структура данной зоны представляет сочетание антиклинория (на севере) и выполненного пермской молассой синклинория на юге, осложненных надвигами, поверхности которых наклонены к оси зоны. Расположение Уланульской зоны между двумя типичными эвгеосинклиналями (Гобийско-Хинганской и Внутренне-Монгольско-Дунбэйской — см. ниже) с чуждым последним присутствием древнего сиалического субстрата дает основание некоторым исследователям (Дергунов и др., 1971) рассматривать ее как крупный тектонический покров.

На востоке Хинганская синклинирная зона граничит с Хингано-Бурейским срединным массивом, в состав которого представляется целесообразным включить Зее-Селемджинскую зону схемы М. С. Нагибиной (1963, 1969); это примерно согласуется со взглядами П. Н. Кропоткина и Л. И. Красного. Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов и В. А. Попеко (1974) еще больше расширяют объем Хингано-Бурей-

ского массива, включая в него Керулено-Аргунский массив. Однако при этом не учитывается тот факт, что последняя отделена от срединного массива в данном выше определении глубоким и длительно развивавшимся геосинклинальным прогибом Большого Хингана.

7. Внутренне-Монгольско-Дунбэйская позднегерцинская складчатая геосинклинальная система

На крайнем юге МНР советскими исследователями в последние годы выделена зона, названная Солонкерской, в пределах которой верхний палеозой представлен не орогенными, а геосинклинальными, притом эвгеосинклинальными формациями в ассоциации с крупными телами гипербазитов, прорванными послепермскими гранодиоритами и граносиенитами. Разрез верхнего палеозоя, начиная с висте — намюра, — терригенно-кремнисто-вулканогенный, с андезито-базальтовыми вулканитами и присутствием известняков и грубообломочных пород (гравелиты, конгломераты), содержание и грубость которых возрастают вверх по разрезу. Сходные геосинклинальные образования верхнего палеозоя выступают в смежных районах Внутренней Монголии и могут быть прослежены вдоль северного края Китайско-Корейской платформы вплоть до южных зон Восточного Тянь-Шаня на западе и Северной Кореи и Южного Приморья на востоке (Борзаковский, Суетенко, 1970; Дергунов и др., 1971). Во Внутренней Монголии (КНР) на пестроцветной обломочной формации верхов девона — низов карбона залегает терригенно-вулканогенная формация, с прослоями известняков и конгломератов; вулканиты андезитовые в нижнем карбоне, основные и средние в среднем карбоне, средние и кислые в верхнем карбоне и перми. Широко распространены ультрабазиты.

Складчато-разрывная структура системы изучена еще совершенно недостаточно. Развитие здесь моноклиналей и брахиморфных складок в сочетании с признаками пологих надвигов позволяет предполагать весьма сложное строение зоны с участием крупных шарьяжей. Вдоль северного края Солонкерской зоны наблюдаются надвиги с южным падением. На наш взгляд, не исключено, что вся Солонкерская зона представляет покров, перемещенный с севера через Уланульскую зону (тектоническое окно?), которая в таком случае может уже представлять окраину Китайско-Корейского континента. Такое предположение может обсуждаться в качестве альтернативы двух других предположений: Уланульская зона — покров (Дергунов и др., 1971) и Уланульская зона — микроконтинент (Зоненшайн, 1973).

8. Хингано-Буреинский срединный массив

Массив этот ограничивает с востока Гобийско-Хинганскую складчатую геосинклинальную систему и на севере отделяется в современной структуре полосой шириной всего лишь в 30—35 км от южного края Алдано-Станового выступа Сибирского кратона. Контуры массива, особенно на западе и на востоке, являются спорными, как и время основной консолидации его фундамента. Обсуждая эти два взаимосвязанных вопроса, следует иметь в виду, что срединные массивы, как правило, переживают очень сложную историю, включающую как периоды раздробления и вовлечения в погружения, так и периоды реконсолидации, поднятия, гранитизации и разрастания. Поскольку по крайней мере для большей части периферии Хингано-Буреинского массива время основного первичного орогенеза было герцинским, массив этот должен выделяться как область догерцинской, т. е. каледонской и более ранней консолидации. Вот почему к нему следует относить всю площадь между Гобийско-Хинганской (герцинской) и Сихотэ-Алинской (раннеальпийской) геосинклинальными системами.

Понимаемый таким образом Хингано-Буреинский массив имеет форму параллелограмма, длинные стороны которого простираются в север-северо-восточном направлении, а короткие в широтном. Северо-восточная часть массива по левобережью Амура находится в пределах СССР, центральная и юго-западная — в пределах КНР.

Древнейший фундамент массива, выступающий на ряде участков по обе стороны Амура, и в том числе в Ханкайском массиве, в Приморье, имеет раннедокембрийский, по мнению А. М. Смирнова (1973), в основном архейский возраст. Слагающие его породы — различные гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, мраморы и амфиболиты метаморфизованы в гранулитовой фации и прорваны аляскитовыми гранитами. По своему составу и степени метаморфизма этот маньчжурский комплекс условно параллелизуется А. М. Смирновым с алданским комплексом одноименного щита (радиометрические датировки отсутствуют). Характер деформаций — обычный для архейских толщ. Преобладающее простирание — субмеридиональное.

Меньшим распространением и меньшей мощностью (до 5 км) обладает также относящийся к древнему кристаллическому фундаменту массива ниже- и среднепротерозойский карельский комплекс (радиометрически этот возраст не подтвержден). Комплекс сложен гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой фации метаморфизма, с линзами мраморов, деформированными явно слабее пород маньчжурского комплекса и нередко образующими куполовидные структуры.

Неясно положение в стратиграфической шкале метаморфической (фация зеленых сланцев) толщи терригенно-кремнисто-вулканогенного (вулканы от основных до кислых) состава, с мраморами в верхах и мелкими телами серпентинитов, сравнительно полого складчатой и прорванной пластовыми интрузиями гранитоидов. А. М. Смирнов условно относит эту толщу к нижнему рифею, считая, что она накапливалась в «недоразвитых» геосинклиналях, возникших в пределах протоплатформенной структуры. С этим, однако, плохо увязывается присутствие офиолитовой ассоциации. Более вероятно, что данная серия имеет более древний — среднепротерозойский возраст.

Значительно более определенно вырисовывается развитие в восточной части массива — от Дуссе-Алинского до Ханкайского выступов его фундамента, включая Малый Хинган, салаирского складчатого геосинклинального комплекса. Основание его разреза составляют породы офиолитовой ассоциации: ультрабазиты, габбро, метаэффузивы от основных до средних, кремнистые сланцы, относимые к среднему рифею (Смирнов, 1972). Выше с размывом залегает метатерригенная (филлиты, графитистые сланцы, кварциты и др.), с подчиненными основными вулканиками формация верхнего рифея и согласно с ней карбонатная формация венда — нижнего кембрия. Последней подчинена примечательная субформация фосфато-кремнистых пород с прослоями железо-марганцевых руд. Эта рудоносная свита прорывается гранитами с радиометрическим возрастом 604—570 млн. лет. На описанные формации рифея — нижнего кембрия общей мощностью до 6—8 км несогласно налегает моласса среднего — верхнего кембрия (+ордовик?) с участием средних и кислых вулкаников. После накопления этой молассы, завершившего байкало-салаирский этап развития, Малохингано-Ханкайская зона вошла в состав рассматриваемого массива, но в начале среднего палеозоя ее единство было нарушено образованием Амуру-Уссурийского геосинклинального прогиба — ветви Сихотэ-Алинской системы.

На западной окраине массива, в Зее-Селемджинской зоне, салаирская складчатость также не привела к полной консолидации,

и погружения возобновились в конце ордовика — начале силура, сопровождаясь накоплением мощной (местами более 4 км) флишовой терригенной формации с подчиненными основными и кислыми вулканитами. Развитие крупнообломочных отложений кварцевого или кварц-полевошпатового состава в основании силура свидетельствует о размыве древнего кристаллического субстрата, который и выступает на поверхность в антиклинальных поднятиях, перекрываясь на крыльях эпиметаморфическим рифеем — кембрием. К началу девона погружения здесь в основном закончились, ордовикско-силурийские и подстилающие образования испытали довольно интенсивные деформации и были прорваны крупными гранитными интрузиями, согласно размещенными в каледонской складчатой структуре. О каледонском возрасте деформаций свидетельствует резко несогласное залегание девона, выполняющего наложенные мульды и представленного пестроцветной вулканогенной молассой мощностью до 2,5 км. Девонская моласса образует уже по существу нижнюю часть чехла массива.

Таким образом, раннедокембрийский кристаллический фундамент Хингано-Буреинского массива, выступающий в его центральном ядре и обильно насыщенный здесь палеозойскими (каледонскими и герцинскими) гранитами, а также отдельными фрагментами обнаженный на западе и востоке, надстроен по западной и восточной периферии байкальским эпиметаморфическим комплексом, а на западе, кроме того, анхиметаморфическим каледонским. К началу девона массив приобрел уже очертания, близкие к современным, и в целом резко отличался по тектоническому режиму как от Монголо-Амурской, так и от Сихотэ-Алинской геосинклинальных систем. В карбоне, перми и триасе большая часть площади массива испытывала поднятие; одно из исключений составлял узкий позднепалеозойский прогиб в китайском Малом Хингане, заполненный лагунно-континентальной пермской молассой. Другим, еще более примечательным исключением является Гиринская позднегерцинская складчатая зона в юго-восточной части массива. Она простирается в северо-северо-восточном направлении к востоку от молодой впадины Сунляя (см. ниже) и сложена очень мощной (до 10 км) карбонатно-терригенной, частично флишовой шельфово-параличической формацией среднего — верхнего палеозоя, залегающей на салаирском или раннедокембрийском фундаменте и прорванной позднегерцинскими гранитоидами. На юге зона поворачивает к юго-западу и через Кайлуский палеозойский прогиб, вероятно, соединяется с Внутренне-Монгольско-Дунбэйской геосинклинальной системой, вырождающуюся ветвь которой она, видимо, представляет. На севере продолжение Гиринской зоны не достигает долины Амура, но палеогеографическая связь этого палеозойского прогиба с северной частью Сихотэ-Алинской геосинклинали весьма вероятна. Гиринская зона отделяет центральный блок Хингано-Буреинского массива от Вандашаньско-Ханкайской глыбы.

В начале юры вдоль западного края Хингано-Буреинского массива и смежной периферии Гобийско-Хинганской складчатой системы образовался вулканический пояс Большого Хингана протяженностью около 1000 км при ширине до 250 км. Пояс сложен в нижней части вулканогенно-осадочной континентальной толщей нижней — средней юры мощностью на юге до 2 км. Осадочная часть толщи представляет собой слабоугленосную молассоидную формацию, а вулканы имеют преимущественно средний (андезиты, андезитовые порфиры), подчиненно основной или кислый состав. Основную роль в строении пояса играет более молодая вулканогенно-осадочная серия верхнеюрского — нижнемелового возраста, состоящая преимущественно из андезитовых вулканитов в нижней и средней части и кислых в верхней. Осадочные породы, среди которых встре-

чаются угли, развиты главным образом на юге и вдоль окраин пояса. На многих участках верхнеюрско-нижнемеловая серия залегает непосредственно на домезозойском фундаменте. Общая мощность ее составляет до 4,5 км. Вулканитам этой серии комагматичны мелкие тела (штоки, дайки) гранит- и гранодиорит-порфиров (J_3) и аляскитовых гранитов (K_1). В позднем мелу извержения средней и кислой магмы сменились базальтовыми излияниями. Базальты залегают полого-волнисто и несогласно на более древних вулканах, смятых в очень крупные и в общем тоже пологие, разбитые сбросами складки.

Одновременно с образованием Больше-Хинганского вулканогенного пояса западная часть самого Хингано-Буреинского массива, включая Зее-Селемджинскую зону и часть центрального блока, была разбита разломами субмеридионального (ССВ-ного) направления с образованием серии параллельных грабенов, выполненных вулканитами от основного до кислого состава и терригенными континентальными угленосными осадками общей мощностью до 2,5 км. Формирование грабенов завершилось явно после накопления этой вулканогенно-осадочной толщи. Наблюдается приуроченность грабенов, по крайней мере на левобережье Амура, к зонам более молодого каледонского фундамента. Эти грабены в общем аналогичны одновозрастным грабенам, известным к западу и востоку (Таяншунский грабен-прогиб) от Большого Хингана, а также в Восточной Монголии и Забайкалье. Слои в грабенах залегают полого, но близ разломов их наклон резко возрастает.

В конце раннего—начале позднего мела поверх системы позднеюрских—раннемеловых грабенов и горстов возникли две крупные области прогибания, оформившиеся впоследствии в синеклизы—Зее-Буреинскую к северу от Амура на территории СССР, и Сунляо в Центральном Дунбэе (КНР).

Зее-Буреинская синеклиза вытянута в северо-запад—юго-восточном направлении параллельно Амуру и своим северо-западным окончанием оказывается наложенной на Монголо-Амурскую складчатую систему. Выполнена она двумя относительно маломощными рыхлыми песчано-глинистыми толщами верхнемелового—палеогенового и неоген-четвертичного возраста, повторяющими своими пологими ундуляциями доверхнемеловые горсты и грабены.

Синеклиза Сунляо (Сунгари—Ляохэ) значительно больше (700×350 км) и глубже (местами более 6 км) Зее-Буреинской. Она представляет один из наиболее крупных нефтегазоносных бассейнов Китая. По поверхности фундамента впадина имеет структуру ступенчатого грабена, но прибортовые ступени осложнены горстами и грабенами меньшего размера. Выполнение грабенов, как и в Зее-Буреинской синеклизе, имеет верхнеюрско-нижнемеловой возраст и осадочно-вулканогенный состав. Собственно синеклиза начала формироваться в конце раннего мела и сложена меловыми и кайнозойскими молассоидными осадками мощностью 1,5—2 км. Практически по всему периметру синеклиза ограничена разломами; на юге ее ограничение составляет краевой разлом Китайско-Корейской платформы; вдоль северного ограничения вплоть до недавнего времени происходили излияния базальтов. В пределах синеклизы над разломами фундамента возникли валы, состоящие из цепочек брахиморфных поднятий.

Родственную по морфологии и возрасту структуру представляет Буреинский прогиб в верховьях одноименной реки и в северо-восточной части массива, выполненный морской терригенной юрой и континентальным угленосным нижним мелом. Отличием данного прогиба от других прогибов грабенов этого времени является, во-первых, отчетливое смещение оси в раннем мелу по сравнению с юрой и, во-вторых, значительно большая дислоцированность мезозойских отложений, особенно в восточном крыле прогиба. Обе эти особенности сле-

дует связать с окраинным положением Буреинского прогиба — лишь довольно узкий выступ фундамента отделяет его от завершившей свое геосинклинальное развитие в конце мела Сихотэ-Алинской системы.

9. Монголо-Амурская герцинско-киммерийская складчатая геосинклинальная система — Амуро-Охотский сегмент

Северо-восточным окончанием Монголо-Забайкальского сегмента Монголо-Амурской системы служит Верхнеамурский синклинорий, выполненный мощной (4—7 км) флишовой терригенной (песчано-сланцевой) формацией среднего палеозоя с подчиненными силицитами и вулканитами основного и кислого состава. По бортам синклинория эта формация с грубозернистыми породами в основании ложится трансгрессивно на докембрийский фундамент. Складчатая структура синклинория линейная, но складки крупные, умеренно сжатые; они прорваны плутонами верхнепалеозойских гранитоидов.

Восточнее, в районе хребта Тукурингра происходит резкое сужение полосы развития геосинклинального палеозоя, зажатой между Алданским щитом и ограничивающим его с юга Северо-Тукурингским разломом (продолжение Главного Монголо-Охотского шва) на севере и Гонжинским поднятием и Хингано-Буреинским массивом на юге, в свою очередь ограниченным Южно-Тукурингским разломом. Ширина этой полосы составляет здесь всего 30—35 км, но далее к востоку, в зоне хр. Джагды она расширяется до 70 км. По новейшим данным Л. Г. Кирилловой и М. Т. Турбина, разрез хр. Джагды (и, очевидно, хр. Тукурингра) начинается не с рифейских, как считалось ранее, а с силурийских отложений (северо-восточнее появляются кембрий и ордовик), и включает полную последовательность морских образований, не только средне- и верхнепалеозойских, но и нижнемезозойских (с отсутствием среднего триаса), до средней юры включительно. По периферии Тукурингра-Джагдинской зоны известны и мелководные кембро-ордовикские отложения, возможно отвечающие грабеновой фации формирования этого палеозойско-раннемезозойского прогиба. Средний и верхний палеозой образует кремнисто-вулканогенно-сланцевую формацию огромной (12—14 км) мощности, нижний мезозой — флишовой терригенную, также очень мощную (до 8 км). Вулканиты имеют основной состав; присутствие ультрабазитов, габбро и плагиогранитов в составе так называемого пиканского комплекса, относимого (ошибочно?) к верхнему палеозою, позволяют предполагать существование в основании палеозойского разреза офиолитовой ассоциации.

Все отложения, слагающие Тукурингра-Джагдинскую зону, весьма интенсивно и в общем однообразно деформированы в предпозднеюрскую, т. е. позднекиммерийскую эпоху — смяты в мелкие изоклинальные складки, слагающие надвиговые чешуи и даже шарьяжные пластины. Близ основных разломов эти отложения подверглись довольно значительному динамотермальному метаморфизму, что и послужило причиной их отнесения к рифею. Во всем сечении зоны господствует северная вергентность, причем Буреинский массив также довольно полого надвинут к северу на эту зону, но Алдано-Становой щит первоначально был надвинут на нее в обратном направлении. В дальнейшем, в связи с образованием в поздней юре на краю щита Зейско-Удского прогиба, Тукурингра-Джагдинская зона оказалась местами надвинутой на южный крутой борт последнего, а возникновение на границе с Буреинским массивом другого более узкого позднемезозойского прогиба — Норско-Селемджинского придало ей общую антиклинорную структуру.

К востоку от хр. Джагды Амуро-Охотская область развития палеозойских и мезозойских отложений резко расширяется в связи с расхож-

днем границ Алданского щита и Хингано-Буреинского массива, соответственно к северо-востоку и восток — юго-востоку. Вместе с тем значительное развитие получают мезозойские образования, в частности меловые вулканиты, резко несогласно залегающие на более древнем мезозое и палеозое. Выходы палеозоя расщепляются на три ветви — одна следует на север — северо-восток к Удской губе и Шантарским о-вам (Удско-Шантарская зона), другая — в северо-восточном направлении к Тугурскому заливу; их разделяет наложенный Торомский прогиб (см. ниже). Наконец, третья — Ниланская ветвь (антиклинорий) отгибается к восток — юго-востоку и между ней и Тугурской ветвью (антиклинорием) возникает обширная депрессия, сложенная пологоскладчатой терригенной юрой и занятая в основном бассейном р. Амгуни; на востоке эта депрессия примыкает к северному окончанию Сихотэ-Алиня. В северном крыле Удско-Шантарского прогиба (Шевли-Аянская зона М. С. Нагибиной) палеонтологически доказаны отложения нижнего и верхнего кембрия, ордовика и силура в мелководных карбонатно-терригенных фациях со следами перерывов и несогласий (например, в основании верхнего кембрия, ордовика и верхнего силура). Мощность этой формации значительна, но все же явно уступает огромной мощности ее аналогов в осевой части Удско-Шантарского прогиба. Выше несогласно залегает аналогично представленный и разделенный несогласием средний и верхний девон, а затем снова несогласно в наложенных мульдах располагается среднекарбовая континентальная моласса.

В зоне тектонического сочленения Удско-Шантарской и периферической Шевли-Аянской зон известны тела гипербазитов и габброидов. Вместе с интенсивной дислоцированностью нижне- и среднепалеозойских толщ это заставляет предполагать покровное строение эвгеосинклинальной Удско-Шантарской зоны с ее надвиганием на Шевли-Аянскую миогеосинклиналь (перикратонный прогиб, по некоторым авторам — см. Общие и региональные проблемы..., 1974). Южным ограничением Амуро-Охотского звена Монголо-Амурской системы служит северо-восточный погребенный выступ Хингано-Буреинского массива, намеченный С. А. Салуном, подтвержденный в работе (Косыгин и др., 1974) и протягивающийся до устья Амура. Этот выступ — Тахтинский массив — и отделяет Монголо-Амурскую систему от Сихотэ-Алинской; при этом, как отметили Е. Б. Бельтнев и И. А. Плотников и подтвердили Л. Г. Кириллова и М. Т. Турбин, обе системы в районе своего сочленения обнаруживают значительное сходство разрезов, представляя две ветви Тихоокеанского пояса. При этом возраст главной складчатости Амуро-Охотского звена Монголо-Амурской системы позднеримский, а не герцинский, как показано на рис. 35 и 36.

10. Мезозойские прогибы Монголо-Амурской и смежных систем

В герцинскую синклинорную структуру северной зоны Монголо-Амурской системы как бы вписаны грабен-синклинии, сложенные морскими, частично континентальными терригенными отложениями верхнего триаса, нижней и средней юры. Эти раннемезозойские прогибы по-разному рассматриваются в литературе. Большинство исследователей считает их регенерированными геосинклинальными прогибами, в то время как один из лучших знатоков Монголо-Охотского пояса М. С. Нагибина отрицает геосинклинальную природу этих прогибов, выделяя их под названием прогибов (впадин) восточноазиатского типа и относя к проявлению процесса тектонической «ревивации» (Нагибина, 1967). Явление «ревивации» этот исследователь отличает от общепризнанного феномена тектонической активизации, считая его особенностью интенсивный магматизм с образованием андезитовых вулканитов и гранитоидов, а то время как для активизации, в узком

смысле этого термина, характерен базальтовый вулканизм и отсутствие гранитоидов. Некоторые другие геологи, не выделяющие «ревивацию» из активизации, относят рассматриваемые структуры к структурам активизации, причем одни из них считают эту активизацию «автономной» (Щеглов, 1968), т. е. вполне независимой от геосинклинального процесса, другие же, напротив, подчеркивают связь с последним, в частности в Тихоокеанском поясе. Так, например, Ю. М. Пушаровский (1969) причисляет впадины «восточноазиатского типа» к категории выделенных им резонансно-тектонических структур.

В последние годы выяснилось, что структуры, вполне сходные и по особенностям развития, и по возрасту, широко распространены не только в рассматриваемом регионе, но и далеко за его пределами, в частности вдоль северной окраины Средиземноморского пояса, а также в Юго-Восточной Азии. По большинству признаков (формационный тип отложений, их мощность, проявления магматизма, интенсивность складчато-разрывных деформаций) их следует относить к категории геосинклинальных структур, хотя от типичных геосинклиналей они и отличаются более коротким периодом развития, меньшей шириной и глубиной, отсутствием полного набора пород офиолитовой ассоциации (нет гипербазитов), неравномерностью и пониженной интенсивностью деформаций, практическим отсутствием проявлений общей инверсии и регионального метаморфизма. Это, следовательно, особый класс возрожденно(регенерированно)-остаточных геосинклинальных прогибов и порожденных ими складчатых зон, характерный не только для Восточной Азии и раннего мезозоя — в Алтае-Саяно-Монгольской области мы уже встречались с герцинскими прогибами того же типа.

В Монголо-Забайкальском сегменте Монголо-Амурской системы ранне-мезозойские прогибы тяготеют к ее разломным границам со смежными зонами. Одна полоса прогибов сопровождает с юга Главный Монголо-Охотский разлом вдоль рр. Ингоды и Шилки, другая (Восточно-Забайкальский прогиб) граничит с Керулен-Аргунским массивом. В первой, более узкой полосе развиты в основном отложения верхнего триаса, во второй, шириной до 160 км, — нижней и средней юры. Мощность отложений T_3 достигает 3,5 км, J_{1+2} — 6—8 км. В бортах прогибов песчано-сланцевые морские осадки нория и лейаса замещаются грубообломочными континентальными, причем последние преобладают на тех бортах, которые примыкают к смежным зонам древних поднятий (Малханско-Яблоново-Становой и Керулен-Аргунской). Обе полосы прогибания замыкаются в пределах Монголии.

Внутренняя структура Восточно-Забайкальского прогиба характеризуется развитием широких асимметричных коробчатых и брахиморфных синклиналей, разделенных узкими гребневидными антиклиналями. Складки осложнены разрывами, вдоль которых, а также в особенности разломных ограничений прогибов — синклиналиев наблюдаются напряженная мелкая складчатость и чешуйчатые надвиги со стороны более древнего обрамления. Особенно эффектно выражен пологий надвиг рифея на юру, в западном ограничении прогиба в долине р. Онона у ст. Оловянной; юра в восточном крыле заметно динамометаморфизована; аналогичный метаморфизм обнаружен и в северном крыле Ингодо-Шилкинского прогиба, вдоль Монголо-Охотского шва (И. Г. Рутштейн). Вообще этому прогибу свойственен в общем тот же стиль деформаций, что и Восточно-Забайкальскому. Юрские отложения Восточно-Забайкальского прогиба прорваны штоками и более крупными плутонами гранитоидов. Мелкие грабен-синклинали, ограниченные разрывами обычно только с одной стороны и выполненные континентальными обломочными (молассоидными) осадками и вулканитами верхнего триаса — нижней — средней юры известны и в преде-

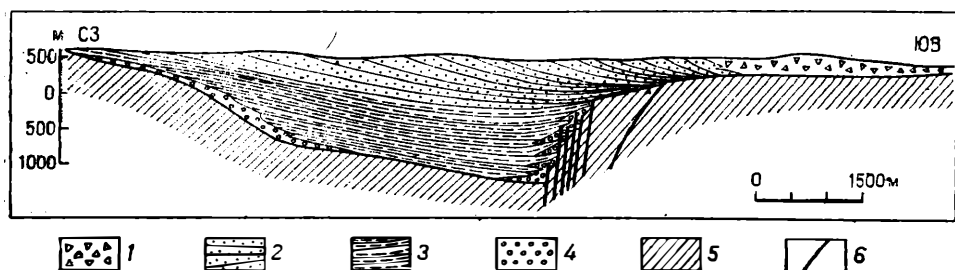


Рис. 41. Разрез Кузгинской впадины Забайкалья (по К. В. Боголепову).

1—4 — свиты средней юры — нижнего мела: 1 — фангломератовая (шинкинская), 2 — алевролитопесчанниковая (кутнинская), 3 — алевролитоглинистая (тургинская), 4 — конгломератовая (тургинская); 5 — фундамент; 6 — разрывы

лах Керулен-Аргунской геоантиклинали равно как и интрузии верхнеюрских гранитоидов.

Наряду с нижнемезозойскими (T_3 — J_{1+2}) прогибами в Западном Забайкалье как в Монголо-Амурской системе, так и в смежной с севера Селенгино-Верхневитимской широко распространены грабенообразные опускания более молодого, позднеюрского и в основном раннемелового возраста. Они приурочены по преимуществу к древним разломам складчатого основания и прослеживаются на сотни километров в виде полос шириной в первые десятки километров, распадающихся на отдельные впадины, разделенные поперечными перемычками или (и) разрывами северо-западной ориентировки. Две главные полосы этих впадин связаны с крупнейшими разломами области — Джидинско-Витимским и Монголо-Охотским. В поперечном сечении впадины представляют чаще всего односторонние, конседиментационно развивавшиеся грабены (рис. 41). Грабены заполнены континентальной обломочной формацией, в верхней части (K_1) угленосной. Формирование впадин сопровождалось вулканическими излияниями трахизальцового состава. Близ пограничных разломов, большей частью сбросов, выполнение впадин испытало складчатые деформации.

Таким образом, в западной части Монголо-Амурской системы примерно на рубеже средней и поздней юры произошла значительная перестройка структурного плана, и более поздние мезозойские структуры непосредственно наследуют более ранние. Иные условия характеризовали развитие мезозойских структур в центральном и восточном отрезках системы. Так, в разрезе Ольдойского прогиба Верхнего Приамурья, находящегося на продолжении Восточно-Забайкальского прогиба и частично наложенного на северное окончание Керулен-Аргунского поднятия, участвуют уже не только нижне- и среднеюрские морские, но и верхнеюрские и нижнемеловые, в основном континентальные, частично угленосные отложения; общая мощность этой толщи достигает 6—7 км. Она смята в умеренно сжатые складки шириной в километры или сотни метров, но местами наблюдается более мелкая и напряженная складчатость, а также разрывы, включая пологие надвиги небольшой амплитуды (см. рис. в книге М. С. Нагибиной, 1963).

Продолжением Ольдойского прогиба к востоку служит еще более значительный (450×130 км) Амуро-Зейский прогиб, своей северо-западной частью пересекающий Керулен-Аргунскую зону поднятий и отделяющий от нее Гонжинский выступ. Разрез прогиба начинается морским верхним триасом, включает морскую песчано-сланцевую нижнюю и среднюю юру и заканчивается грубообломочной континентальной угленосной толщей верхней юры — нижнего мела; в юго-восточной части прогиба появляются вулканы. Характер деформаций примерно тот же, что и в Ольдойском прогибе, но с увеличением роли разрывов, в том числе поперечных.

К северу от этой системы прогибов, вблизи северного ограничения Монголо-Охотской области известны более узкие приразломные прогибы, сложенные уже не морскими, а континентальными отложениями: нижней и средней юры. Аналогичное пограничное положение, непосредственно в зоне сочленения со Становым выступом Сибирского кратона, занимают на востоке в Амуро-Охотском сегменте Верхнезейский и Удский прогибы. Оба прогиба сложены континентальной угленосной аркозой формацией J_{1+2} и конгломератово-андезитовой толщей J_3+K_1 общей мощностью до 4 км в Верхнезейском прогибе и до 6 км в Удском. В юго-восточном крыле Удского прогиба континентальные осадки юры замещаются морскими, а из-под них выступает морской песчано-сланцевый верхний триас. Напротив, роль вулканитов (средних и кислых) возрастает к северному ограничению прогибов. Здесь же известны многочисленные разных размеров тела гранитоидов: позднеюрского и раннемелового возраста. К юго-востоку от Удского прогиба расположен меньших размеров Торомский прогиб, также сильно насыщенный гранитоидами, прорывающими слагающие центральную часть этого прогиба кислые верхнемеловые вулканиты.

Деформированность выполнения всех трех прогибов в основном умеренная и слабая, за исключением приразломных зон.

11. Байкальская рифтовая система

Байкальская рифтовая система составляет одну из трех крупнейших кайнозойских континентальных рифтовых систем Земли (две другие — Восточно-Африканская и Западно-Европейская), протягиваясь из Северо-Западной Монголии через Бурятию до Южной Якутии на расстояние более 2500 км (рис. 42). Система эта приурочена к северной окраине мощного Центрально-Азиатского эпиплатформенного орогена и простирается в общем северо-восточном направлении в непосредственной близости и параллельно краю древней Сибирской платформы. В основном Байкальская рифтовая система наложена на байкальский складчатый фундамент, но ее восточное окончание вклинивается уже в пределы Алданского щита Сибирского кратона.

Система состоит из двух-трех параллельных и прерывистых цепочек грабенов, четко выраженных в рельефе и ограниченных довольно высокими (более 2,5 км) хребтами. Котловины грабенов заняты либо озерами (Байкал, Хубсугул), либо продольными речными долинами (Иркут, Баргузин, Верхняя Ангара и др.). В плане система испытывает несколько характерных изгибов. Основная ее часть, совпадающая с котловиной оз. Байкал северо-восточного простираения, к востоку от северного конца Байкала сменяется восток-северо-восточным, а за р. Витим в пределах кратона — становится почти широтным. На самом восточном окончании намечается тенденция к расщеплению рифтовой системы — одна ветвь уходит к северу, другая — к востоку.

На противоположном, юго-западном фланге системы также происходит переход от северо-восточного простираения к широтному — Култукский залив оз. Байкал, Тункинская впадина. Западнее наблюдается резкий излом простираения системы — Бусингольский, Дархатский и Хубсугульский грабены, находящиеся на территории МНР, имеют уже юго-юго-западную, почти меридиональную ориентировку.

В литературе время от времени поднимался вопрос о возможном продолжении Байкальской рифтовой системы за пределы ее надежно установленного протяжения, на соединение с рифтовыми системами Арктического и Индийского океанов по аналогии с Восточно-Африканской системой. В частности, северо-восточное продолжение усматривалось сначала в Приверхоянском прогибе, затем в Момском грабене и через последний по распространению сейсмических очагов на-

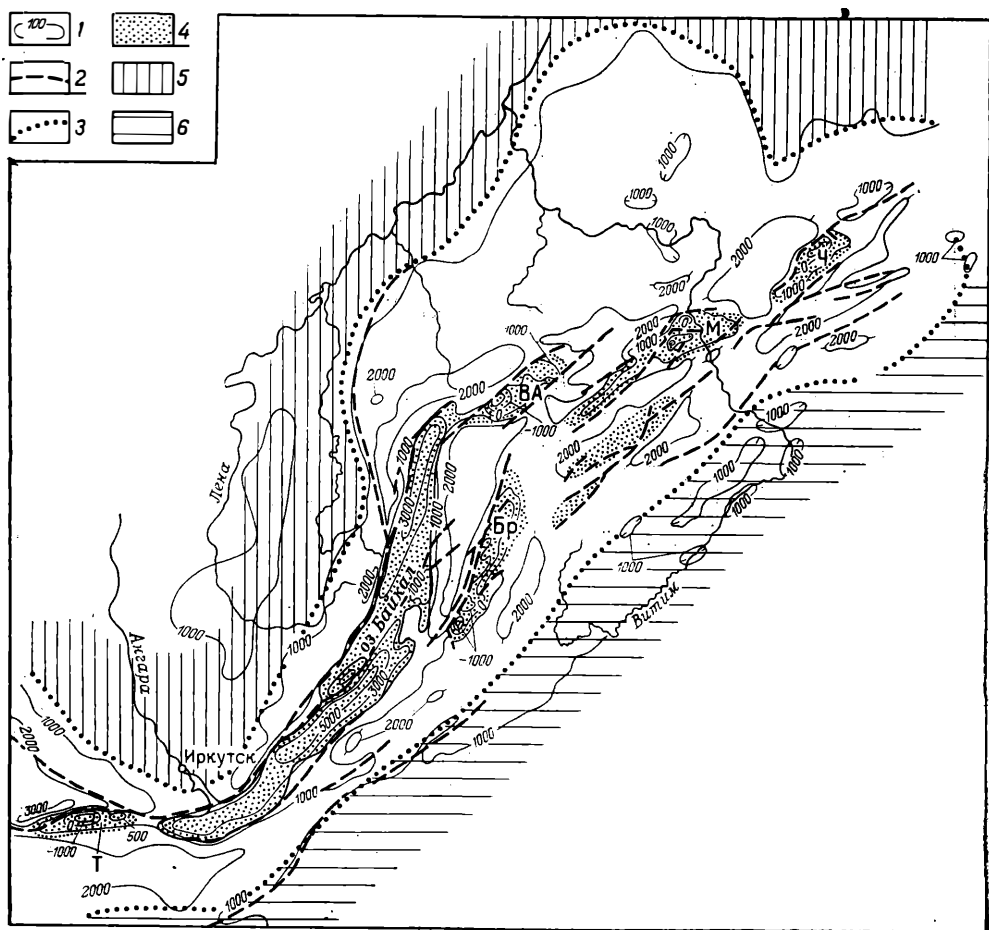


Рис. 42. Схема новейших деформаций Байкальского сводового поднятия и Байкальской рифтовой системы (по Ю. А. Зорину).

1 — изобазы поднятий и погружений; 2 — разломы; 3 — контуры сводового поднятия; 4 — впадины; 5 — Сибирская платформа; 6 — Забайкалье
Крупнейшие впадины: Т — Тункинская, Б — Байкальская, Бр — Баргузинская, ВА — Верхнеангарская, М — Муйская, Ч — Чарская

мечалось соединение с подводным хребтом Гаккеля в Северном Ледовитом океане (Грачев и др., 1970). Однако между восточным окончанием Байкальской рифтовой системы и Момским грабеном трудно усмотреть какие-либо соединяющие их структуры, кроме разве только громадного трансформного разлома северо-восточного простирания, остающегося чисто гипотетическим. Еще меньше оснований протягивать Байкальскую рифтовую систему на запад и юг за пределы Северо-Западной Монголии, как это недавно предложено В. И. Поповым и др. (1975). Расположенные в западной части Центрально-Азиатского орогена впадины имеют совсем иное происхождение и возраст, чем впадины Байкальской системы. Как отметили Н. А. Флоренсов и Н. А. Логачев (1975), грабены монгольского окончания системы срезаются с юга широтным Хангайским сдвигом (вероятно, трансформный разлом), который и служит здесь ограничением всей системы. Представляется вероятным, что Байкальская система с обоих флангов подрезана крупными трансформными разломами; на севере это может быть как северо-восточный, так и широтный разлом.

Строение рифтов Байкальской системы как поверхностное, так и глубинное лучше всего изучено на примере ее основного звена — грабена оз. Байкал, имеющего в длину 640 и в ширину 80 км (рис. 43).

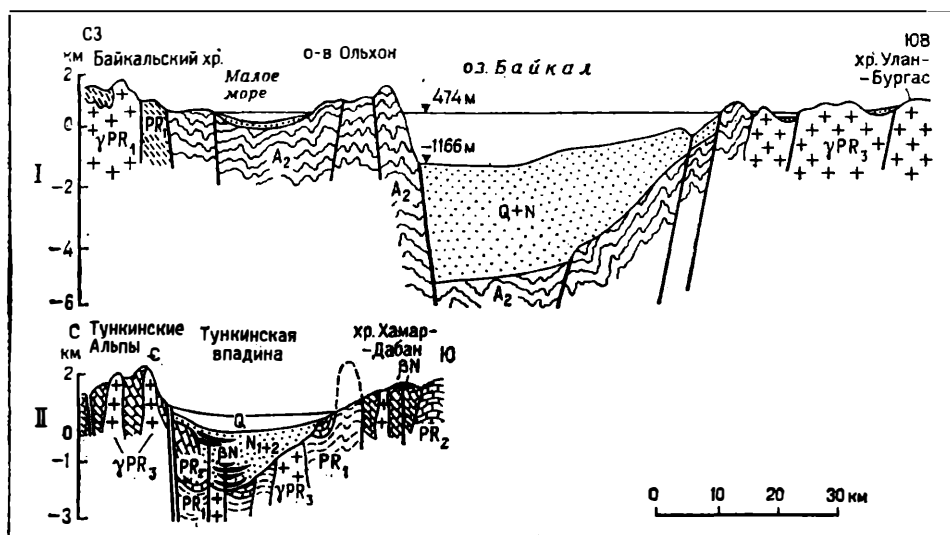


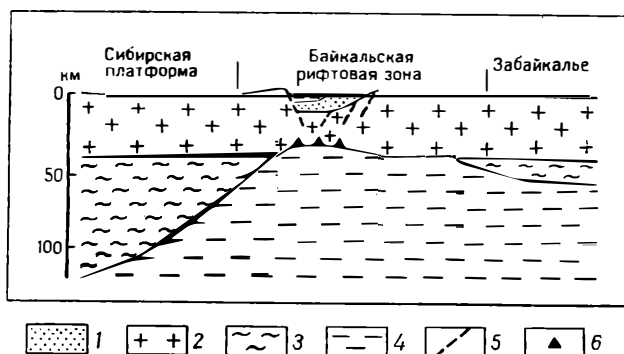
Рис. 43. Профили Байкальской (I) и Тункинской (II) впадин (I — по В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсову, II — по В. В. Ружичу)

Уровень воды в этом замечательном по своей красоте озере находится на отметке 456 м, а дно озера опущено до 1620 м; это самый глубокий озерный водоем в мире. С северо-запада впадина Байкала ограничена узким Приморским хребтом, поднимающимся до 2572 м и отделяющим ее от Иркутского «амфитеатра». На юго-востоке горное ограничение значительно шире и несколько выше (хребты Хамар-Дабан, Баргузинский и др.). Эта асимметрия, характерная и для остальных впадин системы, ярко проявляется и в их структуре. Разлом, ограничивающий Байкальский грабен с северо-запада, значительно мощнее, чем разломы юго-восточного ограничения, что придает всей структуре вид одностороннего грабена (см. рис. 43). Мощностью рыхлого кайнозойского выполнения составляет под Байкалом 6—7 км и, следовательно, амплитуда основного разлома достигает 7—8 км.

С глубоким погружением фундамента под рыхлые молодые осадки связана локальная отрицательная гравитационная аномалия, свойственная и другим впадинам, сопровождаемая локальными максимумами под хребтами и проявленная на фоне региональной отрицательной аномалии, приуроченной к Байкальской горной стране в целом. Изостатическое равновесие под Байкалом, однако, не нарушено, что было впервые отмечено Ю. А. Зориным (1971), правильно объяснившим это подъемом поверхности Мохоровичича и (или) разуплотнением верхней мантии (рис. 44). Действительно, проведенное позднее глубинное сейсмозондирование (Пузырев и др., 1974) показало, что мощность земной коры под Байкалом составляет 36 км против 39 км на прилегающем участке платформы. К юго-востоку от Байкала эта мощность сохраняется на расстоянии около 150 км до г. Улан-Удэ, но затем увеличивается до 46 км. Наиболее интересным является обнаружение пониженной скорости продольных волн — 7,7—7,8 км/с в верхах мантии, против 8,1—8,2 км в Прибайкалье и Забайкалье, в слое мощностью не менее 10—12 км. Область пониженной скорости сейсмических волн распространяется практически на всю ширину рифтовой системы и даже за ее пределы, достигая 200—400 км в поперечнике. Вероятная обусловленность этого понижения плотности мантии ее разогревом подтверждается данными магнитотеллурических зондирований, обнаружившими под Байкальской областью зону высокой прово-

Рис. 44. Схематический глубинный разрез через Байкальскую рифтовую зону (по Ю. А. Зорину).

1 — кайнозойские отложения; 2 — кристаллическая земная кора; 3 — кристаллическая часть мантии, включаемая в литосферу; 4 — астеносфера (разреженные штриховки соответствует уменьшению плотности); 5 — разломы; 6 — основные и ультраосновные интрузии



димости в верхней мантии на глубине 30—40 км. Позднее В. А. Рогожина (1975) показала, на основании аномалий времени пробега Р-волн, что эта зона является выступом более обширной области аномалийной мантии, простирающейся от Алтая до Становика и Забайкалья и охватывающей, таким образом, значительную часть Центрально-Азиатского орогена.

Существование под Байкальским рифтом зоны разогретой мантии согласуется с повышенным тепловым потоком — до 2,0—3,0 мкл/см² с и проявлением современных гидротерм.

Байкальской рифтовой системе, как и другим рифтовым системам Земли, свойственна довольно высокая сейсмическая активность. Очаги землетрясений расположены на глубинах до 20 км. Изучение ориентировки осей напряжений в этих очагах показало, что в зоне Байкальского рифта господствует горизонтальное растяжение, направленное перпендикулярно оси рифта, а напряжения сжатия ориентированы вертикально. На флангах рифтовой системы картина становится более сложной — здесь появляются очаги с горизонтальной или близкой к ней ориентировкой осей сжатия. Это особенно заметно на юго-западном фланге системы, где и геологические данные — надвиговые деформации указывают на проявление горизонтального сжатия, которое за пределами рифтовой системы становится всеобщим.

Начало становления Байкальской рифтовой системы относится к концу эоцена. Предвестником рифтогенеза явились площадные излияния основных лав и образование плоских прогибов, заполняемых эффузивно-терригенными отложениями. В олигоцене — миоцене — раннем плиоцене эти впадины углубляются, рельеф их обрамления становится холмистым, эффузивный магматизм усиливается, а лавы приобретают трахибазальтовый состав. Собственно рифтовая стадия наступает в среднем плиоцене — пластические деформации сменяются хрупкими, начинаются смещения по разломам, впадины преобразуются в грабены, по периферии грабенов возникает горный рельеф, осадки во впадинах становятся более грубыми, спокойный трещинный вулканизм сменяется бурным, эксплозивным (Флоренсов, Логачев, 1975). При этом недавно предпринятое изучение длинных колонок осадков Байкала показало, что современный глубоководный водоем и его относительно высокое горное обрамление образовались лишь в позднем плейстоцене, а до этого здесь существовала лишь цепь мелких и более крупных озер, соединенных речными водотоками.

В позднем плейстоцене вулканизм в западной части рифтовой системы стал угасать, что связывается Н. А. Логачевым с распространением на этот район напряжений сжатия. В то же время на восточном фланге наблюдалось более позднее начало вулканизма, более позднее его прекращение и большая дифференцированность продуктов излияний — до сильно щелочных базальтов. Геоморфологические и сейсми-

ческие данные также позволяют предполагать, что в современную эпоху наиболее активно развивается именно западный фланг рифта (В. П. Солоненко).

Положение Байкальской рифтовой системы в общей структуре Азии делает очевидным ее предопределенность значительно более ранней, чем сам рифтогенез, историей. Основная часть системы — собственно Байкальский рифт тяготеет к юго-восточному ограничению Иркутского выступа Сибирского кратона; широтный отрезок юго-западного фланга системы ориентирован согласно с выступами раннедокембрийского фундамента в пределах зон байкальско-салаирской консолидации; грабены субмеридионального отрезка того же фланга почти точно повторяют грабен-прогибы орогенного этапа салаирского тектогенеза; впадины противоположного восточного фланга системы близки по ориентировке среднепротерозойским впадинам, в частности Удоканской, являющемуся Становой блок от Алданского щита. Ряд исследований, начиная с Н. А. Флоренсова, обратил внимание также на приуроченность к той же полосе протерозойских офиолитовых поясов. Структуры мезозойской активизации следуют тому же структурному плану, что и более древние, начиная с раннепротерозойских. Все это однозначно показывает, что новейший рифтогенез использовал в своем развитии более древние неоднородности литосферы и, в частности, более древние разломы.

Непосредственной причиной новейшего сводово-глыбового поднятия Байкальской горной страны и рифтообразования явился несомненно разогрев верхней мантии под влиянием конвекционного (или адвекционного) потока (струи), поднявшегося с подастеносферных глубин. Вместе с тем нельзя не обратить внимания на совпадение начала этого процесса с предполагаемой коллизией Индостанского и собственно Азиатского континентальных блоков. Структурный рисунок Байкальской рифтовой системы свидетельствует о ее зарождении в обстановке левого сдвига, параллельного краю Сибирского кратона. Смещения вдоль отдельных разломов системы почти всегда обнаруживают, наряду со сбросовой, сдвиговую компоненту (Шерман, 1977). П. С. Воронов в 1964 г., а недавно Г. Молнар и П. Тапонье, использовавшие космические снимки и данные об ориентировке напряжений в очагах землетрясений (Molnar и Tarppnieg, 1975), отметили, что к западу от меридиана Иркутского угла Сибирского кратона в структуре Центральной Азии господствуют правые, а к востоку — левые сдвиги. Эта картина говорит о меридионально ориентированном региональном сжатии, которое П. С. Воронов считает следствием полюсобежного смещения Сибирского кратона к югу, а Г. Молнар и П. Тапонье — следствием движения Индостанского кратона к северу. Очевидно, эти взаимные перемещения крупных глыб (плит) литосферы и следует рассматривать как первопричину образования Байкальской рифтовой системы. Ее локализация — результат приспособления к более древнему структурному плану, а ближайшая причина сводо- и рифтогенеза — возникновение в основании коры линзы разогретого и частично расплавленного мантийного материала, что в свою очередь могло быть следствием выделения тепла при накоплении механических напряжений на более глубоких уровнях в мантии. Образование Байкальского рифта в условиях поперечного изгиба в сочетании со сдвигом подтверждено моделированием (Луцицкий, Бондаренко, 1967).

12. Основные этапы развития

Главнейшие вопросы, которые уже возникали при анализе истории рассмотренных выше геосинклинальных областей, — время и условия заложения — для Байкало-Монголо-Охотской области решаются, пожа-

луй, более определенно, чем для более западных частей Центрально-Азиатского пояса. Присутствие архейского гранулитового фундамента относительно достоверно устанавливается в пределах Хингано-Буреинского массива, являвшегося в раннем докембрии северо-восточным выступом Китайско-Корейского кратона, а также архейских глыб в составе Байкало-Нижевитимской системы. Тот факт, что сходные по составу архейские образования слагают фундамент южной части Сибирского кратона и подходят к его разломному ограничению с простираниями, близкими к меридиональным, а также, что архей Хингано-Буреинского массива имеет аналогичные простирания, естественно, наводит на мысль о единстве Сибирского и Китайско-Корейского кратонов в позднем архее и о вторичности разделившего их впоследствии широтного пояса.

Однако первым признаком заложения Центрально-Азиатского пояса — восточного отрезка Урало-Монгольского (Охотского) служит интенсивная переработка архейского сиалического фундамента в конце архея в пределах Становой зоны с приобретением им широтной ориентировки. Аналогичное явление имело место и во Внутренне-Монгольском краевом поднятии Китайско-Корейского кратона (см. гл. VII). Еще более отчетливо новый структурный план вырисовывается в раннем протерозое. В это время по юго-западной и южной периферии Сибирского кратона закладывается геосинклинальный пояс, элементы которого нам известны на западе в Енисейско-Восточно-Саянской зоне, а восточнее — между Байкалом и Становой зоной. Северная периферия пояса, образования которой обнажены ныне в Чуйско-Тонодском и Нечерском антиклинариях, представляла, очевидно, многогеосинклиналь, возникшую на опущенном, раздробленном и переработанном, но все же в общем сохранившем свою сплошность континентальном архейском основании. Для более южной зоны, соответствующей современному Байкало-Витимскому поднятию, ныне достаточно вероятно заложение на океанической коре, возникшей в процессе раздвига Сибирского и Китайско-Корейского кратонов.

На востоке Байкало-Монголо-Охотская раннепротерозойская геосинклиналь должна была сочленяться с геосинклинальной системой, намечающейся в восточной части Хингано-Буреинского массива и относящейся уже к Тихоокеанскому поясу. Здесь геосинклинальный режим сохранялся и в среднем протерозое, в то время как в Байкало-Монголо-Охотской области достаточно интенсивно проявился раннекарельский диастрофизм. Он протекал в две, по крайней мере, фазы и сопровождался региональным метаморфизмом от зеленосланцевой ступени во внешней зоне до амфиболитовой во внутренней и гранитоидным магматизмом — плагиогранитным в первую фазу, собственно гранитным (палингенным) во вторую фазу и в позднеорогенную эпоху.

В среднем протерозое район современного Байкало-Витимского нагорья испытал достаточно интенсивный орогенез, ярким свидетельством чего служит образование акитканской вулканогенной молассы, слагающей вместе с субвулканическими и гипабиссальными гранитоидами ирельского комплекса Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс.

В конце среднего — начале позднего протерозоя скорость поднятий значительно снизилась, и на выровненной поверхности среза раннедокембрийских образований сформировалась кора выветривания, продуктом переотложения которой является тепторгинская серия Байкало-Витимского нагорья. В более южной полосе, протягивающейся из Монголии в Забайкалье, в частности в Селенгино-Верхневитимской зоне, континентальные условия сменялись мелководно-морскими условиями с накоплением органогенно-карбонатной формации. Все это указывает на вероятность восстановления на всем

пространстве между Сибирским и Китайско-Корейским кратонами континентальной коры, «залечившей» возникшее в начале протерозоя океаническое «зияние».

Байкальский этап (средний и поздний рифей и венд). Новый этап геосинклинального развития начался в среднем, а в более южной полосе, возможно, лишь в позднем рифее. Теперь область с океанической корой, т. е. эвгеосинклиналь, образовалась к югу от Байкало-Витимского поднятия, а восточнее — к югу от Алдано-Станового щита и по восточной периферии Хингано-Бурейского массива. Байкало-Витимское поднятие выступало в качестве геоантиклинали — островной дуги, а к северу от него располагалась Байкало-Патомская миеосинклиналь — окраинное море. В этот бассейн в большом объеме сгружался обломочный материал как с Сибирского кратона (преимущественно кварцевый), так и с Байкало-Витимской геоантиклинали (граувакковый). В начале среднего и повторно позднего рифея южная часть кратона испытала, вероятно, покровное оледенение, за счет перемыва морен которого в Патомском прогибе накапливались тиллоиды.

Байкало-Патомская миеосинклиналь почти с самого начала расчленялась Чуйско-Нечерской миеоантиклиналью на две зоны прогибания — северную, собственно Байкало-Патомскую, и южную, Мамско-Бодайбинскую, в конце байкальского этапа давшими начало одноименным антиклинорию и синклинориям¹. В южный прогиб с юга, очевидно со стороны Байкало-Витимской эвгеоантиклинали (вулканической дуги), в небольшом количестве поступал вулканогенный материал, но это еще не дает достаточных оснований считать Мамско-Бодайбинскую зону эвгеосинклинальной.

Поднятия конца рифея — начала венда заключили геосинклинальное развитие Байкало-Нижневитимской системы и сопровождалось складчато-разрывными деформациями, метаморфизмом и гранитообразованием. Граниты, однако, известны лишь в южной зоне байкалид, деформации резко ослабевают к северу, поднятия также, а метаморфизм практически сходит на нет. Тем не менее свидетельством байкальского орогенеза служит молассовая формация ушаковской и мотской свит в Прибайкальском прогибе и их аналогов в Припатомском прогибе.

В Селенгино-Верхневитимской и Хангай-Забайкальской зонах байкальский диастрофизм, по-видимому, не проявился, возможно, в связи с тем, что геосинклинальный процесс здесь начался лишь в позднем рифее. То же касается и Хингано-Ханкайской геосинклинальной системы. Но в Керулен-Аргунской зоне мы снова встречаемся с поздне-докембрийским, если не предвендским несогласием и метаморфизмом. Эта зона или, по крайней мере, центральная ее часть выступала в качестве консолидированного поднятия (обломок протоплатформы?) уже в рифейское время; то же вероятно для Малханско-Яблоновой зоны.

Салаирский этап (поздний рифей — венд — кембрий)². Для всей осевой полосы Монголо-Охотской геосинклинали чрезвычайно характерно начало геосинклинального развития в конце рифея с образованием типичной офиолитовой ассоциации, сменяющейся в венде (?) — начале кембрия флишевыми или флишoidными толщами, некоторое ослабление тектонической активности и обмеление в раннем кембрии с отложением карбонатов, частично или полностью замещающих вулканиты и силициты, и затем резкое проявление салаирской складчатости и метаморфизма (обычно не выходящих, впрочем, за пределы

¹ Здесь принимается традиционная трактовка возраста отложений Мамско-Бодайбинской зоны. Возможность другой трактовки оговорена выше.

² Подобно другим областям Центрально-Азиатского пояса одни этапы здесь перекрывают во времени другие.

зеленосланцевой фации) в среднем и позднем кембрии. По справедливому заключению Л. П. Зоненшайна (1972), поздний рифей — нижняя половина кембрия были, вероятно, самой «геосинклинальной» эпохой в палеозойской истории Центрально-Азиатского пояса. Салаирский диастрофизм проявился на всем пространстве от Северной Монголии до Приохотья и Приморья и, как мы видели выше, западнее он затронул всю Алтае-Саянскую область и восточную часть Центрально-Казахстанской. Таким образом, можно констатировать, что салаирский тектогенез типичен для всего Центрально-Азиатского пояса.

В итоге на большей части площади между Сибирским и Китайско-Корейским кратоном глыбы древней континентальной коры оказались вновь спаянными еще относительно маломощной и слабо консолидированной корой субконтинентального типа, что привело к временной тектонической стабилизации. Однако исключение составляет Селенгино-Верхневитимская система, где салаирское гранитообразование произошло в грандиозных масштабах и образовался, в частности, огромный Ангаро-Витимский батолит («ареал-плутон»).

Северная часть батолита и отдельные плутоны того же возраста — его сателлиты распространены и севернее Селенгино-Верхневитимской системы, в смежной Байкало-Нижневитимской системе, вплоть до Чуйско-Нечерского антиклинория, свидетельствуя о байкальском тектогенезе этой последней системы. В Селенгино-Верхневитимской системе кроме гранитов мы находим салаирскую молассу, на западе — вулканогенную. Полоса, промежуточная между Селенгино-Верхневитимской и Байкало-Нижневитимской зонами, т. е. между байкалидами и салаиридами, испытала первичный орогенез перед вендом — байкальский и вторичный — салаирский, которые сопровождались гранитообразованием (особенно салаирский) и накоплением моласс.

Восточная окраина Хингано-Буреинского массива — Малохингано-Ханкайская зона также относится к категории зон, где к середине или концу кембрия возникла настоящая континентальная кора и имел место орогенез с отложением моласс.

В других частях области салаирская стабилизация была неполной и относительной, в частности, в Борщевочно-Тукурингра-Джагдинской зоне. В наибольшей степени сохранили подвижность и тенденцию к погружению Хангай-Забайкальская, Гобийско-Хинганская и Удско-Шантарская зоны, в осевых частях которых погружение в кембрии возможно и не прерывалось. Однако и здесь интенсивность подводного вулканизма заметно снизилась, что, очевидно, свидетельствует о снижении проницаемости коры.

Каледонский этап (поздний кембрий — ордовик — силур). К началу этого этапа геосинклинальные условия сохранились только к югу от Главного Монголо-Охотского разлома и то не повсеместно. Интенсивное прогибание испытывали лишь западная часть Гобийско-Хинганской зоны, по крайней мере с силура, и Удско-Шантарская зона. Компенсировалось оно в основном накоплением терригенных, нередко флишеидных или карбонатно-терригенных осадков, с подчиненным участием вулканитов, притом не только основных (спилиты, диабазы), но и кислых. Это не позволяет более относить значительную часть прогибов области к эвгеосинклиналям; скорее всего они представляли структуры промежуточного между эв- и миеосинклиналями типа мезогеосинклинали. Палеогеографически это окраинные моря; в центральной части, судя по широкому распространению турбидитов (Л. П. Зоненшайн), они обладали значительными глубинами, что косвенно свидетельствует о небольшой мощности коры — субконтинентальной или даже субокеанической.

В конце ордовика — начале силура в интенсивные погружения оказалась вовлеченной западная окраина Хингано-Буреин-

ского срединного массива — Зее-Селемджинская зона. Эти погружения не были длительными и уже к началу девона сменились поднятиями, сопровождавшимися складчатостью и гранитообразованием (буреинский комплекс), а впоследствии и накоплением на отдельных участках типичных моласс. Поднятия и гранитизация практически охватили весь массив и привели к его реконсолидации в прежних (послесалаирских) размерах.

Помимо этого района каледонские поднятия и складчатые деформации отчетливо проявились на западном замыкании Хангай-Забайкальской зоны¹, на Керулен-Аргунском массиве и по северо-западной периферии Удско-Шантарской зоны. Почти повсеместно им сопутствовало внедрение гранитоидов. Все это способствовало дальнейшему наращиванию континентальной коры. На северо-западе области волна каледонской активизации распространилась не только на зону салаирид, но и на байкалиды, приведя к поднятиям и складчатым деформациям даже в зоне перикратонных опусканий Сибирской платформы («Ангаро-Ленский прогиб»). Каледонская активизация проявилась в Байкальской области также в образовании комплекса щелочных интрузий.

Не затронутыми каледонским диастрофизмом остались осевые полосы Хангай-Забайкальской и Удско-Шантарской зон, а также Гобийско-Хинганская система. Эта последняя, особенно ее западная часть, не только избежала каледонского диастрофизма, но и продолжала оставаться ареной интенсивного инициального вулканизма, что позволяет предполагать дальнейшее расширение здесь пространства с океанической корой. Таким образом, как отметил Л. П. Зоненшайн, сжатие в широкой полосе к северу от этой зоны сменяется растяжением в ее пределах, т. е. в тылу области сжатия.

В целом каледонский тектогенез в развитии области имел меньшее значение, чем предшествующий салаирский и последующий герцинский, но все же оно достаточно заметно, причем возрастает в западном направлении — к Алтае-Саянской области.

Герцинский геосинклинальный этап (силур — девон — ранний карбон). На этом этапе роль стержневых эвгеосинклинальных прогибов сохраняется за Гобийско-Хинганской и Джагдинско-Шантарской зонами, которые разделились вполне возможно выступом более древних складчатых образований. Не исключено, впрочем, что это разделение является лишь кажущимся или вторичным и что в действительности через названные зоны простиралось непрерывное и достаточно широкое пространство с океанической корой. Северо-западнее, отделяясь Керулен-Аргунским приподнятым континентальным блоком, покрывавшимся мелким морем с карбонатно-терригенными осадками, протягивался морской бассейн Хангай-Забайкальской зоны с мощным песчано-сланцевым флишеидным накоплением. Этот бассейн отчетливо замыкался на западе в пределах области каледонской консолидации и углублялся к востоку, где он, вероятно, сливался с продолжением Гобийско-Хинганского.

Подводный вулканизм проявлялся в относительно ослабленной форме, преимущественно в девоне и начале карбона (Восточно-Агинский прогиб), изменяясь по составу от основного до кислого. Значительно более интенсивной была магматическая деятельность по периферии, особенно северной Хангай-Забайкальской зоны прогибов (особенности это касается территории Монголии). Здесь происходили как наземные извержения кислой, явно коровой магмы, так и становление плутонов гранитоидов — также продуктов плавления коры.

¹ Возможно и всей зоны в целом, отличающейся региональным отсутствием кембрия, ордовика, а частично и силура.

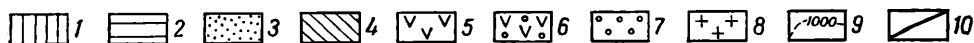
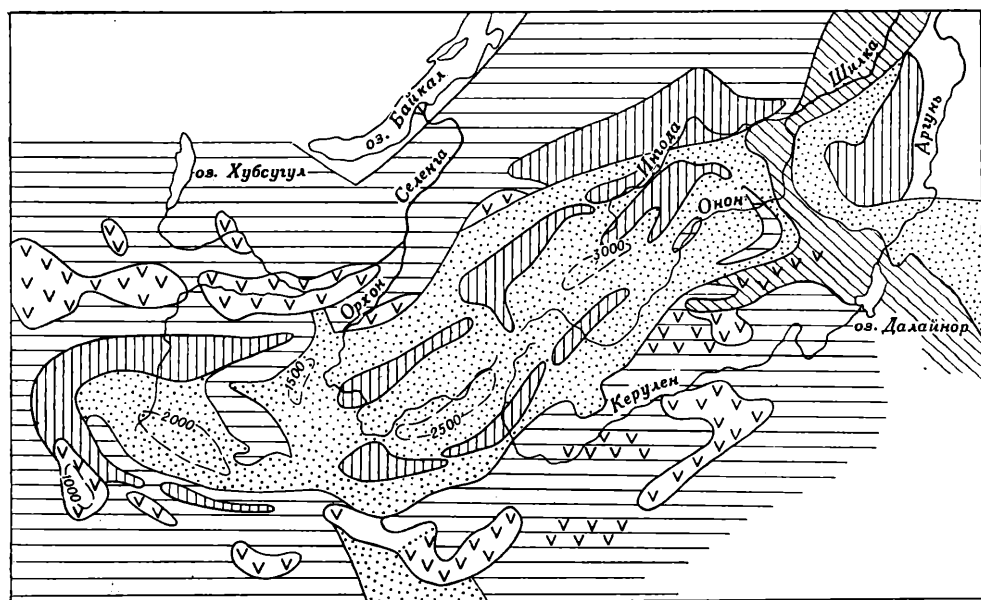


Рис. 45. Палеоструктурная схема Забайкалья и северо-восточной Монголии для среднего и позднего карбона и ранней перми (по В. А. Амантову, упрощено).

Условные обозначения к рис. 45—48: 1—3 — поднятия: 1 — интенсивные, 2 — умеренные, 3 — слабые; 4 — область погружения и морского осадконакопления — внутреннее море; 5 — вулканические дуги; 6 — вулканогенная моласса; 7 — моласса; 8 — внутриконтинентальные впадины; 9 — изогипсы; 10 — разломы

Герцинский орогенный этап (поздний палеозой — ранний триас). Начавшийся в конце раннего карбона герцинский диастрофизм имел решающее значение в тектоническом развитии области. Он охватил почти всю ее площадь; активный геосинклинальный процесс оказался оттесненным на крайний юг, где возникла (?) Внутреннемонгольская эвгеосинклиналь, и на восток, где известен позднепалеозойский эвгеосинклинальный прогиб хр. Джагды. Вся остальная область испытывала горообразование, складчатость, гранитизацию (но сравнительно слабый региональный метаморфизм). Лишь в Хангай-Забайкальской зоне происходило постепенное отмирание геосинклинального бассейна с опреснением и сменой флишовой формации молассовой, в которую вклиниваются нижнепермские вулканы (рис. 45). Относительно узкий молассовый прогиб возник также вдоль западной части Главного Монголо-Охотского разлома; начиная с бассейна Селенги и западнее, до Орхона, на территории Монголии и Бурятии вдоль этого разлома, а также северо-западнее, в пределах зоны салаирской складчатости в перми проявлялся интенсивный наземный вулканизм, весьма разнообразный по химическому составу своих продуктов — от базальтов до липаритов и снова базальтов повышенной щелочности, включая собственно щелочные вулканы калиевой специализации. Мощность пермской вулканогенно-осадочной молассы достигает 10—12 км. Формирование этого Орхон-Селенгинского вулканоплутонического пояса сопровождалось в конце перми — раннем триасе внедрением гранитных интрузий. Граниты того же возраста получили широкое распространение и в Хангай-Забайкальской зоне, кроме Агинского района. Агинский массив испытал в это время не поднятие, а погружение (Средне-Ононский прогиб) с накоплением паралической молассы (акшинско-илинская серия). В пограничной зоне между Восточно-Агинской зоной и Керулен-Аргунским массивом возникли межгор-

ные прогибы — Чиронский, Борзинский с отложением мощной морской молассы: $C_1—P_1$ в первом, P_2 — во втором. В аналогичных прогибах на самом Керулен-Аргунском массиве вместо морской молассы мы находим уже континентальную, более грубую, но менее мощную.

Небольшое число пермских прогибов той же северо-северо-восточной ориентировки известно и в юго-восточной части Монголо-Амурской системы; в их пределы проникли ингрессии моря, очевидно, с юга, со стороны Внутреннемонгольской геосинклинали. Морской геосинклинальный бассейн (Сихотэ-Алинский) простирался и к востоку от Хингано-Буреинского массива, частично затрагивая его окраину.

Внутреннемонгольская система продолжала свое активное геосинклинальное развитие до самого конца палеозоя, но и она, вероятно, замкнулась в раннем триасе. Соединительным звеном между этой системой и Сихотэ-Алинской служат Кайлуский широтный и Гиринский субмеридиональный средне- и позднепалеозойский прогибы, расчленившие Хингано-Буреинский массив.

К середине триаса континентальная и тектонически относительно спокойная обстановка господствовала практически на всей площади Байкало-Охотской области, но на большей ее части она вскоре сменилась регенерацией тектонической подвижности.

Киммерийский этап (поздний триас — юра — ранний мел). В позднем триасе в полосе, тяготеющей к Главному Монголо-Охотскому разлому, возник относительно узкий (порядка сотен километров) в современной структуре, но весьма протяженный прогиб, простиравшийся от советско-монгольской границы до Охотского побережья и заполнявшийся морской терригенной формацией — грубообломочной, типа молассы по периферии и песчано-глинистой, приближающейся к аспидной, в наиболее глубоких частях. Такая латеральная сопряженность формаций, из которых одна соответствует заключительным, орогенным стадиям тектонического цикла или эпохам тектонической активизации, а другая — начальной, не должна удивлять; она характерна и для юрских (T_{1+3}) отложений области, и для проявлений вулканизма — основного в прогибах, кислого и субаэрального на их бортах и поднятиях. Подобное сочетание показывает, что частичная регенерация геосинклинального режима (по М. С. Нагибиной — ревивация) в начале мезозоя в Монголо-Охотской области протекала, особенно на западе на фоне общей тектонической активизации.

Другая полоса раннемезозойских приразломных прогибов простирается в Северо-Восточной Монголии и Забайкалье примерно вдоль границы Хангай-Забайкальской и Керулен-Аргунской зон (рис. 46). В этой полосе в Монголии недавно установлено присутствие морского нижнего триаса в согласном залегании с верхней пермью; значительно раньше морской нижний триас был открыт на юге Забайкалья, в Халчеранге. Это показывает, что местами в Монголо-Амурской системе не было столь резкого перерыва между герцинским и киммерийским комплексами и что этот перерыв падает в основном на средний триас. В районе слияния Ингоды и Онона (верховья Шилки) данная полоса раннемезозойских прогибов, очевидно, сливалась с основной полосой. Мощность верхнего триаса в Монголо-Амурской системе достигает 3,5—4,5 км.

К востоку от Хингано-Буреинского массива в позднем триасе продолжала развиваться Сихотэ-Алинская геосинклиналь Тихоокеанского пояса, своими периферическими погружениями частично захватившая и край массива. Очевидно, и в Монголо-Амурскую систему триасовое море проникло со стороны Тихого океана.

В ранней — средней юре в Монголии и Западном Забайкалье морской режим сменился континентальным (рис. 47). Лишь в отдельных небольших впадинах шло накопление молассоидных осадков

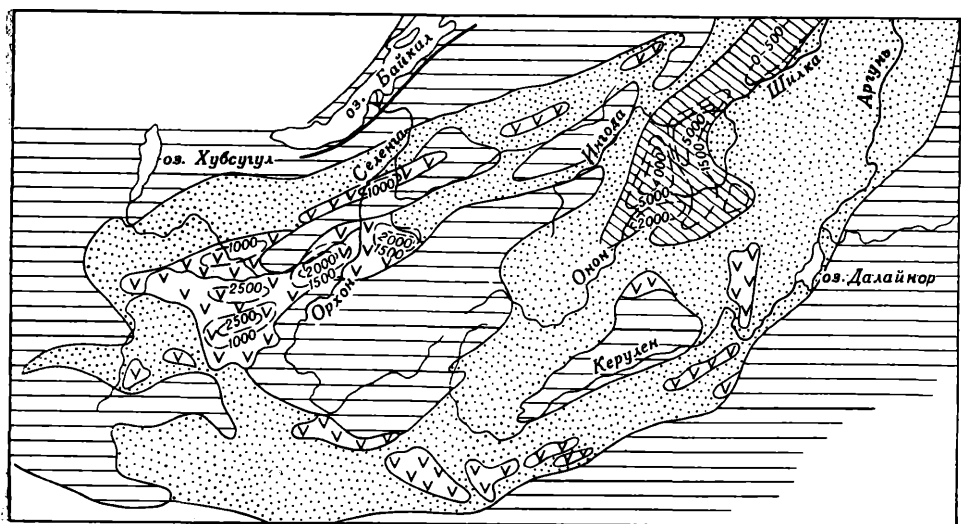


Рис. 46. Палеоструктурная схема Забайкалья и северо-восточной Монголии для позднего триаса (по В. А. Амантову, упрощено).
Условные обозначения см. рис. 45

и вулканитов пестрого состава. На северо-западе заканчивал свое развитие Орхон-Селенгинский вулканический пояс. Напротив, в центральной и восточной частях Монголо-Амурской системы, начиная с Восточного Забайкалья, область морского осадконакопления расширилась, сместившись несколько к югу по сравнению с поздним триасом. Формационный тип осадков, распределение их фаций сходны с триасом, а мощность доходит до 6—7 км. В южном борту Амура-Зейского прогиба в значительном количестве присутствует вулканогенный материал.

Очень важными для всего развития западной части Монголо-Амурской системы явились события, разыгравшиеся в средней и поздней юре. Эти события включали интенсивные, хотя и неравномерные складчато-надвиговые деформации, весьма энергичные поднятия, документированные грубой молассой (верхнегазимульская свита J_2 Восточного Забайкалья), мощный наземный вулканизм и внедрение комагматических интрузий кислых гранитоидов (рис. 48), с которыми практически связана почти вся богатая и разнообразная металлогения области. Этот широко распространенный магматизм и особенно небольшая глубина формирования интрузивов и их происхождение явно за счет плавления гранитного слоя коры свидетельствуют об исключительно высоком тепловом потоке. Этому последнему обязана и ремо-билизация раннедокембрийского фундамента с образованием, вернее возрождением, гранито-гнейсовых куполов и валов.

В самом конце юры и раннем мелу структура сформированного на предыдущей стадии крупнейшего Монголо-Станового свода была осложнена образованием ряда параллельных зон грабенообразных опусканий, приуроченных к древним разломам разновозрастного складчатого основания. Знаменательно, однако, что эти грабены (грабен-прогибы), большей частью односторонние или, во всяком случае, асимметричные, не проникают на север в область байкалид. Возникшая таким образом структура должна была напоминать современную структуру зоны бассейнов и хребтов центральной части Североамериканских Кордильер.

В ту же эпоху произошло интенсивное раздробление и Хингано-Бурейского массива, также с образованием целой системы грабен-прогибов северо-северо-восточного, параллельного Сихотэ-Алинской

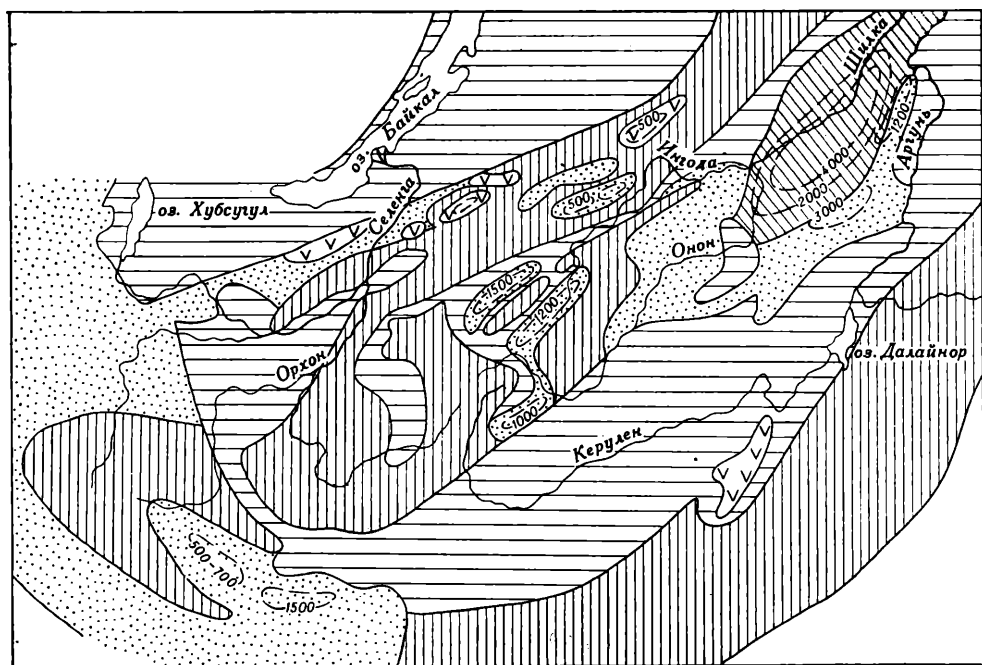


Рис. 47. Палеоструктурная схема Забайкалья и северо-восточной Монголии для ранней и средней юры (по В. А. Амантову, упрощено).
Условные обозначения см. рис. 45

геосинклинали простираения, и мощными проявлениями вулканической деятельности, в особенности в пределах краевого (по отношению к массиву) вулканического пояса Большого Хингана. Но вулканическая активность проявлялась и за пределами Хингано-Буреинского массива, как к западу от Большого Хингана, так и в Амуро-Зейском и Зейско-Удском прогибах. Среди вулканитов, что любопытно, преобладают производные андезитовой магмы.

Буреинский прогиб, занимающий в массиве периферическое положение, зародился в юре первоначально в качестве одного из грабен-прогибов субмеридионального простираения; в мелу он стал испытывать все большее влияние Сихотэ-Алинской геосинклинали, вступавшей в орогенный этап своего развития.

Этап платформенного развития (поздний мел — палеоген — миоцен). В середине мела на всей площади области впервые устанавливается относительно спокойный тектонический режим, весьма близкий к платформенному. На значительной территории, охватывающей восточную часть МНР, Внутреннюю Монголию и большую часть Дунбэя (КНР), а также Зее-Буреинскую равнину, платформенные условия сохраняются вплоть до современной эпохи. Эти районы составляют Монголо-Дунбэйскую молодую платформу, единство которой нарушается испытавшей новейшую (N_2-Q) активизацию зоной хр. Б. Хинган. В пределах восточной части этой платформы в позднем мелу и кайнозое развивались синеклизы Зее-Буреинская и Сунляо, каждая из которых перекрывала ряд более ранних (J_3-K_1) грабен-прогибов. Проявлявшийся в некоторых районах — по западной окраине синеклизы Сунляо, северной периферии Хингано-Буреинского массива и в Приохотье в позднем мелу — наземный вулканизм имел в первом районе состав магмы от базальтового до липаритового, а в Верхнем Приамурье и Приохотье андезито-дацитовый, соответствующий орогенному этапу развития восточной части Монголо-Амурской системы и анало-

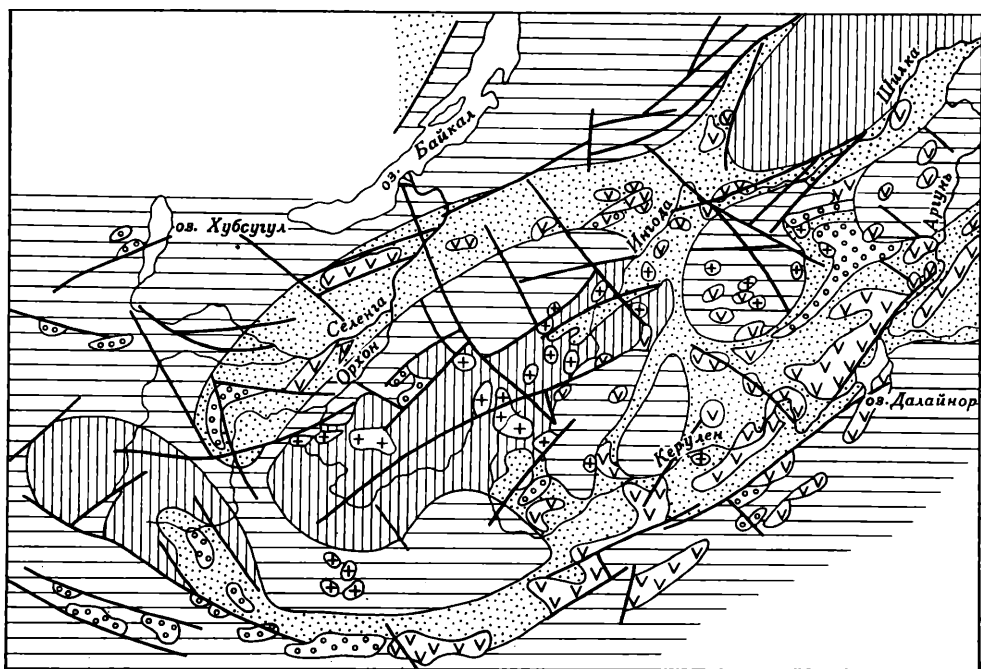


Рис. 48. Палеоструктурная схема Забайкалья и северо-восточной Монголии для поздней юры (по В. А. Амантову, упрощено)
Условные обозначения см. рис. 45

гичный наблюдаемому в Охотско-Чукотском поясе, юго-западным отвлетвлением которого и является эта вулканическая зона.

На западе, в южной и юго-восточной Монголии М. С. Нагибиной выделяется Гобийская плита, а в ее пределах ряд относительно небольших впадин, именуемых ею синеклизами; наиболее крупной из них является Тамцагско-Далайнорская. Мощность верхнемеловых — кайнозойских континентальных осадков здесь не превышает 700 м. Впадины разделяются выступами складчатого основания. Местами наблюдаются покровы верхнемеловых базальтов, подчеркивающие платформенный характер развития этой территории.

Этап новейшей активизации (плиоцен — квартер). Некоторое оживление тектонической активности имело место уже в олигоцене и миоцене, но основной период новейшего орогенеза приходится в рассматриваемой области на плиоцен-четвертичное время. Предвестниками активизации явились трахибазальтовые излияния в Прибайкалье и Забайкалье. К концу миоцена темп восходящих движений как здесь, так и в Приамурье возрастает и к началу плиоцена абсолютная амплитуда поднятий достигает 1000 м.

Плиоцен-четвертичный орогенез проявился на территории области избирательно. Наибольшее воздымание — более 2—3 км испытала Байкало-Витимская система вместе со смежным с востока Алдано-Становым выступом Сибирского кратона. Их объединение в единую зону преобладающих поднятий произошло уже в начале юры, но наиболее резко проявилось на неотектоническом этапе. Байкало-Становой свод, подпираемый выступом разуплотненной мантии, осложнился Байкальской рифтовой системой, протянувшейся от района оз. Хубсугул к Становому хребту. Поднятия несколько меньшего масштаба, с амплитудой до 2—2,5 км, проявились в Северо-Восточной Монголии и Забайкалье — Хангайский и Хэнтэй-Даурский своды. Любопытно, что они возникли на ме-

сте герцинских синклиналий, т. е. представляют обращенные формы. Вместе с тем по отношению к мезозойскому структурному плану наблюдается определенное соответствие. Своды эти осложнены горстами и грабенами второго порядка.

Значительное воздымание испытала полоса древних хребтов Тукурингра-Джагды, превратившихся уже в мезозое в горст-антиклинарии. Это воздымание распространилось и на северо-восточную часть Хингано-Буреинского массива, где возникли хребты Турана и Буреинский высотой почти до 2 км. Одновременно продолжалось относительное погружение синеклиз Зее-Буреинской и Сунляо, разделенных протянувшимися диагонально к общему простиранию структуры фундамента и мезозойских грабенов невысоким поднятием Малого Хингана (китайского), вдоль северо-восточного склона которого следует долина Амура в его среднем течении. Поднятие испытал и юрско-меловой вулканический пояс Большого Хингана, имеющий по подошве вулканического комплекса структуру прогиба, т. е. и здесь произошло обращение знака вертикальных движений. Меридиональное поднятие Б. Хингана с амплитудой до 1,5 км отделило впадину Сунляо от расположенных западнее, в пределах МНР и отчасти КНР, Восточно-Гобийской и Тамцагско-Далайнорской впадин, заполненных неоген-четвертичными осадками. Относительное погружение этих впадин происходило на фоне общего довольно равномерного подъема Гобийской плиты на высоту 1000 и более метров над уровнем океана. Базальтовый вулканизм продолжался в Дунбэе до современной эпохи.

13. Некоторые выводы

Некоторая необычность тектонической истории рассмотренного отрезка Урало-Охотского подвижного пояса, а также, в определенной мере, то обстоятельство, что изучение структуры центральной части области затруднено поглощающим ее огромным Ангаро-Витимским батолитом и сопровождающими его более молодыми плутонами гранитоидов вызвали большую противоречивость оценок тектонического режима области в целом и отдельных ее зон на ранних этапах развития. Об этом уже много говорилось выше; здесь же отметим некоторые важнейшие особенности тектонической эволюции данного региона.

Прежде всего следует обратить внимание на то, что заложение и развитие данного отрезка Урало-Охотского пояса сопровождалось полным разрывом более древней, раннедокембрийской, в основном архейской континентальной коры на достаточно широком фронте лишь на самом юге в Гобийско-Хинганской и Внутреннемонгольской системах и вдоль оси Амуро-Охотского сегмента. Севернее, в Монголо-Забайкальском сегменте, не говоря уже о Байкало-Нижневитимской системе, образовалась, по крайней мере в рифее, очень сложная мозаика древних сиалических глыб и участков с океанической или субокеанической (редуцированной континентальной) корой. Особенно любопытно существование Малханско-Яблоновой «шпоры» Алдано-Станового щита, отсекающей байкалиды и салаириды Байкальской горной страны от собственно Монголо-Охотской области, и «тупиковое» окончание этих байкалид и салаирид. Эта ситуация повторяет, но в более крупном масштабе аналогичное расположение выступов Хамардабана и Сангилена, отсекающих байкалиды и салаириды Восточного Саяна от аналогичных систем Байкальской горной страны (см. рис. 22). В раннем протерозое большая часть Байкальского клина между Иркутским и Алданским выступами Сибирского эпирхейского кратона была занята явно новообразованным пространством с океанической корой, очевидно, окраинным морем. Южнее, на месте Монголо-Охотской области должен был расстилаться уже открытый океан. К началу среднего протерозоя сплош-

ность континентальной коры восстановилась на всей площади байкальского клина, а к началу рифея и Монголо-Охотской области. В позднем рифее рифтообразование на юге байкальского клина, параллельное Монголо-Охотскому шву, привело к новообразованию океанической коры в осевой Уда-Витимской зоне Селенгино-Верхневитимской системы, но это был, скорее всего, бассейн типа современного Красного моря. Салаирский тектогенез и сопутствовавшая ему гранитизация привели к полному восстановлению континентальной коры в байкальском клине, который затем испытал каледонскую активизацию и сохранил тенденцию к поднятию на протяжении всей последующей истории. Это поднятие, однако, резко усилилось на новейшем этапе, сопровождаясь образованием Байкальской рифтовой системы.

Существенно иначе развивалась Монголо-Охотская область, обособление которой с возникновением одноименной зоны разломов произошло, очевидно, не позднее рифея. В рифее область эта развивалась в типично эвгеосинклинальном режиме на океанической коре, среди которой существовали, однако, отдельные микроконтиненты — Керулен-Аргунский и, возможно, другие. Представляется очень сомнительной прямая унаследованность рифейской эвгеосинклинали от раннепротерозойской, допускаемая некоторыми исследователями (Алтухов и др., 1973), так как проявление карельского диастрофизма доказывается, в частности, радиометрическими датировками древних гранитоидов Керулен-Аргунского массива. Не следует также преувеличивать значение рифейского, точнее раннебайкальского, тектогенеза в развитии области, так как здесь практически не известно ни байкальских гранитоидов, ни байкальских моласс (вендско-кембрийские молассовые образования Керулен-Аргунского массива могут скорее рассматриваться как его чехол). Точно так же проявления салаирского и каледонского диастрофизма не имели решающего значения в развитии области, выражаясь в основном в поднятиях, слабых или умеренных деформациях, не сопровождавшихся практически ни гранитизацией, ни метаморфизмом, т. е. скольконибудь существенным преобразованием коры.

Несравненно интенсивнее проявился герцинский тектогенез, роль которого в формировании структуры области несомненно велика — она подчеркивается широким распространением и моласс, и гранитов, и образованием мощного Орхон-Селенгинского пермо-триасового вулканического пояса вдоль Монголо-Охотского разлома, до и после маркировавшего континентальную окраину андского типа. Однако и герцинский тектогенез не привел к прекращению подвижности области и установлению платформенного режима; о незавершенности геосинклинального развития косвенно свидетельствует отсутствие грубых моласс и неовсеместное распространение герцинских гранитов. Поэтому неудивительно, что вскоре, уже в конце триаса, последовала частичная регенерация геосинклинального режима и что решающее значение в оформлении современной структуры области как поверхностной, так и глубинной имела позднекембрийская эпоха тектогенеза (J_2-K_1) с ее интенсивными поднятиями (среднеюрская грубая моласса), необычайно широко проявленным кислым магматизмом и, наконец, рифтообразованием. Вместе с тем если в палеозое Монголо-Охотская область развивалась как часть обширного, обладавшего океанической природой Урало-Охотского пояса, то в мезозое она превратилась лишь в апофиз Тихоокеанского пояса, решающее влияние которого неоспоримо. Весьма правдоподобно мнение Л. П. Зоненшайна и др. (1975), что Монголо-Охотский шов, на который как бы нанизаны основные мезозойские прогибы, являлся в это время продолжением одного из крупных трансформных разломов Тихого океана, что подтверждается и сдвиговым характером последних крупных подвижек вдоль Монголо-Охотского разлома. В таком случае мезозойская обстановка рассматриваемого региона будет напоминать

современную обстановку Средиземноморья, расположенного на восточном продолжении Азоро-Гибралтарской трансформы. Примечательно вместе с тем, что участки с наиболее древней океанической корой в Тихом океане находятся примерно на траверзе видимого восточного окончания Монголо-Охотского пояса и что спрединговые линейные аномалии простираются в них в близширотном направлении. Не означает ли это, что Монголо-Охотский пояс лежал в раннем мезозое на прямом продолжении оси расширения Тихого океана?

Лишь после завершения раннекеммерийского рифтогенеза Монголо-Охотская область, как и байкальская, вступила в стадию платформенного режима, охватывающую поздний мел, палеоген и миоцен, т. е. несколько менее 100 млн. лет — незначительный отрезок истории региона. Наступившая затем неотектоническая активизация принесла резкое оживление поднятий и рифтообразование в Байкальской области. Значительно скромнее она проявилась в Монголо-Охотской области, где по существу выразилась в подновлении систем позднекеммерийских рифтов, вдоль которых в основном и заложены современные долины притоков Селенги и истоков Амура, и разделяющих их сводово-горстовых поднятий, образовавших водораздельные хребты между ними. Поперечные долины прорыва возникли в свою очередь вдоль поперечных же разломов северо-северо-восточного простираения, отчетливо демонстрируя устойчивость сети разломов. Аналогичным образом Байкальская рифтовая система также использовала древнюю сеть разломов. Вообще рассмотренный регион дает один из лучших примеров длительного унаследованного развития разломной сети, что не исключает, однако, периодических перестроек структурного плана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алтухов Е. Н. Новые данные о геологической структуре Баргузино-Витимского междуречья (Западное Забайкалье). — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 5, с. 1187—1190.

Амантов В. А. Тектоника и формаций Забайкалья и Северной Монголии. Л., Недра, 1975, 223 с.

Бутов Ю. П., Завишлевич А. Н., Литвиновский Б. А. Проблема байкалит в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области. — Геотектоника, 1974, № 2, с. 60—71.

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, Наука, 1973, 139 с.

Геологическое строение СССР, т. II, Тектоника. М., Недра, 1968, 535 с.

Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблемы Палеотетиса. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., Наука, 1971, 316 с.

Дольник Т. А., Воронцова Т. А. О верхнем рифее Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 1, с. 171—172.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972, 239 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций. — Геол. рудн. месторождений, 1975, № 4, с. 3—17.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиты юго-востока Сибири. М., Наука, 1970, 142 с.

Клитин К. А., Павлова Т. Г. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2, с. 413—416.

Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М., Госгеолтехиздат, 1960, 161 с.

Красный Л. И. (ред.). Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., Недра, 1966, 516 с.

Красный Л. И. (ред.). Геология Северо-Восточной Азии. М., Недра, 1973, 324 с.

Мезозойская тектоника Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1975, 207 с.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, 463 с.

Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., Наука, 1969, 398 с.

Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974, 170 с. Статьи Е. П. Бельтенева, И. А. Плотникова и С. А. Салуна.

- Основные проблемы геологии Монголии. М. Наука, 1977. 234 с.
- Очиров Ц. Б. Блоковая тектоника Забайкалья, Новосибирск, Наука, 1976. 196 с.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. — Тр. ГИН АН СССР, 1948, вып. 99, серия геол. (№ 31). 174 с.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10, с. 3—12.
- Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. Межд. геол. конгр., 21 сессия. Докл. сов. геол., пробл. 8. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М., Недра, т. I, 1964. 515 с., т. 2, 1967. 699 с.
- Салоп Л. И. О некоторых дискуссионных вопросах геологии Байкальской складчатой области. — Геология и геофизика, 1974, № 1, с. 11—24.
- Смирнов А. М. (ред.). Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1973. 180 с.
- Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1976, 224 с.
- Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., Наука, 1968. 127 с.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М., Наука, 1974. 284 с.
- Ходак Ю. А., Сунь Шу. Главнейшие структуры северо-востока Китая и сопредельной территории Советского Дальнего Востока. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 10, с. 97—110.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.

Байкальская рифтовая система

- Байкальский рифт. М., Наука, 1968. 179 с.
- Байкальский рифт. Новосибирск, Наука, 1975. 134 с.
- Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребт и его материковое продолжение. — Геоморфология, 1970, № 1, 42—45 с.
- Глубинное строение Байкальского рифта: по данным взрывной сейсмологии/ Н. Н. Пузырев, М. М. Мандельбаум, С. В. Крылов, Б. П. Мишенкин, Г. В. Крупская, Г. В. Петрик. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 155—167.
- Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971. 166 с.
- Луцкий И. В., Бондаренко П. М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. — Геотектоника, 1967, № 2, с. 3—20.
- Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. 153 с.
- Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спиринов А. И. Впадины байкальского типа Северной Монголии. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1969, т. 44, вып. 6, с. 5—22.
- Флоренсов Н. А. Рифты Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. М., Наука, 1970. 300 с.
- Флоренсов Н. А., Логачев Н. А. К проблеме Байкальского рифта. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3, с. 70—80.
- Шерман С. И. Механизм образования и основные этапы развития Байкальской рифтовой зоны. — Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. об-ва СССР, 1971, т. 68, с. 40—56.

Глава VI

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ ПОЗДНЕКИММЕРИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

1. Основные черты структуры и изученность

Эта область географически располагается на Северо-Востоке СССР, к востоку от рек Лены и Алдана, к западу от рек Пенжины и Анадыря, между морями Лаптевых, Восточно-Сибирским и Чукотским на севере и Охотским на юге. В основном она представляет собой горную (среднегорную) страну, окаймленную приморскими низменностями на севере; ее тектоническими ограничениями являются Сибирская платформа на востоке и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс на юге и юго-востоке. На севере береговая линия морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского не служит границей области; последняя включает практически всю акваторию этих морей вместе с Новосибирскими ост-

ровами и о-вом Врангеля и простирается до кромки подводной окраины Азиатского материка.

Занимая огромную площадь на сочленении двух геосинклинальных поясов — Тихоокеанского и Арктического, Верхояно-Чукотская область обладает весьма гетерогенным строением и ее единство определяется главным образом одновременным окончанием основных геосинклинальных погружений и деформаций, приходящимся на конец юры — начало мела; с ним совпадает и эпоха формирования подавляющей массы интрузий гранитоидов. Начало главного периода погружений также относительно одновременно и на большей части области приходится примерно на середину раннего карбона. С этого времени и до конца юры здесь происходит накопление так называемого верхоянского комплекса — весьма монотонной толщи терригенных, песчано-глинистых осадков. В среднем и раннем палеозое и позднем докембрии значительная часть области развивалась в режиме, который многие исследователи считают близким к платформенному и который по своей активности в целом заметно уступал режиму времени накопления верхоянского комплекса. Имеются серьезные основания полагать, что большая часть области развивалась на фундаменте, неотличимом от раннедокембрийского фундамента древней Сибирской платформы и, следовательно, составляла погруженное продолжение последней.

Господствующее простираение структур Верхояно-Чукотской области северо-западное, с постепенным поворотом на северо-западе (северное Верхоянье, Новосибирские острова), а также на юго-западе на северо-восточное или субмеридиональное. Большую роль в структуре области играют разломы северо-восточного и меридионального направлений.

По своей внутренней структуре рассматриваемая область достаточно неоднородна и расчленяется на структурные элементы с разной историей и строением (рис. 49). Наиболее крупными из них являются Верхояно-Колымская (Яно-Колымская) складчатая геосинклинальная система, Новосибирско-Чукотская складчатая геосинклинальная система и лежащий между ними Колымо-Омолонский срединный массив. При этом размеры этого массива ныне представляются гораздо меньшими, чем еще сравнительно недавно, когда существовала даже тенденция выделения Колымской платформы и объединения ее с гипотетической Гиперборейской платформой.

На юго-западном фланге Верхояно-Чукотской области, к востоку от р. Алдан и к северу от Охотского побережья находятся структурные элементы, переходные между этой областью и Сибирской платформой — Сетте-Дабанская складчатая зона, Аллах-Юнская (Южно-Верхоянская) складчатая зона и Охотский краевой (нередко рассматриваемый как срединный) массив.

Общие тектонические схемы Верхояно-Чукотской области публиковались С. В. Обручевым (1934), П. Н. Кропоткиным и Н. П. Херасковым (1939), Ю. М. Пушаровским (1955), Н. П. Аникеевым, И. Е. Драбкиным и др. (1957, 1970), В. Ф. Белым, А. Л. Николаевым, С. М. Тильманом и Н. А. Шилов (1965), Л. И. Красным (1966), Т. Н. Спиджарским (1968). Начиная со схемы Ю. М. Пушаровского, они отличались лишь в деталях; в центре области на них неизменно показывался крупный Колымский срединный массив или даже платформа. В последние годы появились принципиально отличные представления о структуре центральной части области с выделением здесь Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной зоны. Таковы схемы Н. А. Шило, В. М. Мерзлякова и др. (1973), а также С. М. Тильмана и др. (1975). По данному вопросу Тектоническим комитетом в начале 1976 г. была проведена специальная дискуссия (см. журнал «Геотектоника», № 4, 1977).

2. Верхояно-Колымская складчатая геосинклинальная система

Верхояно-Колымская система простирается от Новосибирских о-вов и дельты Лены (где от нее отходит в сторону Таймыра Лено-Анабарская складчатая зона) через бассейн Яны, верховья Индигирки и Колымы почти до побережья Охотского моря, от которого она отделена Охотско-Чукотским вулканическим поясом. Протягиваясь на севере в меридиональном или даже северо-северо-восточном направлении, система эта изменяет свое простираение в южной половине на юго-восточное и восток-юго-восточное, образуя в целом крупную и пологую дугу, обращенную своей выпуклостью на запад и юго-запад, в сторону Сибирской платформы. Протяженность этой дуги 1800 км, ширина до 600 км.

Почти вся площадь Верхояно-Колымской системы сложена с поверхности терригенными отложениями верхоянского комплекса карбона—юры, достигающими огромной мощности (до 12—15 км). Лишь на крайнем северо-западе, в горах Хараулах, а также на юго-западе, в хребте Сетте-Дабан обнажены более древние отложения от девона до рифея включительно; выходы девона и силура имеются и в северном Верхоянье. Мощность венд-турнейского, в основном шельфово-карбонатного комплекса в Хараулахе невелика, не более 3,5 км, в Сетте-Дабане она возрастает до 8—10 км. В Хараулахе мы, видимо, имеем дело с разрезом зоны перикратонных опусканий Сибирской платформы, а в Сетте-Дабане — смежной миогеосинклинали. В обоих случаях очевидно, что Верхояно-Колымская система возникла на подводной окраине Сибирского континента, погружавшейся сначала довольно спокойно (рифей, ранний и средний палеозой), а затем более интенсивно (начиная с визе). Закончился период геосинклинальных опусканий в конце юры.

На западе Верхояно-Колымская складчатая система отделена от Сибирской платформы Предверхоянским (Приверхоянским) передовым прогибом, а на востоке от Колымского массива и его палеозойского обрамления — складчатой зоны хр. Черского — Дарпирским глубинным разломом (швом) с проявлениями позднеюрского субаэрального вулканизма. На юго-востоке Верхояно-Колымская система затухает и вырождается, упираясь в юго-западное продолжение Омолонского и Тайгоносского массивов и восточное — Охотского, погребенное под вулканическим поясом.

Предверхоянский прогиб окаймляет с запада Верхояно-Колымскую складчатую систему от дельты Лены на севере до ее сочленения со складчатой зоной хр. Сетте-Дабан на юге; своим изгибом он повторяет изгиб фронта складчатой системы. Далее его южное продолжение следует вдоль Сетте-Дабана и замыкается севернее впадения в р. Алдан р. Май. Долина Алдана ниже этого места и долина Лены ниже устья Алдана приурочены к этому прогибу. Протяженность прогиба 1300 км. Предверхоянский прогиб выполнен мощной до 5—6 км толщей верхнеюрских и меловых моласс, в основном верхнеюрско-нижнемеловой паралически-лимнической угленосной молассой; песчаная континентальная моласса развита лишь на юге прогиба. В низовьях Алдана в наложенной на прогиб¹ Нижнеалданской впадине развита слабоугленосная песчаная формация олигоцен-неогена мощностью до 800 м, отвечающая этапу новейшего воздымания Верхоянья. Молассовый комплекс подстилается также довольно мощными отложениями юры (J_{1+2}), триаса и перми, а местами и более древнего палеозоя, являющимися осадками перикратонного прогиба Сибирской платформы. Ширина прогиба на северном меридиональном отрезке («Ленская ветвь») 40—50 км; на южном, субширотном («Алданская ветвь») до 150—170 км. На участке

¹ И частично на поднятие в пределах Вилуйской синеклизы.

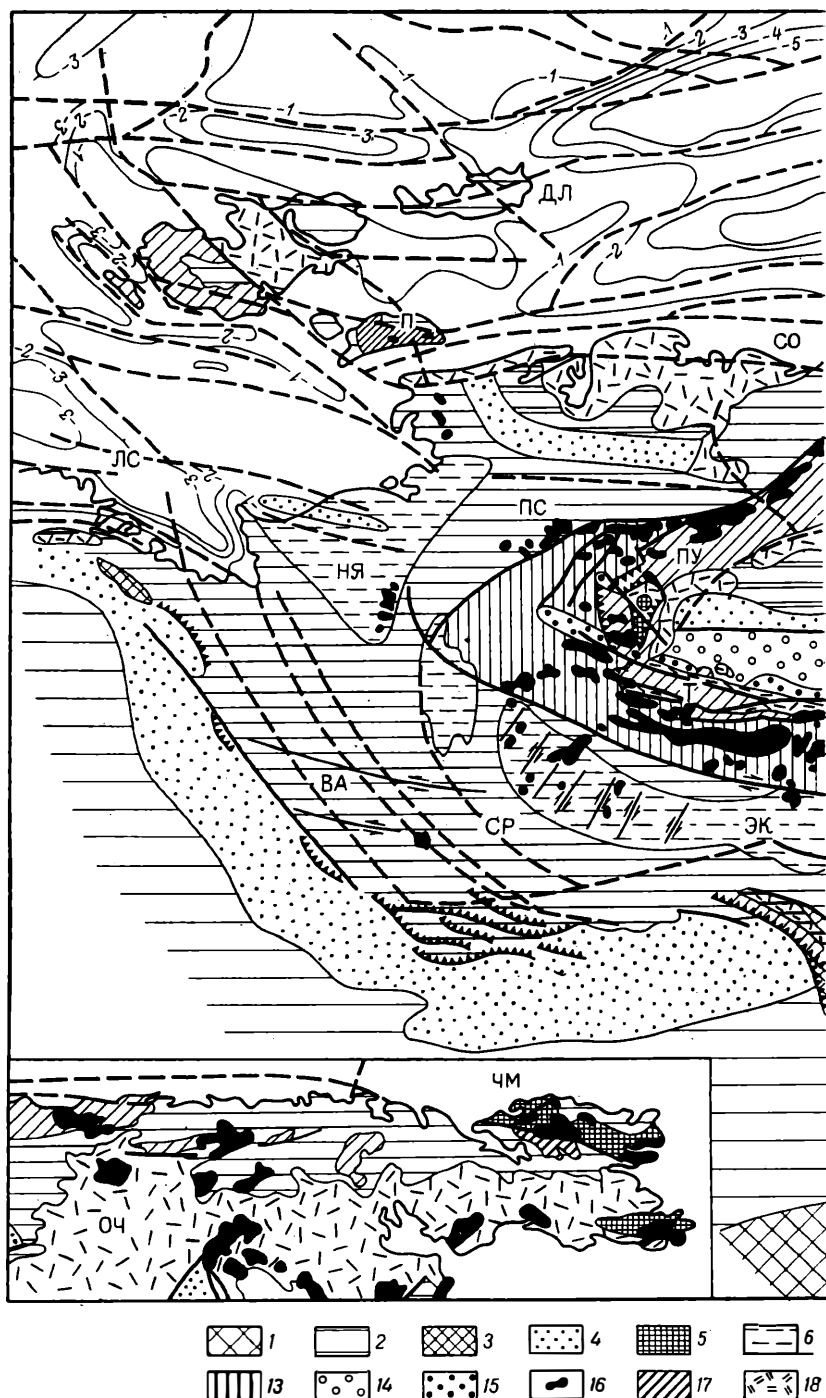
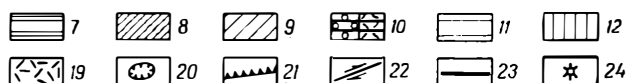
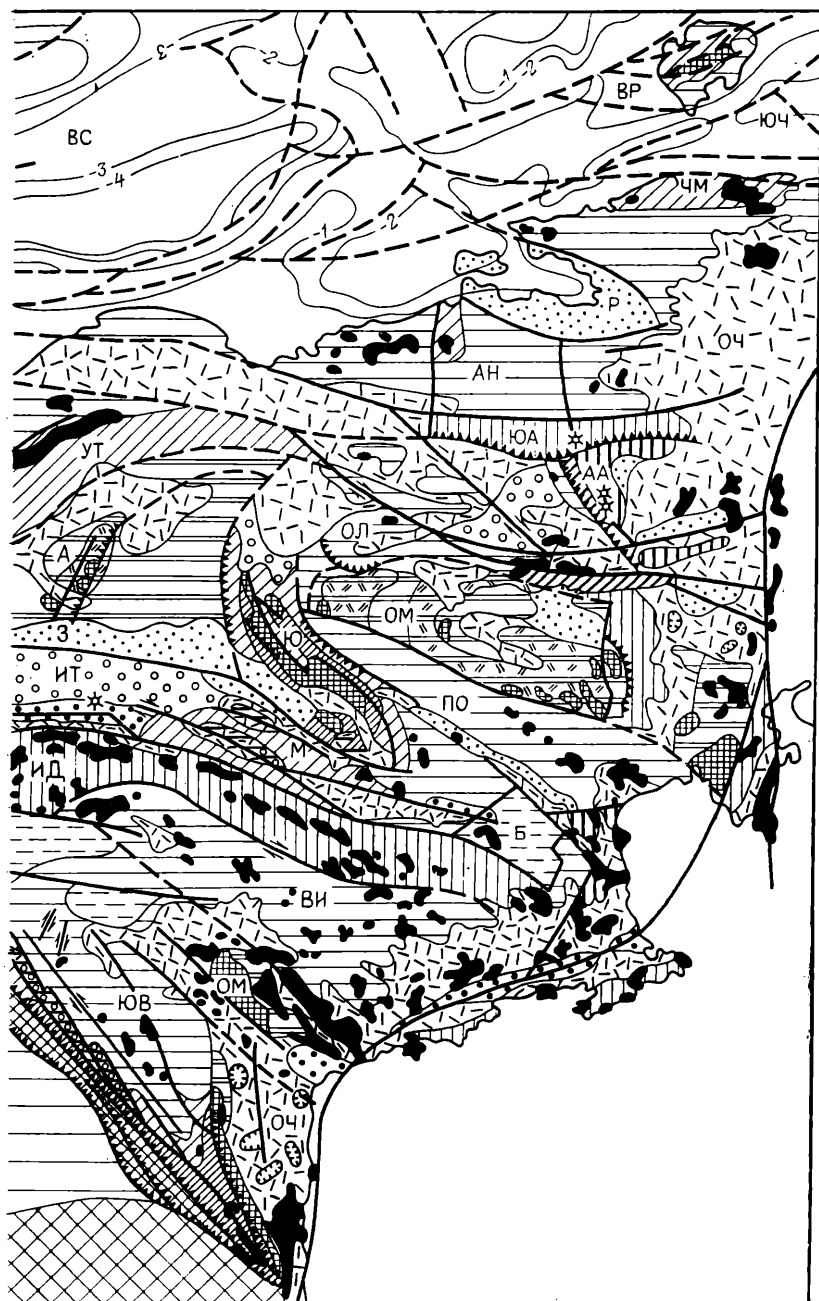


Рис. 49. Схема тектоники Верхояно-Чукотской складчатой области (по Г. С. Гусеву, К. Б. Мокшанцеву и др. с изменениями).

1—3 — Сибирская платформа: 1 — выступ фундамента платформы — Алданский щит, 2 — осадочный чехол, 3 — байкальский комплекс восточной периферии платформы; 4 — Предверхоянский прогиб; 5—20 — Верхояно-Чукотская область; 6 — зоны неглубокого залегания фундамента, 7 — чехол срединных массивов, 8 — байкальский комплекс, 9 — венд-турнейский комплекс, 10 — среднепалеозойские рифтогенные структуры: а — молассовое выполнение, б — вулканогенное выполнение, 11 — верхоянский комплекс (С₁—J₂) на древнем континентальном основании, 12 — то же, на редуцированной континентальной или субокеанической коре, 13 — то же, на океанической коре, 14 — позднеюрские вторично-геосинклинальные образования, 15 — позднеюрская — меловая моласса, 16 — плутоны гранитоидов, 17 — офиолитовый комплекс, 18 — девонские вулканы чехла Омолонского массива и их аналоги; 19 — меловые вулканы, 20 — вулканотектонические депрессии Охотско-Чукотского пояса; 21 — надвиги и шарьяжи; 22 — сдвиги; 23 — прочие разломы; 24 — молодые вулканы. ВЯ — Верхоянский антиклинорий; СР — Сартанский синклинорий; СД — Сеттэ-Да-



банский горст-антиклинорий (краевое поднятие); ЮВ — Южно-Верхоянский (Аллах-Юнский) синклиниорий; ОМ — Охотский массив; ЭК — Эльги-Кулинская (Адыча-Детринская) зона пологих дислокаций; НЯ — Нижне-Янская зона пологих дислокаций; ПС — Полоусненский синклиниорий; ВЯ — Верхне-Индигирский синклиниорий; ИД — Иньяли-Дебинский синклиниорий; ПУ — Полоусненский горст-антиклинорий; УТ — Улахантасский горст-антиклинорий; Т — Тасхяхтасский горст-антиклинорий; М — Момский (Омулевский) горст-антиклинорий; ИТ — Ильинтасская складчатая зона; З — Зырянский прогиб; А — Алазейское поднятие; Ю — Юкагирская глыба Колымского массива; Б — Балыгычанское поднятие; ПО — Приомолонский синклиниорий; ОМ — Омолонский массив; ОЛ — Олойская зона; СО — Святоносско-Олойский вулканический пояс; Л — Ляховский антиклинорий; ЮА — Южно-Ануйская складчатая зона; АЛ — Алучинское поднятие; АН — Ануйский антиклинорий; Р — Раучуанская впадина; ЧМ — Чукотский массив; ЛС — Лаптевская синеклиза; ВС — Восточно-Сибирская синеклиза; ДЛ — Делонговская антеклиз; ВР — Врангелевская антеклиз; ЮЧ — Южно-Чукотская синеклиза

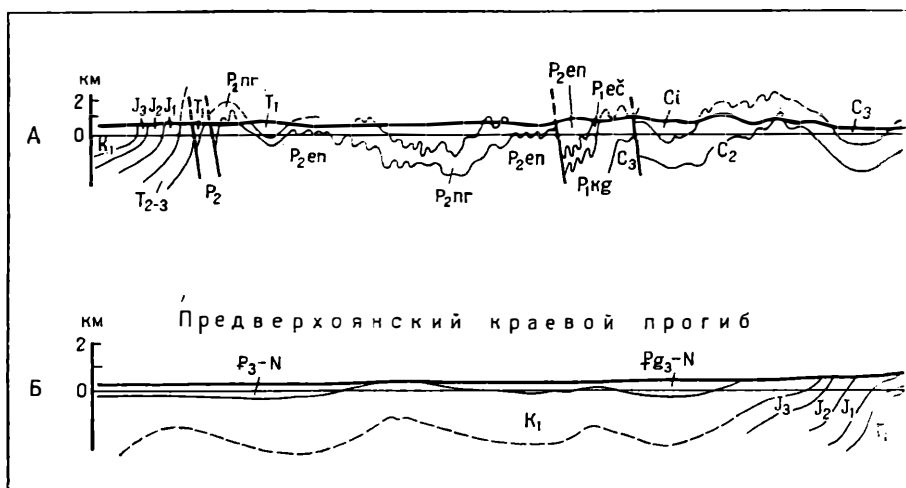


Рис. 50. Геологические профили Запада:
А — меридиональный отрез;

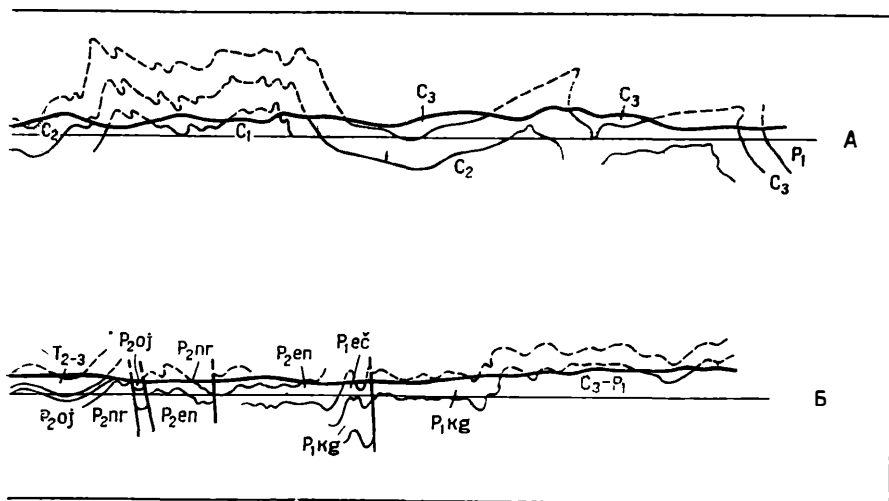
между устьями Вилюя и Алдана прогиб сливается с открывающейся и углубляющейся к востоку Вилюйской синеклизой; граница этих двух отрицательных структур является чисто условной. В продольном направлении прогиб распадается на ряд обособленных впадин, из которых наиболее глубокими являются Линденская и Лунгхинская на юге прогиба с глубиной залегания кристаллического фундамента 10—15 км. В поперечном сечении Предверхоанский прогиб обнаруживает обычную для такого рода структур асимметрию — его внутреннее крыло смято в линейные, частично коробчатые наклоненные к западу складки, осложненные взбросо-надвигами, а внешнее крыло отличается спокойным, практически моноклинальным залеганием слоев.

Верхоанско-Колымская складчатая система граничит с Предверхоанским прогибом по Западно-Верхоанскому надвику. Вдоль фронта этого надвига местами выступают девонские эвапориты (гипсы); это наводит на мысль, что смещение могло произойти по эвапоритам. Амплитуда надвигания, возможно, довольно значительна.

В первом приближении Верхоанско-Колымская система может быть подразделена вкрест простирания на две основные зоны — Верхоанскую антиклинорную шириной около 200 км (Верхоанский, или Орулганский, мегантиклинорий), совпадающую с Верхоанским хребтом, и Яно-Колымскую, в целом синклинорную (Яно-Колымский, или Яно-Индибирский, мегасинклинорий), занимающую Яно-Оймяконское нагорье, примерно вдвое более широкую. Последнее обстоятельство побуждает некоторых исследователей к более подробному подразделению Яно-Колымской зоны (см. «Геология СССР», т. XXX), с выделением значительно большего числа мегантиклинориев и мегасинклинориев, что вряд ли целесообразно.

Районирование Верхоанско-Колымской зоны производится и по другому принципу — по характеру складчатости. С этой точки зрения выделяется западная зона линейной складчатости, охватывающая Верхоанский мегантиклинорий и западную часть Яно-Колымской синклинорной зоны (Янский мегасинклинорий), центральная зона пологих складок и восточная зона линейной складчатости, отвечающие остальной большей части Яно-Колымской зоны. Значение этих различий будет рассмотрено ниже.

Верхоанский мегантиклинорий сложен в основном образованиями низов верхоанского комплекса — карбон и нижняя пермь



ого Верхоянья (по Л. П. Зоненшайну).
ок; Б — широтный отрезок

выступают в его пределах в антиклинальных складках, верхняя пермь и триас выполняют синклинали и образуют крылья мегантиклинорий. Любопытно, что в составе отложений, слагающих Верхоянский мегантиклинорий, наряду с мелководно-морскими осадками существенную роль играют и паралические формации с углями, что указывает на господство здесь обстановки прибрежной равнины, временами заливавшейся морем и представлявшей восточную окраину Сибирского континента. Складчатость в общем напряженная, но встречаются полосы развития относительно крупных коробчатых складок. Группы складок разделены крутыми, по крайней мере у поверхности, надвигами с перемещением слоев к западу (рис. 50). Складки сочетаются в антиклинории и синклинории, кулисообразно подставляющие друг друга. В структуре всего мегантиклинория «просвечивают» флексурно-разломные зоны фундамента — продольные и косо-поперечные — северо-западного простирания на севере и северо-восточного — в районе изгиба Верхоянской зоны. Эти флексурно-разломные зоны проявляются в одновременных ундуляциях шарниров складок, в мелких разрывах, часто имеющих сдвиговый характер, в зонах кварцевой минерализации. Изредка встречаются основные интрузии (силлы) пермско-триасового возраста и мелкие тела меловых гранитоидов (преимущественно на севере).

Этот тип складчатости сохраняется, как отмечалось выше, и в смежной с Верхоянским мегантиклинорием западной подзоне Яно-Колымского мегасинклинория, так называемом Янском мегасинклинории. Но далее к востоку выделяется довольно широкая полоса крайне пологих дислокаций — Эльги-Кулинская зона. С поверхности ее слагают верхнетриасовые и в ядрах синклиналей нижнеюрские отложения; по геофизическим данным фундамент здесь залегает на глубине 4—5 км против 10—12 км в смежных зонах линейной складчатости. Структура зоны очень своеобразна — на некоторых участках широкие полосы субгоризонтального, пологоволнистого залегания слоев прерываются узкими, щелевидными синклиналями, осложненными разломами¹. Распространены также куполовидные структуры, некоторые крупные (Кулинская и др.). Своеобразен и магматизм зоны: для нее характерны кольцевые магматические тела — субвулканы сложного

¹ Участки субгоризонтального положения зеркала складчатости получили в литературе по данной области название аклинориев, или планориев.

состава от диабазов до гранит-порфиров и липаритов позднерусского возраста. Большую роль в структуре зоны играют поперечные разломы, к которым и приурочена основная масса магматических тел.

Довольно естественным является предположение, что Эльги-Кулинская зона пологих дислокаций и неглубокого залегания фундамента лежит на северном продолжении Охотского массива. Кулинское куполовидное поднятие непосредственно примыкает к северо-восточному склону массива, но северо-западнее между массивом и рассматриваемой зоной вклинивается узкая полоса линейных дислокаций, вероятно связанная с разломом северо-западного направления.

Восточная (северо-восточная) зона Яно-Колымского мегасинклинория подобно западной характеризуется линейной складчатостью; она состоит из двух главных структурных элементов: Адыча-Детринского антиклинория (мегаантиклинория согласно авторам XXX тома «Геология СССР») и Иньяли-Дебинского синклинория (или мегасинклинория). Простирающийся более чем на 1000 км в северо-западном направлении Иньяли-Дебинский синклинорий является наиболее глубоким прогибом всей Верхояно-Колымской системы; в нем широкое распространение получили мощные юрские отложения, включающие флишевую или, по крайней мере, флишеидную формацию; здесь наибольшим (относительно) развитием пользуются магматические образования, в том числе вулканиты верхней перми, верхов триаса и верхов юры среднего, реже основного состава, крупные, достигающие батолитовых размеров плутоны гранитоидов и более мелкие тела, а также дайки пород среднекислого состава конца юры — мела. Соответственно эта зона является наиболее важной в металлогеническом отношении.

В структурном отношении отложения, слагающие Иньяли-Дебинский синклинорий, смяты в узкие линейные складки с крутыми крыльями и острыми замками, полосами изоклинальные с наклонными или опрокинутыми осевыми поверхностями, нередко чешуйчатые благодаря многочисленным крутым надвигам (в юго-западном крыле синклинория известны и пологие надвиги — Чехов, 1971). В поперечном сечении синклинория господствует западная вергентность (рис. 51).

Иньяли-Дебинская зона несомненно выделяется на фоне всей Верхояно-Колымской системы максимальной «геосинклинальностью» и близка по своей характеристике к эвгеосинклиналям или, вернее, к прогибам промежуточного между эв- и миогеосинклиналями типа. Высказывая подобное мнение, С. М. Тильман и его коллеги (1975) отмечают еще приуроченность к данной зоне линейных знакопеременных магнитных аномалий высокой интенсивности и, что особенно важно, выхода габбро-гипербазитовых пород, а также некоторое своеобразие состава гранитоидов. Таким образом, весьма вероятно заложение Иньяли-Дебинской зоны на сильно переработанной континентальной или даже новообразованной океанической коре.

Дарпирский глубинный разлом отделяет Иньяли-Дебинский синклинорий на северо-востоке от герцинско-раннекемберийской складчатой зоны хр. Черского, образующей уже обрамление Колымо-Омолонского срединного массива. В юго-западном направлении Иньяли-Дебинский синклинорий довольно постепенно сменяется Адыча-Детринским антиклинорием, в наиболее повышенных частях которого обнажены верхнепермские и нижнетриасовые отложения. Степень деформации слоев остается довольно высокой, но уступает Иньяли-Дебинскому синклинорию. В отличие от последнего, к которому приурочена основная часть Главного гранитоидного пояса Верхояно-Колымской системы, гранитные плутоны здесь более редки.

Достигнув верховьев Колымы, Иньяли-Дебинский синклинорий расщепляется на три ветви, которые выклиниваются в юго-восточном направлении, замещаясь субгоризонтальным залеганием верхоянского

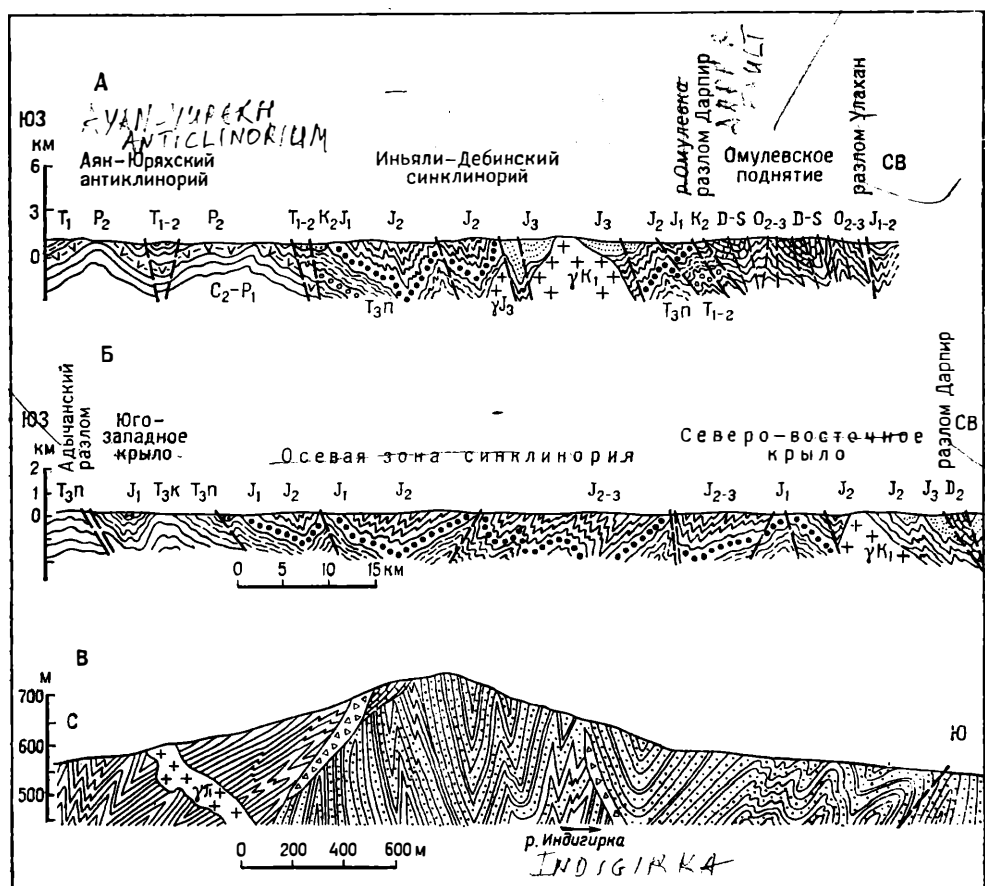


Рис. 51. Геологические профили через Иньяли-Дебинский синклиниорий (А, Б) и детальный разрез (В) участка по р. Индигирке (по А. Д. Чехову).

комплекса. Затухает в этом направлении и Адыча-Детринский антиклинорий.

В противоположном, северо-западном направлении Иньяли-Дебинский синклиниорий достигает Полярного круга, но севернее его шарнир испытывает подъем, на поверхность выходит триас, а затем весь прогиб дугообразно поворачивает на восток, параллельно хр. Полоусному и с этим широтным простиранием пересекает низовья р. Индигирки, сочленяясь с Новосибирско-Чукотской складчатой системой. Это широтное продолжение Иньяли-Дебинского синклинория называется Полоусненским синклинорием; он отличается большей шириной, менее напряженной внутренней структурой и несколько иным характером гранитоидного магматизма и металлогении.

3. Сетте-Дабан, Южное Верхоянье и Охотский массив

Здесь речь пойдет о юго-западном участке Верхояно-Чукотской области, отделенном от Алданского щита Сибирской платформы Нельканским краевым швом и обрезанном на юге разломами Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Наиболее западным структурным элементом данного региона является протягивающаяся на 600 км в субмеридиональном направлении складчатая зона хр. Сетте-Дабан. В современной структуре эта зона выступает в виде горст-антиклинория; ее четкая выраженность в рельефе обязана, очевидно, не только денудационной устойчивости по-

род, но и характеру новейших движений. Основную роль в сложении зоны у поверхности играет карбонатная формация венда — низов карбона, достигающая 10—15-километровой мощности. С некоторым несогласием и местами глубоким размывом вендские отложения залегают на таком же мощном, до 10 км, рифее терригенно-карбонатного состава. На юге рифей слагает самостоятельную зону — Кыллахскую (В. И. Коростелев), по составу отложений и характеру строения (пологие линейные складки отраженного типа, осложненные взбросо-надвигами) промежуточную между платформой и геосинклинальной областью (смятый чехол перикратонного опускания). Что касается собственно Сетте-Дабана, то здесь и рифей, и палеозой являются уже миогеосинклинальными. В структурном отношении Сетте-Дабанская зона подразделена разломами на три узкие подзоны; разломы в период погружения представляли собой сбросы, по которым происходило последовательное ступенчатое опускание фундамента к востоку, с соответственным нарастанием мощности геосинклинального комплекса. Непрерывность разреза этого комплекса нарушается предвендским (байкальским) и внутридевонским (каледонским) несогласиями. Последнее сопровождается выпадением из разреза эйфеля и залеганием живета с конгломератами в основании на более древних отложениях, вплоть до нижнесилурийских. К среднему — позднему девону приурочена и вспышка магматической деятельности с накоплением субщелочных базальтов и образованием мелких интрузивных тел габбро-диабазов и, самое любопытное, кольцевых интрузий ультраосновных — щелочных пород, приуроченных к разлому, разделяющему западную и восточную подзоны Сетте-Дабана.

На севере и на востоке палеозойский карбонатный комплекс Сетте-Дабана погружается под верхоянский терригенный комплекс, причем смена одного другим происходит без заметного несогласия, но на некоторых участках, в частности на р. Хандыге, верхоянский комплекс начинается мощным олистостромом. Знаменательно также, что на юге западной подзоны сохранились останцы континентальных нижнепермских отложений, залегающих субгоризонтально, и с резким несогласием и мощным конгломератом в основании перекрывающих венд-кембрийские отложения. Это неоспоримо свидетельствует о предверхоянских, следовательно предвизейских, т. е. раннегерцинских деформациях Сетте-Дабанской зоны. Вместе с тем достаточно очевидно, что структура Сетте-Дабана в основном создана не этими и не более ранними, а позднекеммерийскими деформациями, общими для всей Верхояно-Чукотской области. В эту эпоху отмеченные выше разломы превратились в надвиги, на глубине, вероятно, сливающиеся в общую пологую поверхность надвигания, по которой произошло смещение всей зоны относительно фундамента в сторону платформы (рис. 52). В промежутках между надвигами слои смяты в линейные складки, осложненные более мелкой, нередко изоклинальной складчатостью. Отложения вплоть до силурийских испытали метаморфизм низших ступеней зеленосланцевой фации.

Восточнее параллельно Сетте-Дабанской зоне протягивается Южно-Верхоянский (Аллах-Юнский) синклинорий, суживающийся к югу и расширяющийся к северу, где он сливается с Яно-Колымской зоной. Сложен синклинорий в основном верхнепалеозойскими (7—8 км), отчасти нижнетриасовыми образованиями и отделен разломами как от Сетте-Дабана, так и от соседнего с востока Охотского массива. На юге из-под верхоянского комплекса, смятого в крупные линейные, сундучно-килевидные, а местами брахиморфные складки, выступают более древние и более интенсивно дислоцированные отложения до среднепротерозойских включительно. Любопытно развитие в нижнем карбоне ассоциации кислых вулканитов, гранитов и гранодио-

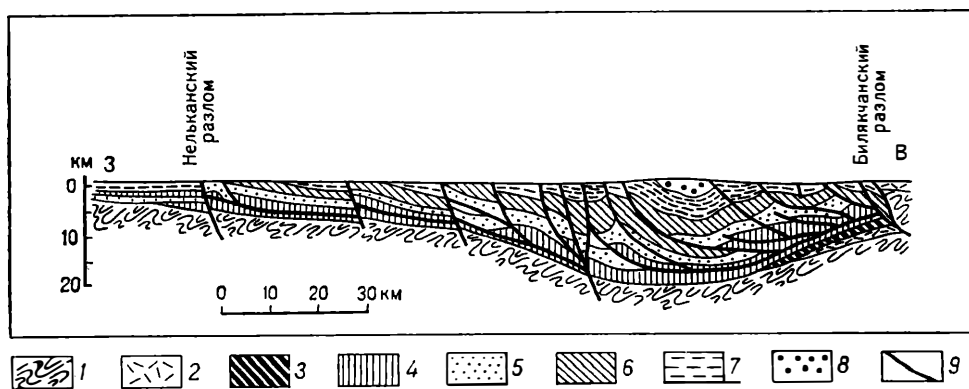


Рис. 52. Широтный профиль через Южное Верхоянье (по А. Л. Ставцеву).

1 — архейский; кристаллический фундамент; 2 — среднепротерозойские образования улканская серия; 3—6 — верхнепротерозойские образования: 3 — учурская серия, 4 — иттиканская серия, 5 — майская серия, 6 — уйская серия; 7 — вендско-нижне-среднепалеозойские образования; 8 — верхнепалеозойские образования; 9 — разломы

ритов. Более широко распространены позднеюрские — раннемеловые плутоны того же состава.

Расположенный к востоку от Южно-Верхоянского синклиория Охотский массив представляет приподнятую глыбу раннедокембрийского кристаллического фундамента, идентичного фундаменту Сибирской платформы, но отделенного от Алданского щита последней Сетте-Дабанской и Аллах-Юнской складчатыми зонами. Массив имеет форму, близкую к треугольной; на западе и северо-западе его ограничениями являются крупные, очевидно глубинные разломы, на юге породы массива уходят под покровы вулканитов Охотско-Чукотского пояса (Чиков, 1970).

Фундамент массива сложен выступающими в верховьях рек Май и Охоты архейскими (радиометрический возраст >2600 млн. лет) гнейсами и гранито-гнейсами с прослоями амфиболитов, сходными с соответствующими породами Алданского щита (Гринберг, 1968). Простирание этих пород субмеридиональное или северо-восточное. Резко несогласно залегающие на архее верхнепротерозойские (рифейские) отложения относятся уже к основанию осадочного чехла — они лежат моноклинально или смяты в пологие складки; их мощность довольно значительна — до 2,5 км. Местами сохранились останцы маломощного кембрия, залегающего непосредственно на архее. Более широко распространены каменноугольные и пермские отложения; они несогласно перекрывают более древние образования, в центральной части массива имеют небольшую мощность и выражены континентальными осадками и вулканитами, залегающими очень спокойно. Триас в центре массива представлен только верхним отделом, также небольшой мощности. На склонах массива полнота разреза, мощность и степень деформированности аналогов верхоянского комплекса возрастают, но складки остаются брахиморфными.

Значительная часть Охотского массива на юго-западе и юге перекрыта меловыми вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Аналогичные вулканиты слагают горный массив Сунтар-Хаята (наиболее высокий в Верхоянье) на северном погружении докембрийского массива, образуя так называемое Куйдусунское вулканическое поле.

Охотский массив вообще характеризуется длительной и довольно напряженной магматической активностью. Здесь известны, помимо меловых, верхнетриасовые — нижнеюрские вулканиты основного — кислого состава (Кюбюминский поперечный грабен на северном погружении массива); верхнедевонский — раннекарбонный вулкано-плутонический

комплекс (андезиты — липариты; габбро — гранодиориты); верхнепермские — нижнетриасовые основные вулканиты и силлы.

Тектоническая природа Охотского массива несколько дискуссионна, ибо в отличие от типичных срединных массивов он отделен от вполне сходного по возрасту и составу фундамента Алданского щита всего лишь Сетте-Дабанским — Южно-Верхоянским прогибом, который рядом исследователей рассматривается не как миогеосинклиналь, а как авлакоген. С последней точки зрения Охотский массив надо считать не срединным, а краевым, что справедливо и в случае признания миогеосинклинальной природы прогиба Южного Верхоянья, но при допущении его замыкания на юге. Ясно одно — эта часть Верхояно-Чукотской области подстилается наименее переработанным выступом древней континентальной коры. Вместе с тем очевидно, что и она испытала достаточно интенсивные погружения (Сетте-Дабан, Южно-Верхоянский синклинорий) или поднятия (Охотский массив), была разбита многочисленными разломами и отличалась длительной и довольно высокой магматической активностью. Все это показывает, что ее правильнее включать в состав геосинклинальной области, а не платформы.

4. Колымо-Омолонский срединный массив и его палеозойское обрамление. Алазейско-Олойская складчатая зона

Описываемая территория занимает центральное место в структуре Северо-Востока СССР и еще недавно целиком рассматривалась как крупный срединный массив или даже платформа с докембрийским фундаментом. Ныне это полностью признается лишь для Омолонской глыбы, занимающей верховья р. Омолон — последнего крупного правого притока Колымы. Фундамент этой глыбы практически тождествен фундаменту Охотского массива и Алданского щита; он сложен кристаллическими сланцами, гнейсами (плагиогнейсами), амфиболитами, мигматитами, гранитами — породами, находящимися в основном на гранулитовой или амфиболитовой ступенях метаморфизма. Радиометрический возраст этих пород — 3400 млн. лет (К. Б. Сеславинский), т. е. они являются заведомо архейскими. Наряду с ними не исключено присутствие нижнепротерозойских метаморфитов. Чехол Омолонской глыбы начинается рифейской карбонатно-терригенной формацией, отличающейся от сибирских платформенных аналогов меньшей мощностью, широким развитием грубо- и крупнообломочных пород аркозового состава и пестрой окраской. Рифейская формация перекрывается ордовикской близкого характера, но большей мощности. Как рифей, так и ордовик испытали неравномерную — от слабой до умеренной складчатую деформацию, и с заметным несогласием перекрываются верхним структурным комплексом чехла, начинающимся девонской (D_{2+3}) наземно-вулканогенной, в основном липаритовой формацией, согласно перекрываемой терригенно-карбонатной формацией карбона — перми и терригенной формацией триаса — юры. Обе эти осадочные формации возникли в мелководно-морской обстановке, содержат ракушечники и фосфоритовые конкреции, мощность их измеряется сотнями метров. Верхний структурный комплекс чехла деформирован еще слабее, чем нижний, и образует пологие брахиморфные или куполовидные складки.

Другим устойчивым элементом рассматриваемого региона является Юкагирская глыба, занимающая большую часть одноименного плоскогорья на правобережье нижней Колымы и именуемая обычно Приколымским поднятием. От Омолонской глыбы она отделена шовным, выклинивающимся к северу Приомолонским прогибом, выполненным умеренно дислоцированными отложениями верхоянского комплекса. На юге этот прогиб сливается с восточным окончанием Иньяли-Дебин-

ской зоны и вместе с последней и Омолонским массивом обрезаются Охотско-Чукотским вулканическим поясом. В фундаменте Юкагирской глыбы выступают нижнепротерозойские амфиболитовые парагнейсы и амфиболиты, а также среднепротерозойские кристаллические сланцы и порфиroidы¹. Чехол массива включает отложения среднего и верхнего рифея и венда, сходные как с разрезом перикратонного Юдомо-Майского прогиба платформ, так и Омолонской глыбы. Выше согласно залегает терригенно-карбонатная формация нижнего — среднего палеозоя мощностью до 6 км. В восточном направлении, в сторону Омолонской глыбы мощность отдельных членов формации быстро уменьшается, отчасти за счет появления перерывов в разрезе. Одновременно значительное развитие получают грубообломочные породы, в частности в основании девона, который, как и на Омолонской глыбе, ложится с размывом на более древние отложения, до протерозойских включительно. Напротив, к западу в ордовике и девоне появляются вулканы от основных до кислых.

Отложения среднего и верхнего карбона выпадают из разреза; пермские, триасовые и нижнеюрские распространены на периферии Приколымского поднятия в мелководных терригенных фациях, а его центральная часть представляла в это время сушу. В средней или начале поздней юры район испытал складчатые деформации умеренной интенсивности, сопровождавшиеся внедрением гранитоидов. Наиболее верхнюю часть чехла глыбы составляют выполняющие наложенные пологие изометричные мульды и грабены молассы и наземные вулканы верхов юры, мела и кайнозоя (Шарковский, 1975).

В общем Юкагирская глыба составляет, особенно в своей западной части, относительно погруженный элемент срединного массива, переходный к его палеозойскому обрамлению.

Помимо Омолонской и Юкагирской глыб достоверный докембрийский метаморфический фундамент установлен еще в Селенняхском (Уяндинском) поднятии на западе рассматриваемого района. По данным Г. А. Гринберга (Строение и развитие..., 1977), фундамент этот несогласно перекрывается средним рифеем со строматолитами и представлен породами (в основном метапелитами), метаморфизованными в дистен-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации с участием основных и ультраосновных метамагматитов. Возраст этих пород скорее всего ниже- или среднепротерозойский; максимальная радиометрическая датировка — 780 млн. лет, но она явно омоложенная, так как противоречит геологическим данным. Сходные образования выступают еще в Алазейском поднятии в центре Индигиро-Колымской низменности. Вероятен также докембрийский метаморфизм ядра Омuleвского поднятия в горной системе Черского (Тектоника Якутии, 1975).

Таким образом, докембрийский метаморфический фундамент выступает на поверхность на ряде участков Колымо-Омолонского мегаблока, а на других участках, по геофизическим данным (магнитометрия, гравиметрия), он погружен на разную глубину — 2—4 км в Индигиро-Колымском междуречье и значительно больше, до 10—12 км, в пределах палеозойского складчатого обрамления (хр. Полоусный, горная система Черского). Фундамент заведомо неоднороден по составу и возрасту — в Омолонской глыбе наиболее древний, архейский, в Юкагирской глыбе, в Селенняхском, Алазейском и, возможно, Омuleв-

¹ Некоторые исследователи отрицают раннедокембрийский возраст этих метаморфитов и считают их метаморфизованными аналогами верхнего протерозоя, основываясь, в частности, на радиометрических датировках (650—700 млн. лет). Однако факт несогласного перекрытия палеонтологически охарактеризованным рифеем свидетельствует о дорифейском возрасте рассматриваемых пород. Кроме того, для этих пород получена и цифра возраста 1555 млн. лет.

ском поднятиях ниже- или среднепротерозойский, зонально метаморфизованный в амфиболитовой или зеленосланцевой фации, и, что особенно примечательно, меланократовый, с участием базитов и ультрабазитов. Предполагается (К. Б. Мокшанцев, Г. А. Гринберг и др.), что именно эти породы создали своеобразное магнитное поле рассматриваемого региона, которое характеризуется обращенным к западу полукольцом интенсивных магнитных аномалий и служит предметом различных толкований.

Обратимся теперь к периферическим поднятиям Колымо-Омолонского мегаблока, сложенным в основном палеозоем — это Тасхаяхтахский и Омудевский (Момский) горст-антиклинории его юго-западного обрамления, Полоусненский и Улахан-Тасский — северного. Основную роль в структуре этих поднятий, претерпевших интенсивную неотектоническую активизацию, играют два комплекса — рифейский терригенно-карбонатный мощностью до 3—4 км и ниже-среднепалеозойский подобного же состава мощностью до 7 км. В основании этого миогеосинклинального, в основном шельфового разреза залегает, как мы видели выше, метаморфическая толща дорифейского (возможно, включая нижний рифей) возраста, т. е. докембрийская континентальная кора. В Омудевском поднятии, если не считать метаморфитов неопределенного возраста, разрез начинается вендскими мраморами с прослоями хлоритовых сланцев; на них несогласно лежит толща конгломератов, вплоть до глыбово-валунных из пород типа пород фундамента Приколымского поднятия и с возрастанием грубости материала к северо-западу, что имеет большое значение для решения вопроса с Колымском массиве; конгломераты согласно сменяются терригенно-карбонатной толщей ордовика (Константиновский, 1975). В северо-восточном крыле Омудевского поднятия эта толща в значительной степени замещается вулканитами трахибазальтового состава; несколько более кислые трахиандезитовые вулканиты появляются в разрезе силура, девона и нижнего карбона. Ордовикско-девонские вулканиты основного — среднего состава известны также во внутренних, обращенных к Индигиро-Колымской депрессии зонах других периферических поднятий региона — Тасхаяхтахского, Селенняхского, Улахан-Сисского (Полоусного). Наряду с ними в девоне развиты пестро- и красноцветные терригенно-карбонатные молассоидные образования. Особый интерес представляют обнаруженные (Геологическое развитие..., 1977) уже в северо-восточном обрамлении Омудевского поднятия выходы спилитов, диабазов, базальтовых порфиритов девонского (D_{1-2}) возраста. Имеются данные о присутствии вулканитов повышенной щелочности (П. В. Гуляев). Среди этих пород по разлому выступают мелкие тела серпентинизированных гипербазитов. Другие исследователи (Строение и развитие..., 1977) считают эти тела дайками пикритов.

Аналоги верхоянского комплекса в краевых антиклинориях имеют ограниченное распространение, небольшую мощность, а разрез их изобилует перерывами. В частности, отмечается трансгрессивное залегание верхней перми, нижнего, среднего и особенно верхнего триаса и юры на разных горизонтах среднего палеозоя. Эти перерывы не сопровождаются, однако, сколько-нибудь значительными несогласиями; основные деформации произошли, по М. Б. Шарковскому (1975), лишь в предсреднеюрское время, хотя складки «доверхоянского» комплекса, вероятно, обозначились уже раньше. Интенсивность деформаций очень неравномерна, на некоторых участках значительна; в последнее время в палеозойских толщах установлены крупные надвиги и даже небольшие (?) шарьяжи, в Омудевских горах направленные как будто к северо-востоку, а в других антиклинориях от их внутренних зон к внешним.

Северо-восточнее, т. е. как бы в тылу палеозойских поднятий цепи Черского (Тасхаяхтахского, Омулевского), простирается ограниченный разломами (на юго-западе Дарпирским) Момо-Зырянский, или Илин-Тасский, по Л. Л. Красному (1976), позднемезозойский прогиб (синклиниорий), выполненный верхнеюрскими и меловыми отложениями, с резким несогласием залегающими на палеозое и нижнем мезозое (Т—J₁). В основании разреза прогиба залегает верхнеюрская (келловей-кимериджская) кремнисто-вулканогенная формация мощностью до 2,5 км; среди эффузивов преобладают базальты, в подчиненном количестве распространены более кислые породы от андезитов-базальтов до дацитов и даже липаритов, а также кремнисто-глинистые сланцы и окремненные туфы. В центральной части прогиба появляются даже спилиты и яшмы, в то время как на крыльях прогиба преобладают андезиты-дациты и дациты. Эта вулканогенная формация сменяется терригенной формацией волжского возраста — сланцевой в основании и в осевой зоне прогиба (1,2 км), флишеидной в средней и верхней его частях и на крыльях (3,2—5 км). С типичным флишем последнюю формацию сближает четкая мелкая цикличность, градационная текстура алевро-песчаников (турбидиты), присутствие гиероглифов. Вместе с тем косящая слоистость, знаки ряби, постепенный переход в вышележащую угленосную толщу свидетельствуют о мелководных условиях накопления флишеидной формации. Выше залегает мощная (6—7 км) угленосная паралическая формация нижнего мела; ее накоплению предшествовала частичная инверсия прогиба и складчатость с образованием центрального поднятия, собственно Илин-Тасского антиклинория (рис. 53). На флангах этого антиклинория, отделяясь разломами, обособились прогибы — Зырянский на северо-востоке и Момо-Селенняхский на юго-западе, выполненные нижнемеловой угленосной молассой и маломощной континентальной молассой верхнего мела; первая смята в пологие складки, вторая залегает практически горизонтально.

Формационный тип вулканогенной (J₃) и терригенной (J₃—K₁) формаций Момо-Зырянского прогиба, а соответственно и его тектоническая природа трак-

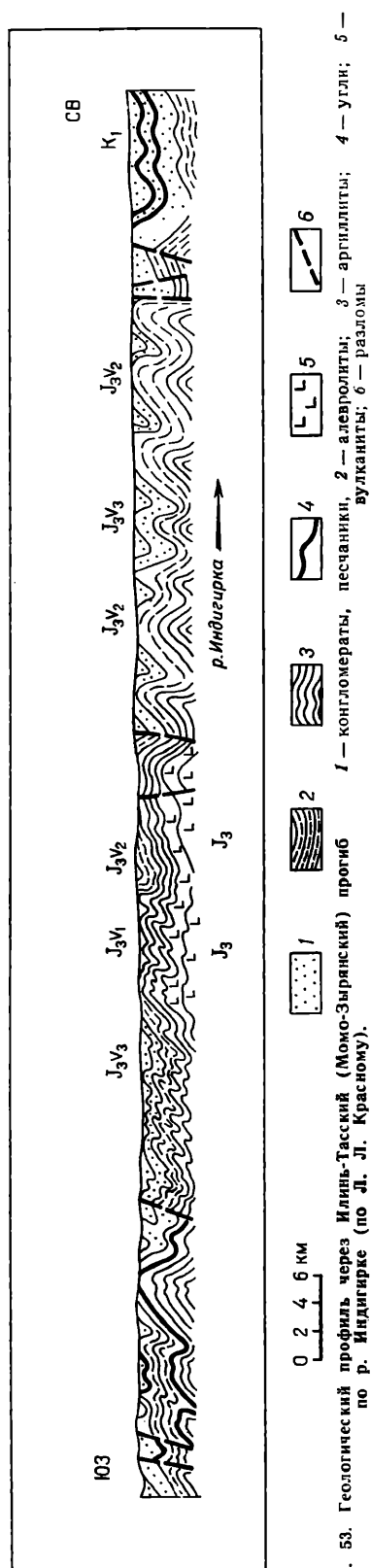


Рис. 53. Геологический профиль через Илин-Тасский (Момо-Зырянский) прогиб по р. Индигирке (по Л. Л. Красному).

туются различно. Якутские геологи (Тектоника Якутии, 1975 и др.) относят этот прогиб к категории межгорных (точнее его можно считать тыльным — В. Х.) и весь ряд выполняющих его формаций к типу орогенных формаций; две нижние формации составляют, очевидно, с этой точки зрения, нижнюю молассу (вулканогенную и терригенную), две верхние — верхнюю. Иначе рассматривают этот вопрос другие исследователи (Л. Л. Красный, М. Б. Шарковский и др.), считающие вулканогенную формацию спилито-сланцевой, терригенно-флишевой или флишеидной и делающие отсюда вывод о полном, хотя и сокращенном во времени геосинклинальном цикле развития данной зоны.

В действительности, молассовый характер меловых формаций вполне очевиден, а верхнеюрские формации приближаются к геосинклинальным. Заложение прогиба по разломам явно сопровождалось растяжением и, вероятно, утонением коры с повышением ее проницаемости. Базальтоидный характер начального вулканизма этому вполне соответствует, но сочетание основных вулканитов со средними и даже кислыми не позволяет считать Илинью-Тасский прогиб эвгеосинклинальным. Это, очевидно, вторичный, наложенный геосинклинальный прогиб на краю срединного массива, испытавший инверсию в главную эпоху тектогенеза Северо-Востока — на рубеже юры и мела.

В кайнозое, точнее в миоцене, на Илинью-Тасскую складчатую зону была наложена система рифтовых грабенов¹, отделивших цепи Черского на юго-западе от Момского и смежных хребтов на севере. Северо-западнее продолжение этой системы уже не конкордантно, а резко несогласно, почти под прямым углом пересекает более древние структуры Полоусненской зоны северо-восточного простираения и далее в этом направлении пересекает Северное Верхоянье и уходит под четвертичный покров приморских низин и в пределы шельфа моря Лаптевых. Приуроченность к этой рифтовой системе (ее рифтовая природа была впервые отмечена А. П. Васьевским) цепочки очагов землетрясений, продолжающей аналогичную цепочку осевого рифта подводного хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане, а также другие признаки позволили А. Ф. Грачеву в 1966 г. выдвинуть гипотезу о Момском континентальном рифте как продолжении океанического рифта срединного хребта Евразийской котловины Арктического бассейна. Это представление подтверждается как данными специальных структурно-геоморфологических исследований (А. А. Наймарк), так и данными по ориентировке напряжений в очагах землетрясений и характером новейшего вулканизма (щелочные оливиновые базальты, липариты). Примечательно также, что возраст рифтогенных структур удревняется в сторону побережья моря Лаптевых вплоть до датско-эоценового (максимальный возраст Евразийской котловины оценивается А. М. Карасиком (1974) в 60—67 млн. лет), т. е. процесс рифтогенеза развивался с северо-запада на юго-восток.

Наиболее спорным районом всего Северо-Востока является район Колымо-Индигирской низменности, где на заболоченном пространстве площадью в 180 тыс. км лишь небольшое Алазейское нагорье позволяет наблюдать, и то не полностью, соотношения между слагающими этот район толщами. Не случайно поэтому вокруг его тектонической природы продолжают оживленные споры — одни исследователи отстаивают традиционный взгляд на данный район как на ядро Колымо-Омолонского массива, другие предполагают здесь западную часть эвгеосинклинали, на востоке, через Олойский прогиб (см. ниже) выходящей на соединение с Тихоокеанским поясом.

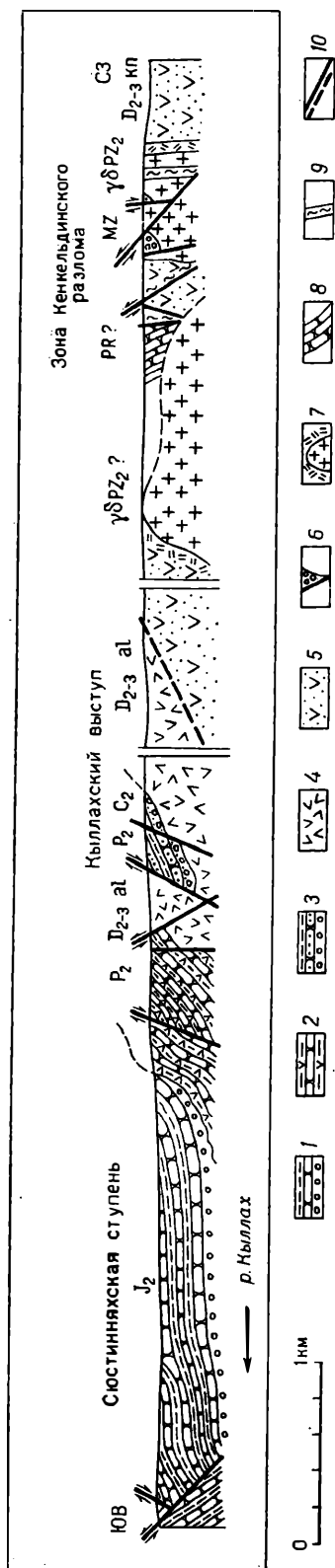
¹ Описывается по работе А. А. Наймарка (1976).

Наиболее древними образованиями, выступающими в Алазейском поднятии, являются зеленосланцевые, но первично метаморфизованные в глаукофановой фации, в основном апобазальтовые метаморфиты, с которыми, по Г. А. Гринбергу, связаны тела основных и ультраосновных пород. Возраст этой толщи неизвестен; О. Н. Ивановым в ней встречены водоросли, которые могут быть среднепротерозойскими или нижнерифейскими. В. М. Мерзляков условно считает данную толщу рифейско-нижнепалеозойской и считает ее основанием разреза эвгеосинклинального комплекса Алазейско-Олойской зоны. По данным О. Н. Иванова, зона вмещает интрузии натровых гранитов, гранодиоритов и плагиигранитов.

На метаморфическом комплексе с явным несогласием залегает вулканогенно-осадочная толща так называемой кенкельдинской свиты, содержащая обломки пород этого комплекса, а также связанных с ним гранитоидов. Состав вулканитов кенкельдинской свиты — от базальтового и андезито-базальтового до дацитового; среди осадочных пород отмечаются граувакки, кремнисто-глинистые сланцы. Мощность свиты оценивается по-разному: от 1 до 3 км и более вследствие плохой обнаженности и неравномерной дислоцированности. Свита испытала начальный метаморфизм, который усиливается и переходит в глаукофановый в зонах разломов, особенно в полосе крупного надвига, пересекающего Алазейское нагорье с юго-запада на северо-восток. Верхний предел возраста кенкельдинской свиты до недавнего времени определялся, во-первых, наличием гальки ее пород в отложениях среднего — верхнего карбона и, во-вторых, прорыванием ее небольшими плутонами гранитоидов с возрастом 339 и 356 млн. лет. Недавно обнаружено несогласное залегание на кенкельдинской свите (или выделяемой в ее верхах алазейской — Гринберг и др., 1977) обломочных пород с фауной верхов нижнего карбона (Лычагин и др., 1977). Поэтому кенкельдинскую свиту условно считают среднепалеозойской.

Кенкельдинская свита и подстилающие ее метаморфиты слагают северо-западный блок нагорья; он граничит по упоминавшемуся уже крупному разлому, скорее всего надвигу (Кенкельдинский надвиг) с юго-восточным блоком, сложенным уже более молодыми отложениями, от среднекарбоновых до верхнеюрских, представляющими в общем аналог верхоянского комплекса. В целом это мелководно-или даже прибрежно-морские вулканогенно-терригенные, преимущественно алевро-песчаные отложения с обильной донной фауной умеренной мощности (в среднем от нескольких сот метров до 1000—1500 м на отдел). Вулканиты преимущественно среднего, отчасти кислого состава, несколько повышенной щелочности. Сумарная мощность комплекса, синхронного верхоянскому, оценивается в 2—3 км одними исследователями, 6—8 км другими. Нижний и средний триас в этом разрезе отсутствует; отмечается также перерыв между ааленом и байосом, но основные деформации приходятся на конец юры. Тем не менее предпермское и предверхнетриасовое несогласия делят комплекс на структурные этажи, несколько отличающиеся по степени дислоцированности (особенно верхний). Два нижних этажа смяты в широкие линейные или вытянутые брахиморфные складки, осложненные крупными продольными разрывами. Верхний этаж образует еще более широкие и пологие складки или выполняет узкие грабен-синклинали.

Резко несогласно на оба блока на западе и северо-западе нагорья, слагаая его высшие точки, ложится меловая вулканогенная моласса с вулканитами от базальтов до липаритов и трахилипаритов, но преимущественно андезитового состава, и с коагматичными мелкими интрузивными телами монзонит-граносиенитов. Эта формация заполняет крупную мульду, вероятно, вулканотектонического происхождения, осложненную куполами.



Как указывалось выше, северо-восточный блок, сложенный доверхнепалеозойскими образованиями, отделен от юго-восточного блока с развитием карбоново-юрских отложений и, видимо, надвинут на этот последний по крупному, явно большого регионального значения Кенкельдинскому разлому (рис. 54). К висячему крылу этого разлома приурочена зона интенсивного смятия пород кенкельдинской свиты, их цеолитизации и, на отдельных участках, проявления метаморфизма глаукофановой фации, причем не совсем ясно, затрагивает ли он породы самой кенкельдинской свиты или выдвинутые по разрыву чешуи более древнего комплекса. В этой же зоне обнаружены чешуя пород верхнего триаса (В. М. Мерзляков) и образования типа олистостромов (Н. Л. Добрецов). Весь характер данной зоны¹, совершенно не увязывающийся с представлением об устойчивом ядре срединного массива, и послужил первотолчком к пересмотру концепции Колымского массива, хотя зона эта обнажена на ширину не более 1 км и экстраполировать наблюдения в ее пределах соотношения на все Алазейское нагорье и тем более Индигиро-Колымское междуречье явно неправомерно.

Достаточно очевидно, что эвгеосинклинальным может уверенно считаться лишь самый древний, досреднепалеозойский комплекс, с которым и связаны гипербазиты. Кенкельдинская свита могла бы рассматриваться как образования зрелой (переходной, островодужной) стадии развития эвгеосинклинали, если бы была уверенность в том, что она не слишком сильно оторвана во времени от зеленосланцевого комплекса. Верхнепалеозойские отложения и верхнетриасовые — нижнеюрские могут трактоваться по-разному, в том числе и как чехол срединного массива, во всяком случае, в них нет ничего типично эвгеосинклинального и формировались они уже на континенталь-

¹ В 1975 г. автор имел возможность ознакомиться с ней в поле под руководством Г. С. Гусева и В. М. Мерзлякова.

Рис. 54. Геологический профиль Алазейского поднятия в среднем течении Кылааха (по Г. С. Гусеву).

1 — флишевое чередование песчаников и алевролитов (в основании толщи конгломераты); 2 — флишеидное чередование туфов разного гранулометрического состава; 3 — аркозовые песчанники, конгломераты и алевролиты; 4 — натровые липариты алазейской свиты; 5 — базальты, туфы и туфопесчанники кенкельдинской свиты; 6 — блок диоритов мезозоя в зоне Кенкельдинского разлома; 7 — интрузии палеозойских гранитоидов; 8 — кварциты и метаморфические сланцы фундамента (протерозой); 9 — катаклазиты; 10 — плоскости разломов и направление смещения по ним

ной коре. Средняя и верхняя юра представляют, очевидно, нижнюю молассу, а мел — верхнюю.

Ориентировка магнитных аномалий показывает, что восточное продолжение Алазейской зоны следует усматривать в Олойской зоне (Тильман и др., 1975), примыкающей на юго-западе к Омолонскому массиву, а на северо-востоке по крупной зоне разломов граничащей с Новосибирско-Аньюско-Чукотской системой киммерид. На юго-востоке она уходит под наложенный меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс. Строение Олойской зоны изучено еще недостаточно. Самой примечательной ее особенностью является присутствие на крайнем северо-востоке, на правобережье Большого Анюя, выходов габбро-гипербазитового комплекса, перекрытого спилито-диабазовой формацией, вероятно среднепалеозойского возраста, и затем вулканогенно-осадочной толщей (присутствуют кератофиры) с фауной среднего — верхнего карбона (точные взаимоотношения толщ не установлены). Эти образования прорваны интрузиями габбро-диоритов и плагиогранитов и протрузиями гипербазитов, а галька этих пород встречается в базальных конгломератах нория, залегающего с резким несогласием на палеозое. Начинаясь этими конгломератами туфогенно-терригенная формация верхнего триаса — юры отличается небольшой мощностью и слабой дислоцированностью.

В центральной и южной частях Олойской зоны распространены палеозойские вулканиты пестрого состава — от базальтов до липаритов с субшелочными разностями, ассоциирующимися с кремнистыми сланцами, граувакками, алевролитами и известняками, содержащими фауну среднего (начиная с девона) и верхнего палеозоя. В отличие от более северной подзоны вулканогенно-терригенный нижний мезозой (T_3-J_3cl), на уровне лейаса флишоидный, обладает здесь очень значительной мощностью (более 6 км) и интенсивно деформирован, смят в линейные складки, осложненные взбросо-надвигами. Молассовые и вулканогенные образования верхней юры — нижнего мела выполняют наложенные впадины. Их разрез завершается континентальной молассой и наземными вулканитами альба, синхронно с которыми формировались плутоны гранитоидов.

5. Новосибирско-Чукотская складчатая геосинклинальная система. Новосибирский и Восточно-Чукотский древние массивы

Новосибирско-Чукотская система простирается вдоль северной части Верхояно-Чукотской складчатой области, от западных Новосибирских о-вов через южную часть Восточно-Сибирского моря и полосу его побережья к низовьям Колымы и далее через северную Чукотку до Берингова пролива. Восточная часть системы начиная с низовьев Колымы известна под названием Аньюско-Чукотской. На западе система ограничивается гипотетическим погребенным массивом моря Лаптевых (Лаптевский массив) и имеет северо-северо-западное простирание. Геометрически она может продолжаться в этом направлении до кромки шельфа, но геофизические данные указывают на ее постепенное вырождение в данном направлении (см. ниже). К востоку от Новосибирских о-вов система приобретает ЗСЗ — ВЮВ-ное простирание и сохраняет его вплоть до Берингова пролива, восточнее которого она продолжается, очевидно, в пределы Аляски. Вместе со структурами Северной Аляски и Канадского Арктического архипелага Новосибирско-Чукотская система входит в состав Арктического подвижного пояса. На юге рассматриваемая система вдоль крупной зоны разломов граничит с Полоусненской (к западу от р. Алазеи) и далее Алазейско-Олойской (восточнее) складчатыми зонами северной периферии Ко-

лымо-Омолонского массива. Граница эта подчеркнута Святоносско-Олойским позднемезозойским вулканическим поясом, представляющим как бы западный апофиз Охотско-Чукотского пояса, северная близширотная часть которого составляет южное ограничение восточной половины Новосибирско-Чукотской системы.

На севере западная часть системы ограничена срединным или краевым массивом восточной части Новосибирских о-вов (Новосибирский массив), а на крайнем востоке сходное положение занимает Восточно-Чукотский массив. Этот массив находит свое продолжение на п-ове Сьюрд Аляски. Севернее простирается палеозойская, активизированная в мезозое складчатая система хр. Брукса, продолжение которой выступает на о-ве Врангеля и, возможно, в крайней северо-восточной части Новосибирского архипелага, на востоке о-вов Де-Лонга. Это по существу самостоятельная система, но мы рассмотрим ее западную часть в данной главе вследствие скудости имеющихся о ней сведений — за исключением о-вов Врангеля и Геральда она почти целиком находится под морем.

Древнейшими образованиями рассматриваемого здесь региона являются гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, мигматиты и гранито-гнейсы, слагающие фундамент Восточно-Чукотского массива; их возраст не моложе нижнепротерозойского.

На западе Новосибирско-Чукотской системы наиболее древний комплекс выступает на о-ве Бол. Ляховском в его юго-восточной части. Это кристаллические сланцы амфиболитовой фации, отнесенные по акритархам к среднему — низам верхнего протерозоя¹. На о-ве Врангеля обнаружены их возможные аналоги, несколько слабее метаморфизованные (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации). Эти образования датируются уже более уверенно как нижний — средний рифей (по акритархам и отчасти микрофитолитам). В обоих случаях исходными породами были вулканиты от основных до кислых.

На о-ве Врангеля выше залегает с конгломератами в основании метатерригенная толща с эффузивами в низах, относимая по акритархам к венду. Она метаморфизована в зеленосланцевой фации и в свою очередь перекрывается нижнекембрийской толщей филлитов и кварцитов, также начинающейся конгломератами. На Новосибирских о-вах присутствие между кристаллическим фундаментом и кембрием неметаморфизованного верхнего рифея и венда предполагается по данным сейсморазведки.

Отложения кембрия — девона в пределах Новосибирского массива составляют нижнюю часть его чехла и принадлежат терригенной, песчано-аргиллитовой (E_2-O) и шельфовой карбонатной, известняково-доломитовой ($O-D_2$) формациям. Мощность этих отложений весьма значительна — порядка 4—5 км, тем не менее они претерпели лишь слабые деформации и образуют пологие брахиморфные складки. В конце среднего девона в северо-западной части архипелага обособляется глубокий, вероятно ограниченный разломами прогиб, в котором мощность верхов девона (D_2 и D_3) возрастает до 7 км и более; наблюдаются проявления базальтового магматизма, осадки становятся в значительной мере терригенными, а складчатость линейной с наклоном крыльев до 60° . Этот же контраст сохраняется в карбоне — несколько сот метров мелководно-морских карбонатно-терригенных осадков (они подстилаются красноцветным D_3) на массиве против 1600 м одного нижнего карбона в прогибе, где он дислоцирован вместе с дево-

¹ Здесь и дальше сведения по геологии Новосибирских о-вов и о-ва Врангеля взяты в основном из сборника «Геология и полезные ископаемые Новосибирских о-вов и о-ва Врангеля» (1975) и главным образом статей Д. А. Вольнова и Г. И. Каменевой. Использована также более поздняя работа Г. И. Каменевой (1977).

ном, по-видимому, в среднем палеозое. В мезозое Новосибирский массив продолжает испытывать умеренные погружения и его чехол наращивается морской терригенной формацией перми — юры — неокома с резко подчиненными основными эффузивами (T_1), континентальной молассоидной угленосной, отчасти вулканогенной (вулканиды контрастного состава K_1) формацией верхов нижнего и верхнего мела, палеогена и неогена, в сумме достигающими мощности 2,5 км и более. Пермско-неокомские отложения дислоцированы совместно с более древним палеозоем и, как отмечалось, достаточно слабо, а более молодая угленосная формация залегает трансгрессивно на разных их горизонтах и практически субгоризонтально.

Чехол Восточно-Чукотского массива образован карбонатной формацией ордовика — силура (1,6 км) и терригенно-карбонатной формацией девона — нижнего карбона ($>2,5$ км), весьма интенсивно смятыми и, вероятно, сорванными с кристаллического фундамента и перемещенными в северо-западном направлении (С. Г. Бялобжеский и др.). Возможно поэтому, что эти образования принадлежат не самому массиву, а его юго-восточному миогеосинклинальному обрамлению.

На о-ве Врангеля мощность палеозоя не превышает 1—1,5 км. На юге разрез более полный и включает терригенные отложения верхнего силура — нижнего девона и карбонатно-терригенные верхнего девона — среднего карбона. На севере средний карбон залегает непосредственно на нижнем кембрии или докембрии и содержит биогермы. Нижняя пермь отсутствует, а верхняя пермь (аргиллиты, известняки, 150 м) с конгломератом в основании ложится на разные горизонты карбона. В северной половине острова палеозойский комплекс образует крупные брахисинклинали, разделенные гребневыми антиклиналями, но в центре острова на него надвинуты с юга интенсивно деформированные породы протерозоя и палеозоя; амплитуда надвига, вернее шарьяжа, превышает 10 км.

В континентальной части рассматриваемого региона палеозойские образования, помимо Восточно-Чукотского массива, выступают в ядрах горстовых поднятий — Куульского и др. Здесь установлены мелководно-морские карбонатно-терригенные (терригенный материал резко преобладает) отложения девона — карбона мощностью около 4,5 км, достаточно интенсивно дислоцированные. Общий характер комплекса миогеосинклинальный.

В отличие от Верхояно-Колымской системы основной перелом в геосинклинальном развитии Новосибирско-Чукотской системы — начало главного его этапа — приходится не на ранний карбон, а на рубеж карбона и перми. Это ярко проявлено, в частности, в западной части Новосибирского архипелага, где в перми началось, а в триасе продолжалось накопление мощной граувакково-сланцевой формации в сопровождении излияний базальтов. В этой же зоне известны выходы ультрамафитов, очевидно относящихся к основанию эвгеосинклинального разреза. Юра и низы мела представлены флишевой (или флишеоидной) терригенной формацией, отделенной несогласием от триаса. К середине раннего мела относится внедрение батолитов гранитоидов; верхняя часть нижнего мела представляет уже нижнюю молассу.

В континентальной части Новосибирско-Чукотской системы широко развита триасово-нижнеюрская терригенная (песчано-глинистая) формация, частично флишеоидного строения, залегающая несколько несогласно на палеозое. Характерным является присутствие основных вулканитов и силлов диабазов (сланцево-диабазовая ассоциация). В ряде районов намечаются перерывы в среднем триасе; на юго-о-ва Врангеля верхний триас залегает непосредственно на палеозое. Вся эта нижнемезозойская толща интенсивно деформирована, образуя мелкие, нередко изоклинальные, опрокинутые, лежащие складки, груп-

пирующиеся в антиклинории или синклинории, прослеживающиеся на расстоянии до 400—500 км.

Деформации эти должны были произойти после ранней, но до поздней юры, так как верхняя юра и нижний мел выполняют уже наложенные межгорные впадины — наиболее крупная из них Раучуанская в районе Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. Отложения J_3 — K_1 представляют достаточно типичную нижнюю молассу. Вместе с подстилающим геосинклинальным комплексом она прорвана широко распространенными и нередко крупными интрузиями гранитоидов — гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, сиенито-диоритами и пр., также имеющими еще раннемеловой возраст. Более молодыми, позднемеловыми считаются граниты, граносиениты и гранодиориты, которые в свою очередь рвутся палеогеновыми дайками основного состава.

На границе между Анюйским сегментом Новосибирско-Чукотской системы и Олойской складчатой зоной северной периферии Колымо-Омолонского массива выделяется своеобразный Южно-Анюйский шовный грабен-прогиб (Сеславинский, 1970). Его активное развитие началось в поздней юре накоплением спилито-диабазо-кератофирово-кремнистой формации, с которой ассоциируют гипербазиты, габбро, плагиограниты, образуя настоящий офиолитовый комплекс. Выше несогласно залегает толща терригенного флиша берриас-валанжина мощностью до 2,5 км. Начиная с готерива, в Южно-Анюйском прогибе накапливается уже молассовая формация, с которой связаны андезит-базальтовые орогенные вулканиты.

Структура Южно-Анюйской зоны отличается большой сложностью и в общем рисуется как чешуйчато-дивергентная с преобладанием южной вергентности. Представляется весьма возможным существование здесь шарьяжей этого направления.

6. Периарктическая зона наложенных позднемеловых — кайнозойских впадин¹

С окончанием в середине мела позднекиммерийского орогенеза северная часть Верхояно-Чукотской области вступила в платформенный этап своего развития. На этом этапе произошло обособление в ее пределах крупных поднятий типа массивов и антеклиз и еще более крупных впадин — синеклиз. К антеклизам относятся, в частности, западная часть Новосибирского архипелага и его крайняя северо-восточная часть — о-ва Де Лонга, а также о-в Врангеля и его подводное основание. Наиболее крупными впадинами являются впадины моря Лаптевых, Восточно-Сибирского моря и Чукотского моря, разделенные Новосибирской, Делонговской антекклидами. Лаптевская синеклиза включает на суше Нижнеянскую депрессию, а Восточно-Сибирская — Нижнеиндигиро-Колымскую; мощность выполняющих их осадков не превышает 1—2 км. От Новосибирской антекклизы Лаптевская синеклиза отделена крупной субмеридиональной Ломоносово-Святоносской зоной разломов, имеющей большое принципиальное значение, ибо она служит южным продолжением разломов, разделяющих подводный горстовый хребет Ломоносова и Евразийскую котловину Арктического бассейна. Вдоль этой зоны в кайнозое развивался прогиб глубиной, вероятно, более 3 км. В свою очередь ссева рифтовая зона Евразийской котловины, точнее ее срединного хребта — хр. Гаккеля, продолжается в шельфовое море Лаптевых в виде Усть-Ленского грабен-прогиба северо-запад-юго-восточного простираения протяженностью 850 км, шириной 50—60 км и

¹ Описывается в основном по книге «Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР» (1974).

глубиной (по подошве кайнозоя?) около 2 км. Этот грабен-прогиб входит в одну систему с Момским континентальным рифтом (см. выше). С востока Усть-Ленский прогиб сопровождается плоским Янско-Лаптевским сводовым поднятием, а с запада — Южно-Лаптевским сводом. Оба они характеризуются очень неглубоким залеганием фундамента, местами менее 1 км и даже всего несколько десятков метров в дельте Лены, где на одном из островов обнажены неогеновые конгломераты с валунами до 2 м архейских гнейсов.

Северо-западной центротиналью Восточно-Сибирской синеклизы является Новосибирская впадина в пределах одноименного архипелага, где к ней относятся о-ва Фаддеевский и Новая Сибирь. Мощность осадочного выполнения здесь составляет 2,5 км, возрастая к востоку до 5—6 км. Синеклиза осложнена разломами преимущественно меридионального направления, а также валами, прогибами и складками с наклоном крыльев до 30—40°.

Крупная зона разломов, протягивающаяся от западного склона подводного хр. Менделеева к устью Колымы, и сопряженное с ней с востока поднятие того же меридионального простираения отделяют Восточно-Сибирскую синеклизу и антеклизу Де Лонга от более восточных структур того же разряда — Врангелевской антеклизы и Южно-Чукотской синеклизы, состоящей из двух впадин — меньшей западной и большей восточной, разделенных поперечным поднятием, связывающим о-в Врангеля с материком. Мощность чехла этой синеклизы до 4 км.

Как Делонговская, так и Врангелевская антеклизы сменяются в направлении кромки шельфа Чукотско-Восточносибирским окраинно-шельфовым прогибом шириной 150—200 км и максимальной глубиной 4—5 км на востоке между меридианами о-ва Врангеля и мыса Барроу на Аляске. С севера этот прогиб ограничивается поднятием над верхним перегибом континентальной флексуры, за которым, видимо, должен следовать еще один прогиб под самой флексурой. Иначе говоря, здесь наблюдается структура, чрезвычайно характерная для подводных окраин материков. Именно она, и только она может быть отнесена здесь к категории перикоеанических прогибов (паралиогосинклиналей). В основании осадочного чехла впадин Периарктической зоны Северо-Востока предполагается развитие верхнемеловой наземно-вулканогенной формации, выше которой разрез сложен в основном угленосными песчано-глинистыми осадками кайнозоя, преимущественно континентальными, замещающимися морскими вверх по разрезу и в северном направлении. В наиболее глубоких впадинах чехол наращивается снизу континентальными и паралическими угленосными же осадками нижнего мела и даже верхней юры.

Периарктическая зона характеризуется пониженной в целом мощностью земной коры — от 35—30 км на краю материка и в районе о-вов Де-Лонга до 25—20 км в пределах Восточно-Сибирской синеклизы (где по данным магнитной съемки можно предполагать редукцию «гранитного» слоя), а также в полосе внешней кромки шельфа.

В заключение еще несколько слов о связях между Чукоткой и Аляской. Как отчасти отмечалось выше, геофизические исследования в Чукотском море (Grantz et al., 1970) обнаружили непосредственную связь между структурами о-ва Врангеля и мыса Лисберн — крайнего северо-западного выступа Аляски. Не вызывает сомнений аналогия между Чукотским массивом, в частности его палеозойским чехлом, и массивом Сьюард. Вместе с тем факт развития такого же палеозоя на о-ве Св. Лаврентия, соотношение простираций и распределение магматитов привели У. У. Паттона и И. Л. Тайёра (Patton a. TAILLEUR, 1977) к выводу, что в районе Берингова пролива существует крутой

структурный изгиб к югу, связанный с сокращением пространства между Североамериканским и Евразийским континентами в позднем мезозое — раннем кайнозое.

7. Основные этапы развития

Ранние этапы развития Верхояно-Чукотской области, как и других геосинклинальных областей, трактуются в литературе по-разному. Одна из крайних точек зрения состоит в том, что Верхояно-Чукотская область вступила в геосинклинальный этап своего развития лишь с началом накопления верхоянского комплекса, т. е. в раннем карбоне, а до этого представляла подвижную платформу, возникшую на восточном продолжении древней Сибирской платформы (Ю. М. Пушаровский). Применительно к Верхоянской системе был даже предложен специальный термин «эпикратонная геосинклиналь», хотя по существу любая миогеосинклиналь является эпикратонной. Свое крайнее выражение эта точка зрения получила в работе М. В. Муратова (1977), в которой рассматриваемая область именуется Верхояно-Колымской платформой, или эпиплатформенной (эпикратонной) складчатой областью, хотя и признается возникновение в ее пределах, начиная с середины карбона, отдельных миогеосинклинальных или даже близких к эвгеосинклинальным (Иньяли-Дебинский) прогибов.

Между тем другие исследователи отстаивают представление о полициклическом развитии области, рассматривая ее тектонический режим и в позднем протерозое, и в раннем — среднем палеозое как вполне геосинклинальный (И. А. Резанов). В последнее время традиционная концепция о заложении всей Верхояно-Чукотской области на древней, раннедокембрийской континентальной коре была серьезно поколеблена новыми открытиями. Однако масштабы распространения в пределах области участков с корой океанического или близкого к ней типа и возраст этой коры, а также вопрос о ее первичности или вторичности остаются весьма спорными.

Несомненным является присутствие древнего преимущественно архейского континентального основания под Верхояно-Колымской системой, вплоть до внешнего края Иньяли-Дебинского и Полоусного синклиналиев, включая Балыгычанское поднятие на востоке. Это основание представляет погруженное продолжение фундамента Сибирского кратона и выступает в Охотском массиве. Такое же основание слагает Омогонскую глыбу и ее юго-восточное продолжение — Тайгоносский массив, но этот фрагмент древней континентальной коры, возможно, отделен от непосредственного продолжения Сибирского кратона раскрывающейся к югу «щелью» (типичный сфенохазм, по У. Кэри). Явно обособленное, очевидно вторичное, положение занимает Восточно-Чукотский обломок древнего континента. Несколько менее метаморфизованные и гранитизированные и, вероятно, несколько более молодые образования слагают фундамент Приколымской (Юкагирской) глыбы. По общим соображениям, можно предполагать, наконец, раннедокембрийский возраст основания Новосибирского массива и Чукотского подподного плато, рассматриваемого как обломок Гипербореической платформы, хотя выступ фундамента на юго-западном краю этого массива, на о-ве Б. Ляховском, и сложен более молодыми средне- или верхнепротерозойскими метаморфитами. Еще более определенно намечается рифейский возраст метаморфического фундамента на о-ве Врангеля; он может быть либо гренвилевским, либо байкальским, так как несогласно перекрывается вендом.

Весьма возможно, что столь же относительно молодой (в пределах докембрия) возраст имеют метаморфиты Селенняхского, Алазейского, Омудевского и, возможно, Алярмаутского (в Аннойско-Чукотской

зоне) поднятий. Это указывает на заложение северо-центральной части области на более молодой, но все еще, вероятно, докембрийской коре, причем любопытным является меланократовый с участием ультрамафитов характер этой коры (Г. А. Гринберг, В. М. Мерзляков), который, очевидно, и обусловил (наряду с более молодыми основными магматитами) своеобразное магнитное поле этого региона. Таким образом, в среднем протерозое и рифее в этой части области в противоположность более восточным и более южным районам могли существовать эвгеосинклинальные условия. Этот вывод справедлив, однако, только при условии правильности датировки метаморфитов о-вов Б. Ляховского и Врангеля по акритархам, в противном случае логичнее относить эти породы к среднему или даже нижнему протерозою.

Между тем Южное Верхоянье развивалось в течение рифея в миогеосинклинальном режиме; возникновению здесь миогеосинклинали предшествовала стадия существования в среднем протерозое межгорного прогиба или рифта, заполненного вулканогенной молассой уянской серии. В течение рифея в Южно-Верхоянском прогибе накопилось до 10—12 км терригенно-карбонатных осадков. Подобно башкирскому рифею эта толща имеет отчетливо выраженное циклическое строение; каждый цикл начинается песчаными образованиями кварцевого или кварц-полевошпатового (аркозового) состава, возникшими за счет размыва древнего кристаллического фундамента, а в средней и верхней частях состоит преимущественно из мелководных карбонатов — известняков со строматолитами, доломитов. Каждая из выделенных серий отвечает основным подразделениям рифейской подгруппы, а перерывы и местные несогласия между ними — готской и гренвильской планетарным тектоническим эпохам. Максимальная карбонатность свойственна среднему рифею, предверхнерифейский перерыв сопровождался внедрением силлов диабазов, а верхнерифейская уйская серия имеет чисто терригенный состав и явно регрессивное строение, завершаясь грубозернистыми песчаниками. Снос в Южно-Верхоянский прогиб происходил как со стороны платформы (Алданского щита), так и со стороны Охотского массива, периодически испытывавшего осушение. Мощность рифея здесь сокращается до 1—1,8 км, т. е. на порядок меньше, чем в Южном Верхоянье. Столь же небольшая мощность, преимущественно обломочный состав, нередко пестрая окраска и обилие перерывов характерны и для Омолонского массива, а также Тайгоносской глыбы. В Приколымском поднятии мощность рифея возрастает до 3,5 км, но характер отложений остается тем же.

Выходы среднего — верхнего рифея обнаженной мощностью более 2 км на крайнем севере Верхоянья (Хараулах, Туора-Сис) показывают, что сюда протягивалось продолжение Южно-Верхоянской миогеосинклинали. Впрочем сам Хараулах и наиболее западная зона Северного Верхоянья (Орулганская), судя по положению и мощностям осадков, могли принадлежать в рифее зоне перикратонных опусканий Сибирской платформы. Экстраполяция данных по Охотскому массиву позволяет предполагать уже на данном этапе существование геоантиклинальной зоны на северном продолжении этого массива вплоть до современного погребенного Нижнеянского поднятия и массива моря Лаптевых — аналога Охотского. Восточнее, вероятно, протягивалась другая зона интенсивного прогибания, в обрамлении Колымо-Омолонского массива; в пользу этого предположения свидетельствует общая преемственность палеозойского (PZ₁₊₂) структурного плана от позднепротерозойского и значительная глубина залегания фундамента под этой полосой, ныне занятой поднятиями палеозойского комплекса.

Ранне- и среднепалеозойский этап (венд — начало карбона). Перед вендом почти повсеместно, где обнажен его контакт с рифеем, т. е. от Сетте-Дабана до Омолонского массива включительно, происходили под-

нятия и пологие деформации, вызвавшие трансгрессивное и несогласное залегание вендских отложений на разных горизонтах подстилающих образований.

Вместе с тем преобладающе карбонатный состав вендских осадков, появление в их низах грубообломочных образований лишь на отдельных участках — вблизи Алданского щита, Охотского массива, на о-ве Врангеля — показывает, что предвендские поднятия не были очень значительными ни по амплитуде, ни по длительности¹. Оживление поднятий, но меньшего масштаба произошло в начале кембрия, сменившись опять тектоническим выравниванием. Все это позволяет заключить, что байкальский этап тектогенеза, хотя и нашел свое достаточно отчетливое проявление в Верхояно-Чукотской области, но носил не вполне заверченный характер, что кроме приведенных данных вытекает из отсутствия гранитообразования на этом этапе.

Новые поднятия проявились в области в конце кембрия, во всяком случае перед ордовиком, т. е. в салаирскую эпоху. Они документированы появлением грубообломочных толщ по западной окраине Охотского массива, на границе с Южно-Верхоянским прогибом и в особенности в Омудевском поднятии, где мощность такой толщи превышает 1000 м, а слагающие значительную ее часть конгломераты в северо-восточном направлении достигают размера валунных. Состав валунов и гальки доказывает снос со стороны Колымского массива, точнее Приколымского поднятия и его северо-западного продолжения; толща эта залегает на вендских мраморах с угловым несогласием, а сами мраморы несут следы контактового метаморфизма (Константиновский, 1975). Наконец, на Восточно-Чукотском массиве ордовик залегает несогласно на раннекембрийском фундаменте.

В Верхоянском прогибе переход от венда к кембрию и от кембрия к ордовику вполне постепенный, как и в районе Хараулаха, но суммарная мощность венда — кембрия в первом районе (миogeосинклиналь) достигает 5—5,5 км, а во втором (перикратонное опускание) около 2 км. Ордовик и силур отвечают времени интенсивного погружения Верхоянского и Момско-Полоусненского прогибов с накоплением шельфовой карбонатной (доломитово-известняковой) формации с подчиненным участием терригенных пород мощностью до 6—7 км, местами более. Лишь на юге Сетте-Дабана в основании силура появляются конгломераты из ордовикских и более древних пород. В Новосибирско-Чукотской системе и на ее северной периферии (Новосибирский массив) мощность ордовика — силура примерно вдвое ниже и в их сложении значительно большая роль принадлежит терригенным осадкам. На Омолонском и Охотском массивах развиты карбонатно-терригенные, частично пестроцветные прибрежно-мелководные отложения ордовика, а силур отсутствует.

Во внутренних зонах палеозойского обрамления Колымо-Омолонского массива в осадочный разрез ордовика и силура вклиниваются вулканиты основного (включая спилиты, диабазы) и среднего состава, в том числе повышенной щелочности. Такое замещение рассматривается рядом исследователей как признак перехода от миogeосинклинальных условий к эвгеосинклинальным. Однако настоящая офиолитовая ассоциация, включая ультрамафиты и габбро, развита лишь на востоке Олойской зоны², в Алучинском поднятии, где она имеет досреднекарбонный и скорее всего досреднепалеозойский возраст. Таким образом, в этой части Олойской зоны в раннем палеозое проявился раздвиг с образованием коры океанического типа, но масштабы

¹ Отчасти это как бы компенсируется мощным развитием обломочных пород в верхах рифея в Южном Верхоянске.

² Серпентиниты и габбро Селеняхского (Уядинского) и Алазейского поднятий являются, скорее всего, допалеозойскими.

раздвига пока не ясны. Раздвиг этот открывался на востоке в Корякскую эвгеосинклиналь, где в Пенжинском кряже известны доверхнеордовикские офиолиты. С этим же процессом, очевидно, связан и магматизм более западных районов обрамления Колымо-Омолонского массива, но здесь дело ограничилось, скорее всего, континентальным рифтогенезом, т. е. утонением и некоторой переработкой континентальной коры. К сожалению, точно не известен возраст вулканитов кенкельдинской свиты Алазейского нагорья, но, вероятно, они связаны с теми же событиями. Однако рифтогенез здесь не мог произойти ранее ордовика, ибо, как отмечалось выше, конгломераты, подстилающие ордовик, состоят из продуктов размыва докембрийского сиалического фундамента Колымского массива.

Нижний девон Верхояно-Чукотской области, там где он сохранился, обычно тесно связан с силуром, но в среднем и начале позднего девона по всей области отмечается значительная активизация тектонических движений и магматизма, выразившаяся на разных участках в разной форме. На Охотском и Омолонском массивах, а также в Олойской зоне, кроме Алучинского района нижний девон отсутствует, а в среднем и верхнем девоне развиты грубообломочные красноцветы и наземные вулканиты среднего и кислого состава. На Омолонском массиве и в Приколымском поднятии с ними ассоциируются гранодиориты, граниты, граносиениты и сиениты. Красноцветы (местами с ними связаны гипсы) и вулканиты появляются также в разрезе Сетте-Дабана и Омулевского поднятия, но здесь вулканиты имеют основной (частично со щелочной тенденцией) состав. На Охотском массиве известен комагматичный эффузивам комплекс малых интрузий ($D_3 - C_1$) габбро-диорит-гранодиоритового состава, в Южном Верхоянье выявлены довольно крупные плутоны гранитоидов и средние и кислые эффузивы нижнекарбонového возраста (В. И. Коростелев), а на границе западной и центральной подзон Сетте-Дабана, т. е. по существу, уже на краю платформы в $D_3 - C_1$ произошло внедрение кольцевых интрузий ультраосновного — щелочного состава с участием карбонатитов (К. К. Левашов). В юго-западной части Новосибирских о-вов в ту же эпоху ($D_3 - C_1$) обособился глубокий грабен-прогиб с мощным (более 7 км!) карбонатно-терригенным осадконакоплением и излияниями базальтов, а также со складчатостью в конце раннего карбона. Как здесь, так и на некоторых других участках девон, обычно средний (но иногда также D_3 или C_1), залегает на подстилающих слоях с угловым несогласием, свидетельствующим о складчатых деформациях.

Все эти события, в значительной мере носящие характер рифтогенеза, совпадают во времени с позднекаледонским (акадским) тектогенезом, ярко проявленным в Северной Аляске¹. Как справедливо отметил С. М. Тильман (1975), фактически именно они подготовили тот перелом развития области, который выражен в смене начавшаяся в визейского века преимущественно карбонатного осадконакопления терригенным (верхоянский комплекс), в резком увеличении интенсивности погружений, т. е. вступлении области в главный (по мнению некоторых исследователей — единственный) этап ее геосинклинальной эволюции. Совершенно очевидно, что предпосылкой столь мощного терригенного осадконакопления должно было быть усиление поднятия как платформенного обрамления — Анабарский массив, Алданский щит со Становиком, так и срединных массивов — Охотского с его северным продолжением, Колымо-Омолонского и Новосибирского. На юго-восточной периферии области произошло поднятие Пенжинской островной дуги,

¹ В первом выпуске «Региональной геотектоники» автор считал этот тектогенез раннегерцинским.

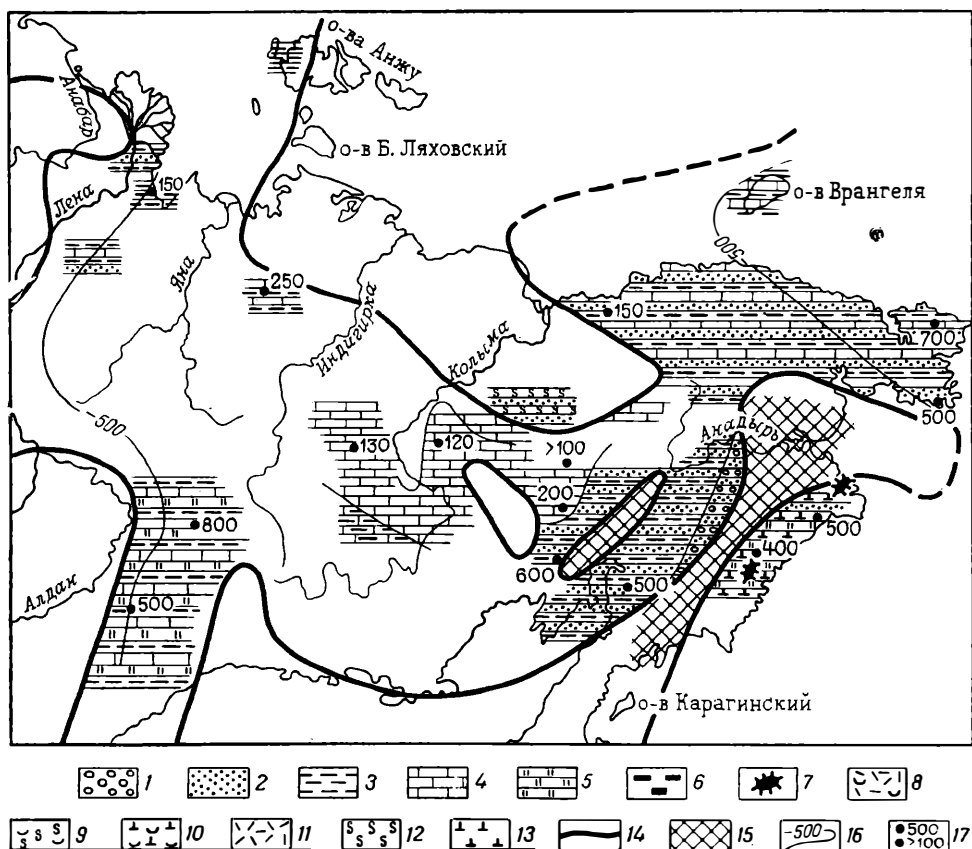


Рис. 55. Литолого-палеогеографическая карта Верхояно-Чукотской складчатой области. Визейский век (по В. И. Устрицкому).

Условные обозначения к рис. 55—59:

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — известняки; 5 — кремнистые породы; 6 — каменные угли; 7 — рифы; 8—10 — туфы: 8 — кислые, 9 — средние, 10 — основные; 11—13 — эффузивы: 11 — кислые, 12 — средние, 13 — основные; 14 — граница суши и моря; 15 — области поднятия; 16 — изопакхи; 17 — мощности отложений: а — полные, б — неполные

отделившей окраинные моря Северо-Востока от древнего Тихого океана. Подавлению карбонатов отложения должно было в большей степени способствовать и изменение климатической обстановки — смена аридного климата гумидным, а затем и бореальным (признаки оледенения в перми — тиллоиды — местное название «рябчики»).

Поздний палеозой — ранний мезозой (визе или намюр — ранняя или средняя юра). Отмеченный выше перелом в развитии Верхояно-Чукотской области, во-первых, не совершился одновременно и, во-вторых, не носил однозначного характера на всей ее площади. Так, в широкой полосе краевых поднятий Колымо-Омолонского массива, а также на Омолонской глыбе еще продолжалось накопление карбонатных осадков (рис. 55). В Анюйско-Чукотской зоне терригенные осадки чередуются с известняками. Это доказывает, что поднятие Сибирской платформы опередило поднятие срединных массивов. Но уже перед средним карбоном воздымания охватили всю дугу горной системы Черского и хребтов Полоусного — Улахан-Сис, сопровождаясь складчатыми деформациями умеренной интенсивности. На Алазейском поднятии отложения визе или намюра залегают несогласно на кенкельдинских вулканитах (PZ₂?).

В целом в среднем карбоне возникает новая палеотектоническая и палеогеографическая обстановка (Устрицкий, 1975). Центральная часть Верхояно-Чукотской области, включая древний Колымо-Омолон-

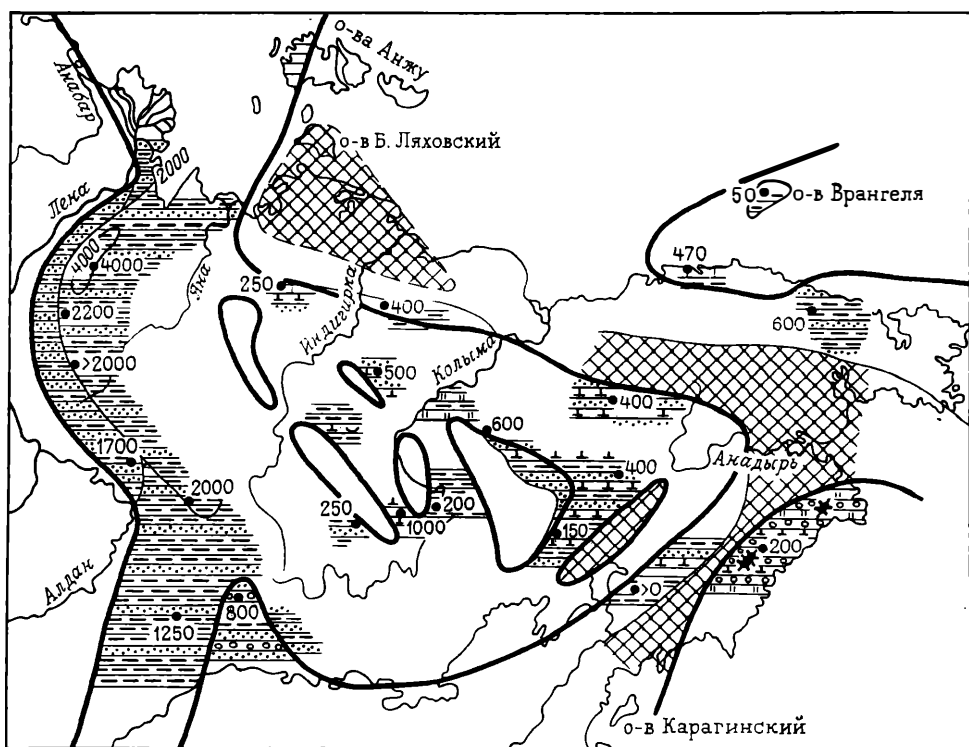


Рис. 56. Литолого-палеогеографическая карта Верхояно-Чукотской складчатой области. Конеч средн. карбона — поздний карбон (по В. И. Устрицкому).
Условные обозначения см. рис. 55

ский массив и его палеозойское обрамление, характеризуется с этого времени и по триас включительно преобладанием поднятий, абсолютных и относительных. Между островами, отвечающими, в частности, Тасхаяхтахскому и Омудевскому антиклинориям, Юкагирской и Омонской глыбам накапливались прибрежно-мелководные терригенные осадки и вулканиты основного состава мощностью в сотни метров (рис. 56).

В противоположность этому в Верхоянской геосинклинали в среднем и позднем карбоне происходило интенсивное погружение, компенсировавшееся привносом обломочного материала с Сибирской платформы. В осевой зоне геосинклинали накапливались чисто глинистые толщи, вероятно глубоководные. Мощность C_{2+3} в этой зоне более 2 км и повышается до 4—5 км в Северном Верхоянье и снижается до 1,5 км в Южном Верхоянье. На Охотском массиве средний и верхний карбон континентальный, грубообломочный мощностью в сотни метров.

Своеобразная обстановка сложилась в рассматриваемую эпоху на севере области. В западной части будущей Новосибирско-Чукотской геосинклинали, видимо, преобладали поднятия, а на востоке накапливались относительно маломощные терригенные (на юге) или терригенно-карбонатные (на севере) морские осадки. Весьма любопытно, что по фауне Чукотка и о-в Врангеля, как и Корякия, относились в это время к Тропической биогеографической области, а остальная часть Верхояно-Чукотской области — к Бореальной, причем в ряде районов последней встречаются породы ледово-морского происхождения (В. И. Устрицкий).

В начале ранней перми тектонические условия в общем оставались сходными с позднекарбовыми, но Тасхаяхтахское, Омудевское и Приколымское поднятия слились в единый крупный остров

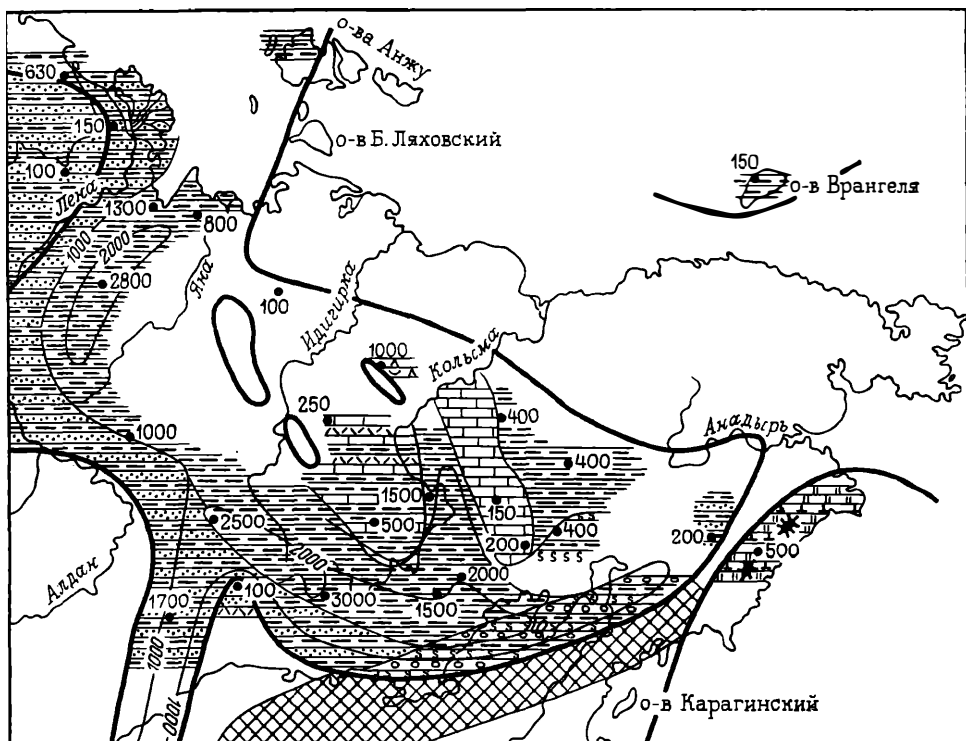


Рис. 58. Литолого-палеогеографическая карта Верхояно-Чукотской складчатой области. Средняя пермь, кунгурский и уфимский века (по В. И. Устрицкому).
Условные обозначения см. рис. 55

На западной периферии прогиба обмеление доходит до образования паралической угленосной формации.

С переходом к триасовому периоду регрессия вновь сменяется трансгрессией, постепенно развивавшейся в течение всего периода. Главное событие конца перми — начала триаса — новообразование Новосибирско-Чукотской геосинклинальной системы, сопровождавшееся разрывом сплошности континентальной коры (офиолиты о-ва Б. Ляховского). В этой геосинклинали началось накопление терригенных осадков. К северо-западу от Новосибирских о-вов она постепенно вырождалась, а ее эвгеосинклинальная зона выклинивалась (Д. А. Вольнов). К северу от нее располагалась обширная суша — южная окраина Гиперборейской платформы, включавшая о-ва Анжу, Де Лонга и Врангеля. В позднем триасе южная часть о-ва Врангеля вовлекается в интенсивное погружение. К югу от Новосибирско-Чукотской геосинклинали, между ней и Верхояно-Колымской геосинклиналию впервые в виде сплошного и крупного массива суши выделяется Колымо-Омолонский массив (в его послераннекарбонных границах); лишь Омолонская глыба оказывается покрытой мелким морем с отложением исключительно маломощных (до 20 м!) известняков («карбонатная платформа» типа современной банки Кампече у берегов Юкатана), и в осевой части Сугойского прогиба отлагается пелитовый материал (рис. 59).

В Верхояно-Колымской системе произошло смещение оси прогиба — из собственно Верхоянья к востоку, сначала в зону погребенного продолжения Охотского массива (сам этот массив испытал, очевидно, осушение), а затем в Иньяли-Дебинский прогиб.

Строение триасового разреза показывает смену снизу вверх глинистых осадков песчано-глинистыми флишеидного строения и далее

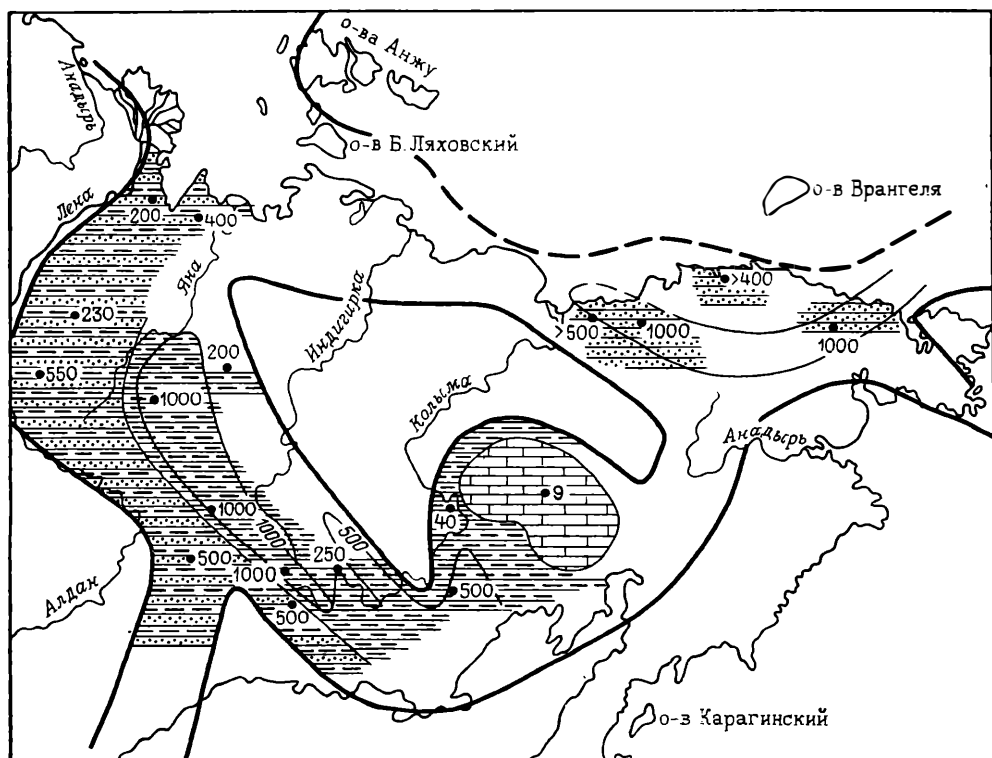


Рис. 59. Литолого-палеогеографическая карта Верхояно-Чукотской складчатой области. Ранний триас, индский век (по В. И. Устрицкому).
Условные обозначения см. рис. 55

песчаниковыми. Это не относится к Иньяли-Дебинскому и Полоусненскому прогибам, где верхи триаса и низы юры относятся еще к флишовой формации. По латерали наблюдается переход от аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских осадков в Западном Верхоянье к мелководно-морским в Восточном Верхоянье и до относительно глубоководных терригенных толщ в Иньяли-Дебинском и Гижигинском прогибах, а также от преимущественно континентальных фаций на юге к морским на севере, в пределах Южного Верхоянья.

В Новосибирско-Чукотской системе между ранним и поздним триасом местами отмечаются поднятия с выпадением среднего триаса, наметившие, видимо, распределение будущих антиклинориев и синклинориев, однако угловые несогласия на этом уровне отсутствуют.

На юге области и в Алазейском нагорье в позднем триасе — ранней юре появляются вулканиты андезитового состава и субвулканические тела габброидов.

На раннюю — среднюю (на севере только раннюю) юру падает заключительная фаза собственно геосинклинального этапа развития Верхояно-Чукотской области. В эту фазу продолжали накапливаться терригенные, в Иньяли-Дебинском прогибе флишвидные или флишевые осадки. Мощность этой формации достигает здесь 5 км, ее верхи охватывают и келловей-оксфорд. Еще дольше затягиваются геосинклинальные погружения в Полоусненском синклинории — до волжского века.

Между тем в Новосибирско-Чукотской системе и на Колымо-Омолонском массиве геосинклинальный период развития заканчивается уже в начале средней юры и наступает эпоха складчатых деформаций.

В Верхоянской зоне погружения сменяются поднятиями в конце средней юры; мощность J_{1-2} здесь не более 1,2—1,5 км.

Поздняя юра — мел, этап протоорогенеза. Итак, в течение поздней юры практически вся площадь Верхояно-Чукотской геосинклинальной области оказалась охваченной складчатыми деформациями и поднятиями, вступив в орогенный период развития. Некоторое исключение составили лишь Южно-Аньюский и Илин-Тасский прогибы. Заложение первого из них произошло в киммеридже вдоль шва между Новосибирско-Чукотской системой и Алазейско-Олойской зоной северной периферии Колымо-Омолонского массива и сопровождалось разрывом континентальной коры и образованием типичной офиолитовой ассоциации. На рубеже юры и мела породы этой ассоциации претерпели смятие и были несогласно перекрыты затем берриас-валанжинским флишем. В готериве осевая зона прогиба испытала инверсию и была втянута в поднятия с накоплением моласс в остаточных прогибах.

Довольно сходной была история Илин-Тасского прогиба, возникшего по другую сторону Колымо-Алазейского массива на его границе с Тасхяхтахско-Омулевской зоной палеозойского обрамления, так же вдоль зоны древних разломов. Этот прогиб начал развиваться уже в келловее с накоплением вплоть до киммериджа терригенно-вулканогенной толщи. Но состав вулканитов здесь пестрый — от основных до кислых, и об офиолитовой ассоциации говорить не приходится. Более молодая, волжская терригенная толща флишеидного строения обнаруживает в верхней части следы обмеления и опреснения бассейна. После ее накопления прогиб испытал складчатость и инверсию с образованием вдоль оси Илин-Тасского поднятия и обособлением по обе его стороны более узких прогибов, заполнившихся паралической угленосной молассой нижнего и континентальной — верхнего мела.

Сравнивая эти данные, можно прийти к выводу, что если Южно-Аньюский прогиб может рассматриваться как позднекиммерийская тафрогеосинклиналь, то Илин-Тасский прогиб представлял собой тафрогеосинклиналь в позднеюрскую стадию, превратившись затем в межгорный прогиб, наиболее крупный и глубокий из подобных структур Верхояно-Чукотской области; мощность его выполнения достигает 12—14 км. На юго-западе Илин-Тасский прогиб сопровождается более мелкими позднемезозойскими или кайнозойскими впадинами, грабенами, обычно связанными с более древними разломами, в частности Дарпирским на границе с Иньяли-Дебинской зоной, и наложенными на систему краевых палеозойских поднятий Колымо-Омолонского массива. В пределах самого массива, в частности в Алазейско-Олойской зоне и на Омолонской глыбе, также известен ряд относительно небольших впадин орогенного этапа, выполненных морской туфогенной молассой средней — верхней юры и континентальной вулканогенной молассой нижнего, отчасти верхнего мела (впадины Алазейская, Кедонская, Улячанская и др.). В пределах Олойской зоны орогенные впадины фактически сливаются в единый крупный прогиб, занимающий большую ее часть. В Новосибирско-Чукотской системе наиболее крупными впадинами являются Раучуанская в районе Чаунской губы и Восточно-Чукотская в районе Колючинской губы, развивавшиеся в течение поздней юры и мела.

В Верхояно-Колымской системе известны лишь относительно небольшие грабены и прогибы в зонах глубинных разломов. Наиболее крупный из них Балыгычано-Сугойский меридиональный прогиб представляет цепочку вулcano-тектонических структур, развивавшихся на протяжении мела и палеогена. Это один из апофизов гигантского Охотско-Чукотского вулканического (вулcano-плутонического) пояса. Другим таким апофизом служит более протяженный Святоносско-

Олойский пояс, приуроченный к границе между Новосибирско-Чукотской и Алазейско-Олойской зонами. Состав вулканитов варьирует в широких пределах, от базальтов до липаритов с преобладанием кислых разностей, включая игнимбриты.

Исключительно широко и длительно проявленный на орогенном этапе развития внутренних районов Верхояно-Чукотской области вулканизм сочетался с не менее ярко выраженным гранитоидным плутолизмом, которому данная область и обязана в первую очередь своей рудоносностью (олово, сурьма, а также и некоторые другие металлы). Правда, в последнее время начинает выявляться рудоносность и вулканогенных структур, прежде всего Охотско-Чукотского пояса, но их металлогеническая роль все же уступает роли гранитоидных плутонов.

Помимо интрузивных массивов, приуроченных к вулканическим поясам, плутоны гранитоидов сосредоточены в пределах широкой полосы, дугообразно охватывающей Колымо-Омолонский массив с Алазейско-Олойской зоной с юго-запада и севера, и размещены здесь как в краевых палеозойских горст-антиклинариях, так и в пределах Иньяли-Дебинского и Полоусненского синклинориев. При этом юго-западный отрезок этой дуги дает ответвление к северо-западу в Северное Верхоянье, пересекающее под прямым углом складчатые структуры этого района. Северный же отрезок, видимо, смыкается под приморской низменностью с широким поясом интрузий Новосибирско-Чукотской системы, прослеживающимся от о-ва Б. Ляховского на юге Новосибирского архипелага до крайнего востока Чукотки. К Охотско-Чукотскому вулканоплутоническому поясу тяготеет группа интрузивных массивов Южного Верхоянья. По размеру все эти плутоны варьируют от штоков до относительно небольших батолитов.

Формирование этого сложного комплекса интрузий продолжалось в течение всей поздней юры и всего мела, однако радиометрические датировки в сочетании с петрологическими данными указывают на явную дискретность процесса (Загрузина, 1977). Наиболее ранний, позднелюрский комплекс представлен малыми интрузиями габбро-диабазов, диабазов и диоритов. К концу юры — началу мела относится комплекс, включающий породы от кварцевых диоритов и гранодиоритов до гранитов. Основная масса гранитоидов относится к следующему комплексу, становление которого совпало с рубежом между ранне- и позднеорогенной стадиями, а во времени приходится на середину раннего мела. Этот колымский комплекс включает биотитовые и двуслюдяные граниты и гранодиориты. В Новосибирско-Чукотской системе гранитоидный магматизм начался лишь в эту эпоху. На рубеже раннего и позднего мела возник комплекс габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и др., распространенный в Охотско-Чукотском поясе, Южном Верхоянье и на Чукотке. Более молодым является позднемеловой комплекс биотитовых и аляскитовых гранитов, граносиенитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, установленный в Охотско-Чукотском поясе и смежной южной части Верхояно-Колымской системы, на севере Верхоянья, в Анюйской и Олойской зонах; местами в его составе имеются щелочные граниты. Еще более молодой, палеогеновый комплекс гранитоидов известен лишь в крайней северо-восточной части Охотско-Чукотского пояса, на Восточной Чукотке.

Основные складчатые деформации закончились в Верхояно-Чукотской системе в раннем мелу и, во всяком случае, не позднее середины мела, поэтому позднемеловые гранитоиды являются уже целиком «посткинематическими» и позднеорогенными.

Вторая половина позднего мела — палеоген — ранний и средний миоцен — межорогенный этап. Многие исследователи полагают, что в итоге позднепалеозойско-мезозойского геосинклинального развития в Верхояно-Чукотской области не возникло настоящего горного релье-

фа. В этом утверждении есть, очевидно, большая доля истины, поскольку ни в пределах самой области, ни в Предверхоянском прогибе неизвестно сколько-нибудь мощных и грубых коррелятных отложений; не исключено, однако, что обломочный материал выносился в основном за ее пределы. Как бы то ни было, за позднеюрским, ранне- и среднемеловым периодом горообразования последовал также относительно длительный период выравнивания рельефа. Этот период документирован образованием широко распространенной поверхности выравнивания, а также кор выветривания и редких тонкообломочных и маломощных осадков. Его длительность известна лишь приблизительно в связи со слабой разработанностью стратиграфии континентальных отложений; ясно лишь, что он не мог начаться раньше образования последней генерации плутонов гранитоидов.

Поздний миоцен — квартал — дейтероорогенный этап. Примерно в конце миоцена в Верхояно-Чукотской области произошло оживление тектонической деятельности, причем на этот раз интенсивность восходящих движений оказалась значительно выше, чем в период эпигеосинклинального орогенеза, ибо результатом этих движений явилось образование современного среднегоорного рельефа. По заключению И. А. Резанова и А. А. Наймарка (1971), движения этого этапа имели в основном сводовый, а не сводово-глыбовый характер. Исключение составляет Момская рифтовая зона, пересекающая область с северо-запада на юго-восток и продолжающая в пределы континента рифтовую зону океанического хребта Гаккеля. Момская зона характеризуется современной сейсмичностью и молодым вулканизмом, а амплитуда разломов в ее пределах достигает 800 м (Наймарк, 1976). Другая группа молодых вулканов приурочена к бассейну М. Анюя и также связана с разломами северо-западного и меридионального простирания. Очевидно, и здесь надо ожидать развития глыбовых дислокаций.

8. Некоторые выводы

Несмотря на существенные поправки, внесенные новейшими исследованиями, две основные особенности Верхояно-Чукотской области не подлежат сомнению — это сохранение в ее основании на всем протяжении геологической истории древней континентальной коры и резкое повышение интенсивности геосинклинальных погружений в позднем палеозое и раннем мезозое по сравнению с ранним и средним палеозоем. В современную эпоху мы не знаем столь широкой пассивной континентальной окраины, какую представляла собой Верхояно-Чукотская область в раннем и среднем палеозое. Возможно, что это объясняется расположением области на выступе Северо-Азиатской плиты вдававшейся между двумя океанами — Палеоарктическим (его реликт — Иннуитская система и ее восточное продолжение) и древним Тихим.

Перелом в развитии области в конце раннего карбона может быть связан, с одной стороны, с поднятием всей восточной части Сибирского кратона и его байкальского обрамления и, с другой стороны, с превращением пассивной тихоокеанской окраины в активную с образованием Таловско-Майнской островной дуги. Как то, так и другое обеспечило интенсивный приток обломочного материала. Одновременно произошла значительная переработка континентальной коры на востоке и севере области с ее дроблением и рифтообразованием, наиболее интенсивным в Иньяли-Дебинской, Олойской, Приомолонской и Гижигинской зонах. По существу первые, причем уже достаточно широко распространенные проявления рифтогенеза с сопутствующим магматизмом наблюдались еще в девоне (Сетте-Дабан, хр. Черского, Омолонская глыба и др.).

Однако настоящие эвгеосинклинальные условия существовали в палеозое лишь за пределами собственно рассматриваемой области, в Камчатско-Корякском регионе. Несколько позднее, в перми (?) деструкционные процессы проявились в Новосибирско-Чукотской системе с образованием уже довольно типичного офиолитового комплекса, т. е. коры океанического типа, хотя, видимо, и в полосе ограниченной ширины. Процессы деструкции возобновились в начале поздней юры в Ильинь-Тасской и Южно-Анхойской зонах, в тылу областей, охваченных деформациями сжатия и по периферии древнего ядра Колымо-Омолонского массива.

Процессы, приведшие к образованию в позднем палеозое и раннем мезозое в Верхояно-Чукотской области относительно глубоководных бассейнов принципиально аналогичны обусловившим в кайнозое формирование системы окраинных морей в тылу островных дуг западной части Тихого океана, и эти бассейны могут также рассматриваться в качестве окраинных морей.

Таким образом, в Верхояно-Чукотской области в течение значительной части послелайкальской геологической истории наблюдалось преобладание процессов деструкции континентальной коры над процессами ее созидания, аккреции. Эта тенденция уступила место обратной лишь в поздней юре и раннем мелу, когда вся территория области была охвачена деформациями сжатия и гранитообразованием. Однако позднее, в позднем кайнозое, мы снова сталкиваемся с проявлением деструктивных тенденций — в Момской рифтовой зоне, а также в области арктического шельфа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 99. М., 1953. 235 с.

Геология СССР. Том XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 2. М., Недра, 1970. 536 с.

Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива/Л. М. Натапов, Л. П. Зоненшайн, В. С. Шульгина, Е. П. Сурмилова, В. С. Дегтерев, А. К. Савосина, А. В. Артемов, А. Г. Кац, А. П. Ставский. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 18—31.

Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., Наука, 1968. 187 с.

Гуляев П. В. К тектонике Алазейского плоскогорья. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 30—43.

Драновский Я. А., Гольбрайх И. Г. К проблеме Колымского массива. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 46—67.

Загружина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М., Наука, 1977. 277 с.

Иванов О. Н. Геология Алазейского нагорья в связи с тектоническим районированием Северо-Востока СССР. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, 258 с.

Константиновский А. А. К стратиграфии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений хр. Черского. — Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 8, с. 95—105.

Каменева Г. И. К вопросу о тектоническом положении острова Врангеля и его структурных связей с Аляской в палеозое. — В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л., НИИГА, 1977, с. 122—131.

Красный Л. Л. Тектоника Ильинь-Тасской зоны. — В кн.: Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток, 1976, с. 96—133.

Левашов К. К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сеттэ-Дабана. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3, с. 689—692.

Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья. — В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, с. 18—55.

Муратов М. В. Главнейшие черты тектоники территории СССР. — Изв. вузов, геология и разведка, 1977, № 11, с. 21—35.

Наймарк А. А. Новейшая тектоника Момской области (Северо-Восток СССР). — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1, с. 166—169.

Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. — Тр. СВКНИИ, 1973, вып. 55, 302 с.

Резанов И. А., Наймарк А. А. О некоторых дискуссионных вопросах геоморфологии Северо-Востока СССР. — Геоморфология, 1971, № 3, с. 87—93.

Сеславинский К. Б. Строение и развитие Южно-Ануйского шовного прогиба (Западная Чукотка). — Геотектоника, 1970, № 5, с. 56—68.

Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных/Г. А. Гринберг, Г. С. Гусев, Е. Е. Милановский, К. Б. Мокшанцев, В. И. Славин, В. Е. Хаин. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 32—45.

Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л. Недра, 1974. 144 с.

Тектоника Якутии. Новосибирск, Наука, 1975. 198 с.

Тильман С. М. Рифейская и палеозойская история Северо-Востока СССР. — В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. — Тр. СВ КНИИ СО АН СССР, вып. 68. Магадан, 1975, 208 с.

Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 6—17.

Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. — Тр. СВ КНИИ, вып. 33. Магадан, 1969, 80 с.

Тильман С. М., Бялобужский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 15—29.

Устрицкий В. И. История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое. — В кн.: Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л., 1975, с. 54—75.

Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива. М., Наука, 1970. 150 с.

Шарковский М. Б. Тектоника Колымо-Индибирского междуречья. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 44—60.

Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозойда Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1174—1176.

Patton W., Tailleux J. Evidence of the Bering Strait region for differential movement between North America and Eurasia. — Geol. Soc. Am., Bull., 1977, v. 88, N 9, pp. 1298—1304.

Глава VII

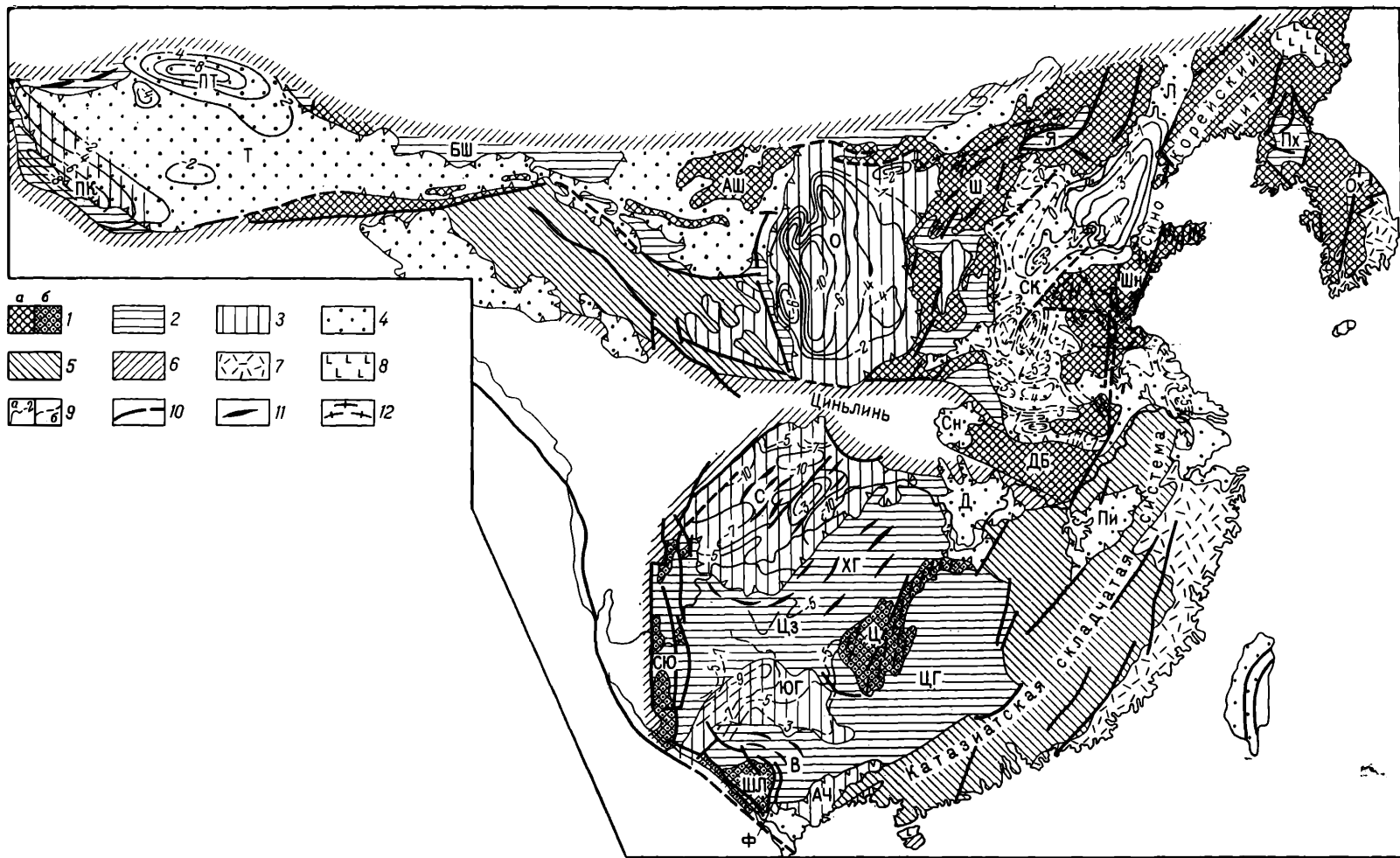
КИТАЙСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА И КАТАЗИАТСКАЯ БАЙКАЛО-КАЛЕДОНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

1. Границы Китайской платформы, основные структурные подразделения и состояние изученности

Китайская платформа занимает промежуточное положение между северным, лавразийским, и южным, гондванским, рядами древних платформ и со всех сторон обрамлена весьма активными геосинклинальными поясами, примыкая, в частности, на востоке непосредственно к Тихоокеанскому поясу. Все это наравне с относительной молодостью фундамента определило ее повышенную подвижность и направление развития в неогее, обратное свойственному другим платформам — вместо разрастания раздробление и распад, что было впервые отмечено Ю. М. Шейнманном¹. Этот процесс привел, в частности, в начале среднего палеозоя к отделению северо-восточного выступа платформы, превратившегося в Хингано-Буреинский срединный массив внутри палеозойской геосинклинальной области. Еще раньше произошло обособление Южно-Китайской глыбы в связи с заложением Цинлиньской геосинклинальной системы и Индосинийского срединного массива в связи с образованием Тибетско-Вьетнамской геосинклинальной системы. Еще одну особенность Китайской платформы составляет то, что значительная ее часть была втянута в новейший орогенез, а еще до этого в интенсивнейшую мезозойскую активизацию.

Современная Китайская платформа обладает сравнительно небольшой по сравнению с другими платформами площадью

¹ Однако, как мы увидим дальше (см. «Некоторые выводы»), эта особенность Китайской платформы несколько преувеличена.



(4,3 млн. км). Она вытянута в общем в широтном направлении от границы Китая и СССР (Киргизия) и до восточного побережья Кореи (рис. 60). Чрезвычайно четко выражен и выдержан почти на всем протяжении северный краевой шов платформы, по которому она граничит на западе с Тяньшанской геосинклинальной системой, в центральной части с Зайсан-Гобийской, а в восточной с Внутренне-Монгольской системами палеозойского Урало-Охотского (Центрально-Азиатского) геосинклинального пояса. Шов этот простирается почти в строго широтном направлении примерно вдоль 42-й параллели.

Южный и одновременно западный краевой шов имеет более ломанные очертания и состоит из отрезков северо-западного и северо-восточного, а также близширотного и субмеридионального простираций. Сочленяясь на крайнем западе с северным швом и оконтуривая, таким образом, Таримский выступ платформы, южный шов следует далее на восток в общем в широтном направлении, отделяя платформу от палеозойского Куьнлуя, Циньляна (Наньшаня) и Циньлиня, а затем огибает с востока и юга вдающийся в платформу наподобие Донбасса, но в более крупных масштабах Циньлин и поворачивает на юго-запад и юг вдоль подножия Луньмэншаня и западного склона Сикан-Юньнанской гряды, гранича здесь уже с Тибетско-Вьетнамской геосинклинальной системой.

Восточная граница Китайской платформы простирается в юго-юго-восточном направлении от крайней северо-восточной части КНДР и по кромке подводной окраины Корейского п-ова, затем на юго-восток через юго-восточную оконечность этого полуострова и Желтое море к устью Янцзы. Отсюда эта граница идет через Южный Китай по обрамлению байкал, а затем каледонид Катазии (Юго-Восточного Китая) и постепенно поворачивает на восток, пересекая границу Китая с СРВ вплоть до смыкания с западным швом к югу от Сикан-Юньнанской гряды.

Очерченная, таким образом, древняя Китайская платформа состоит из двух мегаблоков — северного, или Китайско-Корейского, и южного, или Южно-Китайского. Они разделены на западе широтной каледоногерцинской складчатой системой хр. Циньлин и лежащим на ее продолжении глыбовым поднятием хр. Дабэйшань. Китайско-Корейский и Южно-Китайский мегаблоки нередко рассматриваются как самостоятельные платформы (южный мегаблок в китайской литературе именуется иногда платформой Янцзы), чему, однако, противоречит докембрийский (добайкальский) возраст основной складчатости Дабэйшаня. Вполне возможно, однако, что к югу (или к северу) от Дабэйшаня происходит сочленение Циньлиня с Тихоокеанским поясом.

Наши сведения о структуре и истории Китайской платформы явно недостаточны и до последнего времени базировались исключительно на таких сводках, как «Основы тектоники Китая» (1962), «Региональная стратиграфия Китая» (1963), «Палеогеографический атлас Китая» Лю Хун-юна (1963), «Геология Кореи» (1964), к которым надо добавить

Рис. 60. Тектоническая схема Китайской платформы (составлена Г. П. Вергуновым и В. Е. Хайным по Геологической и Тектонической картам Китая в масштабе 1:4 000 000; изогипсы поверхности фундамента — по данным В. И. Высоцкого).

1 — выступы докембрийского фундамента: а — раннедокембрийского, б — позднедокембрийского; 2—4 — платформенный чехол: 2 — палеозойский, 3 — мезозойский, 4 — кайнозойский; 5—6 — складчатое обрамление: 5 — каледонское, 6 — герцинское; 7 — мезозойский вулканоплутонический пояс; 8 — кайнозойские базальты; 9 — изогипсы: а — по поверхности фундамента, б — по подошве кайнозоя; 10 — разломы; 11 — складки в чехле; 12 — простираения в метаморфитах. Основные структуры: щиты — ШК — Шаньдун (Сино)-Корейский; антеклизы — Ш — Шаньсийская, Ц — Цзяньнаньская, В — Вьетбакская; глыбовые поднятия — БШ — Бэйшаньское, Д — Дабэйшаньское, СЮ — Сикан-Юньнанское, АШ — Алашаньское; синеклизы — О — Орлоская, СК — Северо-Китайская (Ханхуэйская), С — Сычуаньская, ХГ — Хубэй-Гуйчжоуская, ЮГ — Юньнань-Гуансийская, ЦГ — Цзянси-Гуансийская; впадины — Сн — Суньфэй, Д — Дунтинху, П — Поянху, ПХ — Пхённамская, АЧ — прогиб Ань-Тяу; авлакогены — Я — Яньшань, Л — Ляохэ, О — Окчхон, ШЛ — массив Шонг-Ло, Цз — поднятие Цзунь, ПТ — Предтяньшанский, ПК — Предкуньлунский прогиб

статьи китайских геологов, публиковавшиеся до 1965 г., а также публикации советских геологов, работавших в свое время в Китае и КНДР. Лишь в последние годы стали вновь появляться публикации китайских геологов. В 1974 г. в США вышла в свет «Тектоническая карта Китая» в масштабе 1 : 5 000 000, составленная М. Терманом, с краткой объяснительной запиской. Автор широко использовал также обобщающую работу Г. П. Вергунова (НИЛЗарубежгеология, 1975 г.). Наконец, в 1976 г. на XXIV сессии Международного геологического конгресса в Сиднее китайские геологи продемонстрировали новые геологическую и тектоническую карты своей страны в масштабе 1 : 4 000 000; участникам сессии были розданы краткая объяснительная записка к ней (An outline. . . , 1976) и две другие брошюры (On tectonic systems 1976; Tectonic systems. . . , 1976).

2. Китайско-Корейский платформенный мегаблок

Западную часть Китайско-Корейского мегаблока составляет Таримский массив, иногда рассматриваемый как срединный массив внутри палеозойской геосинклинальной области. Этому противоречит, однако, докембрийский и точнее добайкальский возраст фундамента Бэйшаня и Алашаня, отделяющих Таримский массив от основной части платформы. Тем не менее нельзя не констатировать некоторую обособленность Таримского массива от последней, поскольку в районе Бэйшаня, непосредственно восточнее массива происходит значительное сближение Тяньшанской и Куньлунской систем, что и вызвало, очевидно, интенсивную позднепалеозойскую переработку Бэйшаньского участка, занимающего около двух третей резко суженного здесь меридионального сечения платформы.

Платформа вновь расширяется восточнее в районе пустыни и хребта Алашань, который можно рассматривать вследствие близповерхностного или неглубокого залегания древнего фундамента в качестве Алашаньского щита или антеклизы. К востоку от Алашаня располагается наиболее устойчивый и поэтому наиболее типичный участок платформы. Он включает на севере широтное краевое поднятие (кряж, гряду) Внутренней Монголии, а к югу от него Ордосскую синеклизу, антеклизу Шаньси, Северо-Китайскую синеклизу, составляющие вместе Северо-Китайскую плиту, и на самом востоке Сино-Корейский щит и Восточно-Китайское перикратонное опускание, открывающееся в одноименное окраинное море.

Таримский массив (плита). Массив этот имеет форму округленного ромба с длинной осью в 1500 км, протягивающейся в широтном направлении. В рельефе ему соответствует бессточная впадина, занятая в центральной части песчаной пустыней Такла-Макан, на востоке находится оз. Лобнор. Кристаллический фундамент выступает на поверхность по его периферии, вовлеченной в поднятие смежных горных сооружений Тянь-Шаня и Куньлуня, на западе в Сарыджазской глыбе, на северо-западе в Кельпинских горах, на северо-востоке в Куруктаге и юго-востоке в Алтынтаге. Раннедокембрийский возраст фундамента Таримского массива подтвержден радиометрически (1700 млн. лет) в его восточной части (Ли Пу и др., 1960)¹. В Кельпинтаге, а также в северо-восточных предгорьях Западного Куньлуня обнажается также мелководно-морской карбонатно-терригенный разрез рифея и палеозоя, представляющий, очевидно, платформенный чехол массива. В райо-

¹ В «Очерке геологии Китая» (An outline. . . 1976) упоминается о присутствии в Тариме и раннеархейских образований.

нах Кучара, вдоль северного края массива, Кашгара и Яркенда — вдоль юго-западного края в мезо-кайнозой и особенно в неогене — квартере развивались предгорные прогибы — Кучарский перед Восточным Тянь-Шанем и Яркендский (Предкуньлунский) перед Западным Куньлунем. В позднем мелу и эоцене сюда проникали с запада морские заливы, в остальном эти прогибы заполнялись континентальными, в неогене — квартере грубообломочными (моласса) осадками. Глубина погружения фундамента в этих прогибах превышает 8 км, в центральной же части массива она составляет 1—2 км и менее; здесь вырисовывается несколько крупных и пологих поднятий фундамента. На продолжении восточного из этих погребенных поднятий — краевого прогиба находится глыбовое горное сооружение Бэйшаня; на северо-западе оно примыкает к краевому поднятию Куруктага, на севере — к крайнему восточному окончанию Тянь-Шаня.

Бэйшаньское глыбовое поднятие. Сведения о строении Бэйшаня, точнее западной и центральной его частей, находящихся в пределах Синьцзян-Уйгурского автономного района, содержатся в статье Ху Пина и др. (Hu Ping et al, 1965). Согласно этим данным, Бэйшань состоит из двух зон — северной и южной. В северной зоне на значительных площадях выступает докембрийский, вероятно по меньшей мере дорифейский кристаллический фундамент — мраморы (указывается на присутствие водорослей!), кварциты (в том числе магнетитовые), кварц-биотитовые сланцы и гнейсы, а также граниты (мigmatиты). На этом фундаменте несогласно залегает слабометаморфизованная толща, в которой легко опознаются аналоги вендско-кембрийских слоев Куруктага и Северного Тянь-Шаня — черные силициты, углистые сланцы, известняки и фосфориты мощностью до 1000 м. На вендско-кембрийской толще в свою очередь несогласно залегает песчано-алевролитовый нижний карбон (2600 м). Степень деформации палеозойских слоев, очевидно, невелика, поскольку авторы указывают, что «северная зона была относительно стабильна».

В южной зоне также имеются выходы докембрийского фундамента, но здесь распространены в основном отложения карбона и перми. Нижний карбон — известняки с кораллами и песчаники мощностью около 2000 м. С неясным контактом на них залегает мощная (до 7 км) пестроцветная вулканогенная моласса; в ней содержится морская фауна (фузулиниды, брахиоподы). Слои смяты в довольно пологие, нередко сундучно-коробчатые складки; интенсивность деформаций повышается близ разломов; широко развиты герцинские граниты.

В общем северная зона Бэйшаня представляет выступ фундамента платформы, а южная — позднегерцинский вулcano-плутонический пояс, являющийся, вероятно, продуктом активизации платформы в связи с орогенезом прилегающей с севера геосинклинали (восточное окончание Тяньшанской геосинклинали здесь сливается с юго-восточным продолжением Джунгаро-Балхашской и Зайсан-Гобийской).

Алашаньский массив (щит). Большая южная часть этого массива, находящегося восточнее Бэйшаня, представляет песчаную пустыню, переходящую к югу в горы Алашань и носящую то же название. Выходы коренных пород относительно редки и принадлежат в основном докембрию. Наиболее древнюю часть последнего здесь слагают гнейсы (парагнейсы), кристаллические сланцы, мраморы, мигматиты и гранито-гнейсы, отнесенные на новой геологической карте Евразии к среднему, отчасти нижнему протерозою. На них залегает толща слабометаморфизованных пород — кварцитов, песчанистых сланцев, известняков, вероятно рифейского возраста. Указываются также кембро-ордовикские (венд-кембрийские? — В. Х.) кремнистые известняки, континентальные обломочные породы юры, местами довольно интенсивно дислоцированные (в зонах разломов?), и, наконец, субгоризонтально залегающие ма-

ломощные меловые и третичные красноцветы. Преобладающее прости-
рание пород фундамента близширотное. На северо-западе массив не-
посредственно граничит с палеозойским геосинклинальным поясом.

Краевое поднятие (гряда) Внутренней Монголии. Широтная поло-
са выходов докембрийского фундамента, составляющая восточное про-
должение Алашаньского массива и протягивающаяся через южную по-
ловину Внутренней Монголии, составляет периферическую структуру
Северо-Китайской плиты, отделяющую ее от Центрально-Азиатского
геосинклинального пояса. Докембрийские образования этой гряды рас-
падаются на три структурных комплекса. Древнейший из них — ком-
плекс Саньгань относят к архею; нижняя его часть датирована
в Яньшане 3400—3100 млн. лет. Он сложен различными гнейсами и
кристаллическими сланцами гранулитовой фации метаморфизма,
а также мигматитами и гранито-гнейсами. Породы комплекса образу-
ют гнейсовые купола, осложненные более мелкими линейными и бра-
химорфными складками. Более молодой нижнепротерозойский ком-
плекс Утай сложен вулканогенными и терригенными породами,
метаморфизованными в амфиболитовой, отчасти зеленосланцевой фа-
ции, смятыми в линейные складки широтного простираения, частично
мигматизированными и прорванными гранитами. Еще выше несоглас-
но залегает комплекс Баян-Обо, или Хуто, относящийся уже к
среднему протерозою (An outline..., 1976) и сложенный кварцитами,
аспидными сланцами, известняками, доломитами. Комплекс этот также
смят в линейные складки и прорван гранитами; он нередко слагает
периферию окаймленных гнейсовых куполов, в ядрах которых выступает
архей.

На тектонической карте Евразии 1966 г. Бэйшань, Алашань и крае-
вое поднятие Внутренней Монголии были показаны как область бай-
кальской складчатости. Это явное недоразумение¹, так как основная
складчатость здесь гораздо более древняя, и рифейские, а также кем-
брийские отложения, встречающиеся местами вдоль южной окраины
Внутренне-Монгольской гряды, относятся уже к платформенному чех-
лу.

**Яньшанский авлакоген (интракратонная складчато-глыбовая систе-
ма).** В крайней юго-восточной части Внутренне-Монгольской гряды,
к северу и северо-востоку от Пекина отложения синийской «системы»,
т. е. рифей, а также венд советской шкалы выполняют Яньшанский ав-
лакоген, в котором и был установлен стратотип этой «системы»². Ее
мощность достигает здесь 8—10 км, разрез имеет четкое крупноцикли-
ческое строение; два нижних цикла, вероятно, отвечают соответствен-
но нижнему³ и среднему рифею, два средних — верхнему, верхний
цикл — венду (вместе с нижним кембрием — Смирнов, 1976); литоцик-
лы состоят из песчаников и глин в основании и известняков в верх-
ней части. Синий согласно перекрывается кембрием. Некоторое несог-
ласие (перерыв) можно подозревать в основании венда. За кембрием
снова согласно следует ордовик; нижний палеозой представлен шель-

¹ К сожалению, эта ошибка повторена и на тектонической схеме Азии в третьем
издании Большой Советской Энциклопедии (т. 1, 1970).

² В новейшем «Очерке геологии Китая» (An outline..., 1976) различают,
с одной стороны, синийскую субэратему, в возрастных границах 1900 ± 50 (или 1700—
1600) млн. лет — 570 млн. лет, и, с другой стороны, синийскую систему в границах
850—570 млн. лет. Первая, очевидно, отвечает рифею и венду советской шкалы, вто-
рая — верхней части верхнего рифея (миньрий, М. Е. Раабен) и венду. Ниже синий-
ской системы в составе синийской субэратемы авторы очерка выделяют в Северном
Китае еще три системы: Цинпанкоу — 850—1000 млн. лет, Чисян — 1000—1400 млн. лет
и Чанчен — 1400—1800 млн. лет, достаточно хорошо соответствующие нижней поло-
вине верхнего рифея (тимурий, М. Е. Раабен), среднему и нижнему рифею нашей
шкалы.

³ Следуя «Очерку геологии Китая», 1976.

фовой карбонатной формацией сравнительно небольшой, около 1000 м мощности.

Яньшанский авлакоген отделен от основной части Внутренне-Монгольской гряды отчетливо выраженным разломом. Его внутренняя структура отличается значительной сложностью и складывается из ряда выступов фундамента, в которых обнажается комплекс Утай, и разделяющих их вытянутых впадин, выполненных сино-ордовикскими отложениями. Последние местами псевдосогласно перекрыты паралической в нижней части (С₂) и континентальной — в верхней (Р — Т) угленосной формацией карбона — триаса. Аналогичные образования развиты и в западной части Внутренне-Монгольской гряды. Их относительно согласное залегание с нижним палеозоем и синием и совместное участие в линейно-складчатых деформациях указывают на позднегерцинский — раннекимерийский (индосинийский) возраст последних, что согласуется с временем замыкания Внутренне-Монгольской геосинклинали. Это не исключает длительного, конседиментационного развития блоковой структуры фундамента, о чем свидетельствуют значительные изменения мощностей синийско-нижнепалеозойского осадочного чехла.

Кроме верхнего палеозоя и триаса в пределах как Внутренне-Монгольской гряды, так и Яньшанского авлакогена местами развиты юрские и меловые отложения. Юра и низы мела представлены ассоциацией континентальных угленосной и вулканической в основном андезитовой формаций; разрез мела заканчивается грубообломочной толщей типа молассы, но небольшой (первые сотни метров) мощности. Юрские и меловые образования сохранились в грабенах, которые в ряде районов наложены на впадины, заполненные более древними (синий — триас) осадками, что указывает на известную унаследованность от более древней структуры, значительно меньшую, впрочем, чем у доюрских отложений. В эпоху яньшанских движений (середина мела) в западной части Внутренне-Монгольской гряды и в Яньшанском авлакогене образовалось значительное число интрузий гранитоидов, тяготеющих к разломам, возникшим или, скорее, обновленным в эту эпоху. Таким образом, структура рассматриваемой части Китайского кратона, как, впрочем, и остальной его площади, окончательно оформилась лишь после яньшанских движений, т. е. в конце мела.

Грабен (авлакоген, рифт) Ляохэ. К этому же времени относится и образование узкого, но глубокого грабен-прогиба, вдоль которого следует р. Ляохэ в своем нижнем течении и на продолжении которого возник Ляодунский залив Желтого моря. Грабен Ляохэ ограничивает с востока Внутренне-Монгольскую гряду и Яньшанский авлакоген, которые первоначально, судя по их восток-северо-восточному простираению, должны были продолжаться в пределы юго-восточного Дунбэя и севера Кореи. С другой стороны, этот грабен соединяет синеклизу Сунляо с Хэхуйской синеклизой, «нанизанными» вместе с ним на одну и ту же рифтовую систему ЮЮЗ — ССВ простираения. Выполнен грабен Ляохэ в основном кайнозойскими осадками мощностью до 3—4 км, включая морской палеоген.

Северо-Китайская плита. Эта плита лежит к югу от кристаллической гряды Внутренней Монголии, к западу от Алашаньского массива (щита) и к востоку от Сино-Корейского щита. На юге ее ограничением служит Циньлинская палеозойская складчатая система. Почти по всему своему периметру плита ограничена отчетливо выраженными разломами; исключение составляет лишь юго-восточное ограничение, но и то, очевидно, потому, что тектонический контакт здесь замаскирован новейшими отложениями.

Северо-Китайская плита состоит из трех крупных структурных элементов субмеридиональной (ССВ) ориентировки — Ордосской сине-

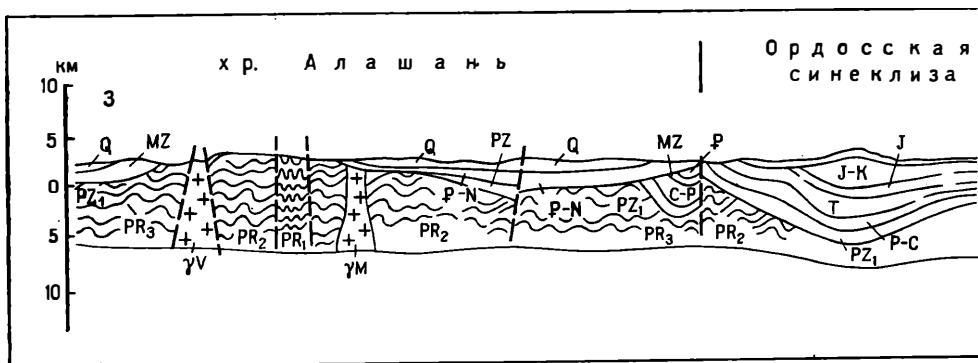


Рис. 61. Разрез через Китайско-Корейскую платформу (по широте 36—38°). М-6 горизонтальный 1 : 5 000 000 (по Г. П. Вергунову).

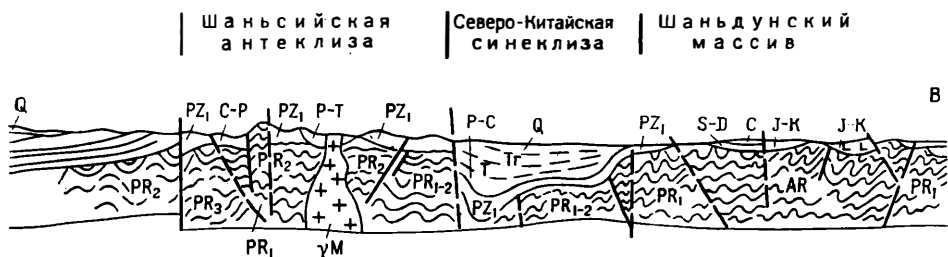
Складчатые комплексы фундамента платформы: AR — архейские (3400—2600 млн. лет), PR₁ — нижнепротерозойский (2600—2000 млн. лет), PR₁₋₂ — нерасчлененные нижне-среднепротерозойские, PR₂ — среднепротерозойские, PR₂₋₃ — нерасчлененные среднего — верхнего протерозоя (2000—

клизы, антеклизы Шаньси и Хэхуайской (Северо-Китайской) синеклизы (рис. 61).

Ордосская синеклиза представляет крупную (600 × 400 км) впадину овальной формы, на западе по разрывам примыкающую к Алашаньскому массиву, на юге — к основной части Циньлинской складчатой системы, на востоке — к Шаньсийской антеклизе, на севере — к Внутреннемонгольской гряде. В современном рельефе синеклизе отвечает Ордосское плато высотой от 800 до 1300 м, которое с трех сторон — с запада, севера и востока огибается долиной р. Хуанхэ, а с юга долиной ее крупного притока р. Вэйхэ. Эти долины на значительном протяжении оказываются приуроченными к очень молодым грабенам-рифтам, заполненным позднекайнозойским аллювием, — Нинся на западе, Баотоу на севере, Фэнвей на юге. Именно эти грабены и отделяют по существу, Ордосскую синеклизу (плато) от смежных горных сооружений, подчеркивая ее недавнюю тектоническую инверсию.

Фундамент Ордосской синеклизы образован комплексами Саньгань и Хуто, а нижний структурный комплекс чехла — синийскими, кембрийскими и ордовикскими (О₁₊₂) отложениями, которые распределены, однако, очень неравномерно и местами (в основном на севере) отсутствуют. Осадки силура и девона известны лишь на юго-западе, близ каледонского Цзяньшаня. Отголоском каледонских движений служит несогласие в основании верхнего девона и его красноцветно-молассоидный характер в этом районе. Здесь же известна морская карбонатная формация нижнего карбона. Общая мощность синия, нижнего и среднего палеозоя невелика.

Отложения среднего и верхнего карбона — паралическая карбонатно-терригенная, частично угленосная формация, а также перми — континентальная пестроцветная молассоидная формация пользуются более широким распространением и обладают большей мощностью. Однако как единая крупная впадина Ордосская синеклиза начала формироваться лишь в конце триаса, а основной период ее погружений приходится на юру и особенно мел, мощность которого достигает 5 км из общей мощности выполнения синеклизы более 8 км. Мезозойские отложения являются целиком континентальными; верхи триаса (рэт) и юра составляют сероцветную аллювиально-озерную, частично угленосную с битуминозными сланцами формацию; нижний мел, залегающий на юре с некоторым несогласием, — пестроцветную молассоидную формацию, верхний мел отсутствует, а палеоген и неоген выражены красноцветной гипсоносной песчано-глинистой формацией озерного происхождения.



1200 млн. лет); PR₂ — верхнепротерозойские (до 900 млн. лет); складчатое обрамление платформ: PR₂ — байкальские складчатые комплексы (900–600 млн. лет); комплексы платформенного чехла: PZ₁ — нижний палеозой; PZ — палеозой; S—D — силур — девон, C — карбон, C—P — карбон — пермь, P—T — пермь — триас, T — триас, J — юра, J—K — юра — мел, MZ — мезозой, Tг — третичный; интрузивные породы: TV — палеозойские гранитоиды; γM — мезозойские гранитоиды

Постепенное смещение оси прогибания с востока на запад в связи с сопряженным расширением Шаньсийской антеклизы привело к резко асимметричному строению Ордосской синеклизы — ее ось прижата к западному борту, а восточное крыло очень пологое. Соответственно на геологической карте пермотриасовые отложения сменяются с востока на запад юрскими, а затем меловыми, которые практически непосредственно контактируют с древним (PZ₁) обрамлением. Синеклиза сравнительно слабо осложнена брахиморфными и куполовидными локальными поднятиями мелового (яньшанского) и позднекайнозойского (гималайского) возраста.

Ордосская синеклиза является одним из крупных нефтегазоносных бассейнов Китая.

Антеклиза Шаньси имеет форму, близкую к прямоугольнику со сторонами 650 и 300 км. В рельефе ей отвечает плоскогорье высотой от 800 до 2500 м над уровнем моря, с отдельными грядками, из которых наиболее высокой является хр. Утайшань на востоке (почти до 2900 м). Докембрийский фундамент выступает на поверхность в основном на севере антеклизы и по ее периферии; представлен он комплексами Утай и Хуто. В составе чехла отложения синия и кембро-ордовика, а также морская карбонатно-терригенная формация карбона и низов перми и пермо-триасовые красноцветы; мощность синия достигает 2000 м, палеозойских систем измеряется обычно сотнями метров. На ограниченных участках в грабенах развиты континентально-вулкано-генные образования юры и мела, а также озерно-аллювиальные кайнозойские красноцветы.

Фундамент антеклизы имеет блоковое строение; разрывы продолжаются в чехол, близ них довольно интенсивно деформированный, а в удалении образующий широкие пологие складки и флексуры. Почти в центре антеклизы находится крупный прогиб, выполненный верхним палеозоем и триасом. Преимущественно в восточной части антеклизы известны меловые (яньшанские) интрузии гранитов и гранит-порфиров, вероятно комагматичные вулканитам. На севере имеются покровы четвертичных базальтов.

Хэуайская (Северо-Китайская) синеклиза занимает Северо-Китайскую низменность к югу от Пекина, а также залив Бохайвань Желтого моря. На западе она примыкает к антеклизе Шаньси, на севере к Яньшанской складчато-блоковой зоне, на востоке к Шаньдунской глыбе Сино-Корейского щита, на юге к восточному окончанию Циньлинской складчатой системы. На юго-востоке неглубокая седловина отделяет рассматриваемую синеклизу от Восточно-Китай-

ского перикратонного прогиба. Хэуайская синеклиза представляет собой крупную (750×400 км), сложную и глубокую (более 7 км) впадину, частично заложённую возможно ещё в конце докембрия на месте позднедокембрийского авлакогена (Тертап, 1974). Она испытала значительное погружение в кембро-ордовике, карбоне, местами в раннем мелу, но основной период ее формирования приходится на кайнозой. По изогипсам кровли фундамента в ее внутренней структуре вырисовывается несколько частных впадин (прогибов) глубиной более 5—6 км, имеющих на севере и в средней части синеклизы ориентировку от почти меридиональной до северо-восточной, а на юге от северо-западной до почти широтной. Прогибы разделяются узкими грядами фундамента явно глыбовой природы. И в этой синеклизе известны залежи нефти и газа, в том числе крупные.

Сино-Корейский щит образует наиболее крупный выступ фундамента в пределах Китайско-Корейской платформы. Он занимает Ляодунский и Шаньдунский полуострова и почти весь Корейский полуостров. Северо-западное ограничение щита определяется, вероятно, разломом, следующим от Шэньяна на Цзинань вдоль границы грабена Ляохэ, через Желтое море и вдоль нижнего течения р. Хуанхэ. К юго-западу от Цзинани разлом скрывается в недрах Хэуайской синеклизы, но по прямолинейному течению Хуанхэ ощущается, по крайней мере, до ее колена ниже Кайфына. Весьма вероятно существование разлома ЗСЗ — ВЮВ ориентировки и по южному краю щита — от низовьев р. Хуанхэ на о-в Чечжудо, т. е. вдоль условной границы Желтого и Восточно-Китайского морей; далее он идет, видимо, на пролив Осима между о-вом Кюсю и архипелагом Рюкю. Северная граница щита совпадает с крайним восточным отрезком Главного Трансевразийского широтного линеамента — краевого шва Китайского кратона. Восточная граница щита, скрытая под водами Японского моря, может намечаться в близком к меридиональному направлению от г. Чхонджина на севере КНДР к о-ву Уллындо, в районе которого она, вероятно, пересекается с юго-восточной границей, проходящей через о-в Чечжудо и юго-восточную оконечность Корейского п-ова.

Значительное число крупных разломов, установленных и в пределах щита, делят его на блоки. Наиболее отчетливо они выражены на Ляодунском п-ове и в Корее, где имеют направление от широтного до северо-восточного. Особое значение может иметь разлом на продолжении северного ограничения Северо-Китайской плиты, проходящий на материке через район Пекина и далее в Желтом море к южному концу Ляодунского п-ова и затем на соединение с разломом вдоль границы массива Кенги и Пхённамской впадины в Корее. С этим разломом может быть связано образование пролива Бохай.

Фундамент Сино-Корейского щита сложен глубокометаморфизованными и интенсивно гранитизированными породами раннего докембрия, в составе которого значительная роль принадлежит архею. Архей сложен гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, джеспилитами и мраморами, метаморфизованными в гранулитовой, отчасти амфиболитовой фациях. Широко развиты мигматиты и граниты, в том числе гиперстеновые, типа чарнокитов. На территории Китая для этого комплекса были получены радиометрические датировки до 3100—3400 млн. лет, в том числе для железорудного аньшанского комплекса на Ляодунском п-ове, наряду с более молодыми цифрами, порядка 2550—2350 млн. лет; на крайнем юге Кореи возраст пегматитов определен в 2900 млн. лет. Очевидно, в будущем удастся разделить этот комплекс на два — древне- и позднеархейский. Архейский комплекс выступает среди более молодых докембрийских образований в ядрах гнейсовых овалов или куполов либо в ограниченных разрывах блока. Не вполне ясно отношение к данному комплексу акдольского

комплекса базитов и гипербазитов, прослеживающегося с меридиональным простираанием на севере КНДР. Скорее эти гипербазиты не являются альпинотипными.

Следующий по возрасту комплекс относится по возрасту к нижнему протерозою. Он сложен различными кристаллическими сланцами, роговообманково-плагиоклазовыми гнейсами с прослоями доломитовых мраморов и джеспилитов. Породы метаморфизованы преимущественно в амфиболитовой фации, а мигматизированы и гранитизированы слабее, чем архейские образования. Радиометрический возраст главного метаморфизма — 2050 млн. лет и более (An outline..., 1976).

Самостоятельное структурное положение занимает развитая на крайнем северо-востоке КНДР на самой периферии щита, вероятно, нижнепротерозойская протогеосинклинальная система Мачхоллен ССЗ — ЮЮВ простираания. Сложена она более чем 10-километровой толщей осадочно-вулканогенных пород, в низах ее мощно развиты основные, отчасти кислые вулканиты (спилит-кератофировая формация?), а также джеспилиты; в верхней части — карбонатные породы. Складчатость линейная, складки широкие, но осложненные мелкой складчатостью, метаморфизм — амфиболитовой ступени. Имеются интрузии гранитов. От архейского блока Нанним, расположенного западнее, система Мачхоллен отделена крупными разломами с широкой (до 4 км!) полосой милонитов.

К началу среднего протерозоя центральная и восточная части зоны оказались кратонизированными; в западной же части продолжал унаследованно развиваться теперь уже интракратонный геосинклинальный прогиб Намдочхон. Выполнение прогиба представлено кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами; среднепротерозойский возраст этих пород подтвержден К/Аг определениями по биотиту (1700—1640 млн. лет). Выше залегают кристаллические сланцы и кварциты. На севере, в районе р. Амнокган, продолжение данной зоны резко поворачивает на восток-юго-восток и протягивается в северную часть Ляодунского п-ова. Здесь слагающие ее карбонатно-терригенные отложения серии Ляохэ метаморфизованы лишь в зеленосланцевой фации, смяты в линейные складки и прорваны гранитами с К/Аг возрастом 1400 млн. лет; граниты практически того же возраста известны и в КНДР. Отложения прогиба Намдочхон — Ляохэ представляют аналоги серий Хуто и Баян-Обо более восточных районов платформы, которые развиты на продолжении только что описанной интракратонной системы. Они так же принадлежат среднему протерозою. Верхняя граница группы Ляохэ определяется в 1850 млн. лет (An outline..., 1976).

К началу рифея наступила полная кратонизация северной части Сино-Корейского щита, как и всей платформы. Тем не менее шов между интракратонной системой Амнокган — Намдочхон и Наннимским архейским массивом сохранил свою подвижность и вдоль него возник прогиб типа авлакогена, заполненный рифейскими отложениями большой мощности. Этот прогиб на своем восточном меридиональном отрезке параллелен южному продолжению Малохингано-Ханкайской геосинклинальной системы, окаймляющему на крайнем северо-востоке КНДР глыбу Кванмо — северо-восточный выступ Сино-Корейского щита и кратона в целом. Запад-юго-западным продолжением того же рифейского авлакогена является, очевидно, Яньшанский авлакоген в Северном Китае. В более южной части Сино-Корейского щита на юге КНДР в среднем протерозое или раннем рифее возникла очень своеобразная Пхённамская впадина. На севере и юге она отделена от архейских глыб Нанним и Кенги субширотными разломами: фундамент выступает в виде горстов или гнейсовых куполов и в самой впадине. Ее заложение сопровождалось излиянием кислых лав и накоплением терригенных пород, на которых без значительного несогласия за-

легают уже средний и верхний рифей, близкий к синию Северо-Китайской плиты, но чрезвычайно мощный (до 7—8 км), терригенный в нижней, терригенно-карбонатный в верхней части. На эти отложения с размывом и с тиллоидами в основании ложится венд, в свою очередь трансгрессивно перекрытый кембрием. Терригенная формация нижнего — среднего кембрия согласно сменяется карбонатной формацией среднего кембрия — ордовика мощностью в 2—3 км. Силур и девон отсутствуют; в это время произошло внедрение габбро-диабазов (трапповая ассоциация). В карбоне погружения возобновились с отложением сначала карбонатной (C_2-3), затем угленосной (C_3-P_1), наконец аридной континентальной (P_2-T) формаций общей мощностью порядка 2 км.

Строение Пхённамской впадины осложнено большим количеством разрывов как меридиональных, так и широтных. Разрывы в осадочном чехле в основном близширотные, параллельные ограничивающим впадину разломам, представляют собой зоны чешуйчатых надвигов, направленных к центру впадины; вблизи них слои смяты в лежащие складки. Деформации подобной интенсивности, явно дисгармоничные, по отношению к фундаменту составляют редкость даже для Китайской платформы. В их образовании значительную роль, очевидно, сыграла гравитация (Т. Кобаяси), но на фоне региональных тангенциальных напряжений. Последнее отчасти подтверждается тем, что отложения, выполняющие Пхённамскую впадину, до триасовых включительно обнаруживают заметный региональный метаморфизм.

Возможным западным продолжением Пхённамской впадины является впадина Фучжоу на самом юге Ляодунского п-ова. Ее особенность составляет очень большая мощность не только синия, но и нижнего палеозоя (5—6 км). На юге Кореи, по южную сторону массива Кинги в северо-восточном направлении простирается Окчхонский грабен — прогиб, довольно типичный авлакоген, также заложенный еще в позднем докембрии и подобно Пхённамской впадине продолжавший погружаться в раннем палеозое — раннем триасе (мощность до 3,5 км). На отложениях этого возраста в осевой зоне прогиба несогласно залегают угленосная формация рэт-лейаса (около 1 км) с подчиненными вулканитами базальт-андезит-липаритового состава. Палеозойско-нижнетриасовые слои были смяты в купола, мульды и мелкие линейные складки еще до накопления угленосной формации, но последняя также испытала значительные разрывные и складчатые нарушения и сохранилась лишь в грабенах. Отложения предположительно верхнепротерозойского возраста обнаруживают здесь довольно заметный метаморфизм. Не исключено, что Окчхонский прогиб представляет продолжение Хесан-Ривонского, соединяясь с ним под водами шельфа Японского моря. С юга Окчхонский прогиб ограничен архейским блоком Собек — краевым поднятием щита и кратона в этом районе. За ним следует краевой юрско-меловой вулканический пояс.

Шаньдунский массив, составляющий юго-западную часть Сино-Корейского щита, на фоне общего погружения фундамента к юго-западу имеет сложное мозаично-блоковое строение, сложившееся в основном в результате яньшанских движений. Во впадинах, обычно ограниченных разломами, сохранились отложения чехла: синий, нижний палеозой, карбон — пермь, триас, юра, мел в обычном для них развитии. По существу та же картина характеризует и северную часть щита, в особенности в районе к северу от Ляодунского и Корейского п-овов. Отметим еще многочисленные плутоны юрских и меловых гранитоидов; ранняя фаза этого интрузивного комплекса представлена породами от ультрабазитов до диоритов, а основная — биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Кроме того, в южной части Пхённамской впадины известен комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов предположительно триасового возраста. Во многих районах имеются, наконец,

покровы кайнозойских щелочных базальтов, наряду с сейсмичностью и рельефом свидетельствующие о неотектонической активности щита. Наибольшее поднятие испытала его северная часть, где высоты достигают 1500—2000 м и где известны крупные молодые вулканы.

3. Южно-Китайский (Китайско-Вьетнамский) платформенный мегаблок

Южно-Китайская платформенная глыба обладает значительно меньшими размерами, чем Китайско-Корейская, и в своей истории и структуре обнаружила еще большую подвижность и дифференцированность движений (рис. 62). Границы этого мегаблока достаточно четко выражены лишь на западе — с Тибет-Юньнанской складчатой системой и на северо-западе с Циньлинской системой, причем обе эти системы, особенно вторая, на значительном протяжении надвинуты на платформу. На северо-востоке ее отделяет от Китайско-Корейского платформенного мегаблока глубинное поднятие Дабэйшаня¹. Это поднятие ЗСЗ — ВЮВ простирания находится на прямом восточном продолжении Циньлиня, отделяясь от него наложенной впадиной Суньфын, а на востоке в долине Янцзы приходит в торцовое сочленение с байкалидами Катазин. Совершенно очевидно, что оба эти ограничения, и западное и восточное, определяются разломами, причем западный разлом под Суньфынской впадиной составляет прямое продолжение линеамента Шэньян — Цзинань, а восточный может протягиваться по восточной периферии Шаньдунского массива и далее через Желтое море к северо-западному ограничению Пхённамской впадины.

Вопрос о тектонической природе Дабэйшаня имеет большое значение для выяснения степени единства двух китайских платформ. Дабэйшань достаточно резко отличается от Циньлиня отсутствием как геосинклинального, так и орогенного послесреднепротерозойских комплексов и преобладающим развитием на поверхности кристаллического раннего и среднего докембрия. На северной периферии известен слабометаморфизованный синий, вероятно выполняющий авлакоген. На северо-западе, в зоне сочленения с Цинлинем появляется нижний и средний палеозой, но его мощность в общем очень невелика, а фации шельфовые, платформенные. Современная блоковая структура Дабэйшаня начала складываться в результате индосинийских движений, и в течение юры и мела здесь наблюдалась значительная вулканоплутоническая активность.

В общем Дабэйшань представляет активизированный в мезозое участок платформы, перемышку между двумя глыбами Китайской платформы, напоминая в этом отношении далекий Бэйшань.

На юго-востоке граница Южно-Китайской платформы (мегаблока) более или менее однозначно проводится вдоль контакта с Катазиатской байкало-каледонской складчатой системой. На южный отрезок этой границы, в пределах Вьетнама наложена крупная вторично-орогенная впадина Ан-Тьау, выполненная континентальной красноцветной молассой.

Наиболее спорным является положение южной границы Южно-Китайской платформы. Существует два варианта ее проведения. Согласно одному из них (Г. П. Вергунов и др.), эта граница проходит по китайской территории, учитывая интенсивную деформацию палеозойских отложений на крайнем юге Китая. По другому варианту, в состав платформы включается находящееся на территории Вьетнама крупное сводовое поднятие Шонг-Ло с выходом метаморфического комплекса с возрастом 1150—625 млн. лет — аналога куньянской серии Юньнани (см. ниже), а палеозой по его периферии рассматривается как склад-

¹ Платформенный антиклинорий Фуню-Дабэ по терминологии, принятой в «Основах тектоники Китая» (1962).

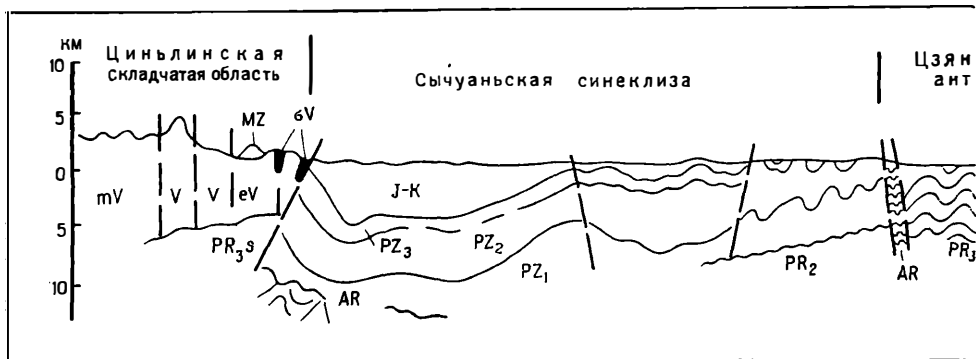


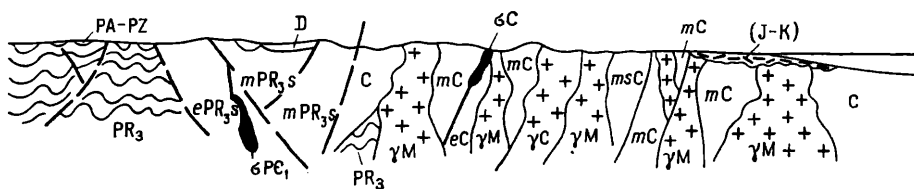
Рис. 62. Разрез через Южно-Китайскую платформу по линии СЗ—ЮВ. М-6 горизонтальный 1:5 000 000 (по Г. П. Вергунову).

Складчатые комплексы основания платформы: AR — архейские, PR₂ — среднепротерозойский, PR₃ — верхнепротерозойский, PR — протерозойские; складчатое обрамление платформы (байкальды): PE₁ — геосинклинальные складчатые комплексы: ePE₁ — эвгеосинклинальные; mPE₁ — многогеосинклинальные, oPE₁ — ультраосновные породы; комплексы платформенного чехла и неотектонических впадин: PA—PZ — верхнепротерозойские — палеозойские, PZ₁ — нижнепалеозойские, PZ₂ — среднепалеозойские, PZ₃ — верхнепалеозойские, D — девонские, J—K — юрско-меловые; Катазятская

чатый чехол (Минь, 1977). По этому варианту, который представляется более предпочтительным, граница платформы приурочивается к крупнейшему разлому р. Красной северо-западного простирания. При этом следует учитывать существование к востоку от свода Шонг-Ло крайне своеобразной шовной зоны Фу-Нгы, выполненной интенсивно складчатыми и близкими к геосинклинальным отложениям среднего ордовика — нижнего силура. Массив Шонг-Ло составляет ядро Вьетбакской антеклизы.

Основные структурные элементы Южно-Китайской платформы вытянуты в юго-западном — северо-восточном направлении параллельно Катазиатской складчатой байкало-каледонской системе. Они представлены (см. рис. 62) Сычуаньской синеклизой на северо-западе, Сикан-Юньнаньской грядой на юго-западе, Юньнань-Гуансийской синеклизой к востоку от гряды, Хубэй-Гуйчжоуской синеклизой северо-восточнее предыдущей, Цзяннаньской антеклизой на северо-западе и Вьетбакской на юге. Мы начнем описание с Цзяннаньской антеклизы, поскольку именно в ее пределах и обнажается в основном фундамент платформы.

Цзяннаньская антеклиза простирается примерно на 600 км в северо-восточном направлении при ширине около 250 км, представляя в рельефе область низко- и среднегорья с высотами до 1500—2000 м. На юго-востоке она контактирует по разломам с байкальской складчатой зоной или ее передовым прогибом; на юге погружается под складчатый палеозойский чехол (см. выше), на севере под кайнозойскую наложенную впадину Дунтинху, а на северо-западе сопрягается снова по разлому с Хубэй-Гуйчжоуской синеклизой. В своде антеклизы на большой площади выступает докембрийский кристаллический фундамент, в котором распознаются три комплекса — архейский, нижне- и среднепротерозойский. Архейский комплекс сложен биотитовыми, иногда с гранатом и амфиболовыми гнейсами, мигматитами, мраморами и вмещает граниты с возрастом >2400 млн. лет. Нижнепротерозойский комплекс местами залегает с отчетливым несогласием и конгломератами в основании на архее и сложен двуслюдяными биотитовыми гнейсами, мигматитами, кварцитами, мраморами. Микроклиновые граниты, принадлежащие данному комплексу, имеют возраст 2000—1900 млн. лет. Среднепротерозойский комплекс, залегающий несогласно на нижнепротерозойском, состоит из кварцитов, слюдистых и хлоритовых сланцев, замещенных сверху филлитами, а также кремнистых



складчатая область (каледониды): С — геосинклинальные комплексы, еС — эвгеосинклинальные комплексы; mC — мезогеосинклинальные комплексы; mC — миогеосинклинальные комплексы, С — ультраосновные интрузии; Циньлинская складчатая область (герциниды): V — геосинклинальные комплексы, eV — эвгеосинклинальные комплексы, mV — миогеосинклинальные комплексы, V — ультраосновные породы, MZ — мезозойские комплексы платформенного чехла эпипалеозойской платформы, J—K — вулканогенные комплексы Катазиатского вулканогенного пояса; γM — мезозойские гранитоиды.

пород, встречаются конгломераты. Гранитоиды, завершившие формирование комплекса, датированы 1950—1800 млн. лет.

Этот разрез, в общем вполне сходный с разрезом фундамента Китайско-Корейской платформы, здесь надстраивается мощной (до 8 км) толщей в общем слабометаморфизованных пород серии Баньци, состоящей из двух формаций, разделенных несогласием, — нижней флишидно-терригенной и верхней молассоидной (обе с прослоями доломитизированных известняков с рифейскими строматолитами). Серия (группа) Баньци и ее западный эквивалент в Юньнани — серия Куньян содержит многочисленные прослои вулканитов от основного до среднего, а также щелочного состава и железистых пород. По радиометрическим данным верхняя граница серий Баньци и Куньян лежит на уровне около 1000 млн. лет, что позволяет отнести их к нижнему — среднему рифею. Серия Баньци смята в линейные, нередко асимметричные складки и скорее относится к фундаменту, чем к чехлу. Таким образом, фундамент Цзяннанской антеклизы в целом моложе, чем Китайско-Корейской платформы, и имеет гренвилльский возраст. Мы увидим дальше, что этот вывод справедлив для Южно-Китайской платформы в целом.

Осадочный чехол начинается синийскими отложениями, которые в Южном Китае имеют меньший стратиграфический объем, чем в Северном (Liu Hung-yun et al., 1973), и отвечают верхнему рифею и венду. На уровне 720—690 млн. лет южнокитайский синий разделен несогласием, ниже которого залегают наземные и аллювиально-озерные красные, а выше — тиллиты Нанто, широко развитые и на Цзяннанской антеклизе. Тиллиты перекрываются характерной песчано-глинистой толщей с прослоями кремней, известняков, фосфоритов, углистых пород; в кровле синия наряду с этими породами появляются эвапориты. Нижний кембрий залегает на синии со следами небольшого размыва, но практически согласна. Карбонатная формация накаливалась с кембрия по силур включительно, девон и нижний карбон отсутствуют, в связи с чем известняки среднего — верхнего карбона и нижней перми залегают трансгрессивно, в осевой части антеклизы непосредственно на фундаменте. Верхняя пермь — паралическая угленосная. В триасе поднятия усилились и море начало отступать к западу. Индосинийские движения носили блоковый характер, и континентальные осадки юры, мела и кайнозой отлагались в грабенах.

Хубэй-Гуйчжоуская синеклиза сменяет к северо-западу Цзяннанскую антеклизу и отделяет ее от позднемезозойской Сычуанской синеклизы. Длина рассматриваемой синеклизы порядка 600 км, ширина до 200 км. В современном эрозионном срезе она выглядит скорее как промежуточная ступень между смежными структурами, чему соответствует и ее плоский рельеф — плато с отметками 1000—1500 м, но по поверхности фундамента вырисовывается довольно глубокий — более 6 км — прогиб. Прогиб этот заполнен отложениями верхнего синия, нижнего палеозоя (терригенно-карбонатная формация), силура (глинистые сланцы), девона — нижнего карбона (терригенно-карбонатная формация), верхнего палеозоя (карбонатная и угленосная формации), триаса (карбонатная и терригенная формации). Все эти отложения изогнуты в систему длинных и пологих валов и более широких прогибов, имеющих на юге почти меридиональное, а на севере северо-восточное простирание. Зеркало складчатости практически горизонтально.

Юньнань-Гуансийская синеклиза продолжает к югу Хубэй-Гуйчжоускую, отделяясь от нее широтным поднятием Цзуньи. Эта синеклиза значительно шире Хубэй-Гуйчжоуской, так как занимает на западе и все пространство к югу от Сычуанской синеклизы, вплоть до Сикан-Юньнанской гряды, от которой она отделяется разломом. На востоке рассматриваемая синеклиза простирается до южной части Цзяннанской антеклизы, а на юге граничит с Вьетбакской антеклизой. В рельефе синеклизе соответствует плато, постепенно повышающееся с юга и юго-востока на север и особенно северо-запад. Контуры синеклизы округленно-четыреугольные, она примерно изометрична, с поперечником около 500 км. Ось синеклизы простирается по диагонали этого четырехугольника в юго-запад — северо-восточном направлении, а ее глубина превышает 9 км. Валы и брахиморфные складки гребневидного или сундучного профиля, нередко нарушенные разрывами, в осевой зоне вытянуты согласно ее простиранию, а по бортам синеклизы — параллельно этим бортам. Наблюдаются, однако, и дислокации северо-запад — юго-восточного направления, поперечные к оси синеклизы. В ядрах поднятий в центральной части синеклизы выступают отложения девона — карбона, в бортовых зонах — нижний палеозой. В промежуточных прогибах, обычно более широких, развиты отложения пермо-триаса.

Разрез Юньнань-Гуансийской синеклизы включает все системы от синия до триаса включительно, с некоторыми перерывами и с замещением морских отложений по вертикали континентальными, и наоборот. Любопытной особенностью является развитие в верхах нижней перми в западной части синеклизы базальтов мощностью до 1000 м (трапповая формация). Осушение площади синеклизы наступило в связи с поднятиями индосинийской эпохи.

Сычуанская синеклиза занимает северо-западный угол Южно-Китайской плиты и непосредственно граничит с палеозойскими складчатыми горными сооружениями Луньмэншаня на западе и Циньлиня на севере, на нее надвинутыми (особенно Луньмэншань). На юго-востоке Сычуанская синеклиза отделяется западным продолжением широтного поднятия Цзуньи от Хубэй-Гуйчжоуской синеклизы. Ось Сычуанской синеклизы простирается в общем в юго-запад — северо-восточном направлении с некоторой выпуклостью к северо-западу и прижата к северо-западному борту. Глубина погружения фундамента максимальная для всей Южно-Китайской плиты, превышающая 10 км. В отличие от остальной площади плиты, Сычуанская синеклиза не перестала быть областью осадконакопления в конце триаса а, напротив, оказалась местом отложения весьма мощной — до 4—4,5 км — толщи континентальных (озерно-речных) красноцветных осадков юры, ныне

слагающих всю центральную часть синеклизы, что обусловило ее название «Красный бассейн». Более ограниченным распространением, вследствие яньшанских движений, пользуются меловые слои, также континентальные и красноцветные мощностью около 2 км. Новая фаза тектогенеза в конце мела привела к полному прекращению накопления осадков и к их деформации. В центральной части синеклизы возникла система относительно узких (первые десятки километров), но протяженных (нередко более 100 км) и пологих валов, разделенных более широкими прогибами. На юге такие валы имеют широтное простираие, параллельное поднятию Цзуньи. В ядрах валов на поверхность выведены доюрские отложения, вплоть до нижнего палеозоя. Разрез этих отложений несколько сокращен по сравнению со смежными палеозойско-триасовыми синеклизами; в частности, девон и карбон на севере и на юге отсутствуют. Помимо валов, в юрско-меловом покрове синеклизы известно большое число куполовидных и брахиморфных, сундучных или гребневидных локальных поднятий преимущественно северо-восточной или широтной ориентировки. В современном рельефе Сычуаньской синеклизе соответствует депрессия, вдоль которой параллельно оси синеклизы, но занимая более юго-восточное положение следует долина среднего течения р. Янцзы. Сычуаньская синеклиза является одним из крупных нефтегазоносных бассейнов Китая.

Сикан-Юньнанская гряда. Это меридиональное горстовое поднятие (Кам-Юньнанская ось в старой литературе) на юго-западной периферии Южно-Китайской платформы отделяет Юньнань-Гуансийскую синеклизу от Тибетско-Вьетнамской складчатой системы, вернее от крупной Западно-Юньнанской наложенной впадины, заполненной мощными верхнетриасовыми красноцветами. В строении гряды участвуют древние гнейсы, ниже- и среднерифейская серия Куньян и лежащий на них осадочный чехол, включающий отложения синия, палеозоя и триаса, а на западе также рэт-лейаса. Внутреннее строение гряды складчато-блоковое и в целом пока, видимо, изучено недостаточно. Структура гряды определилась в основном в эпоху индосинийских движений, но должна была наметиться еще значительно раньше, очевидно в конце докембрия, после гренвилльского тектогенеза, с которым связана складчатость и метаморфизм серии Куньян.

В новейшую эпоху Сикан-Юньнанская гряда испытала весьма интенсивное поднятие; высоты превышают здесь 3 км.

На юге Сикан-Юньнанская гряда обрезана крупнейшим разломом северо-запад — юго-восточного простираия, за которым протягивается уже палеозойская складчатая геосинклинальная система из Тибета в Северный Вьетнам. Эти соотношения еще раз указывают на большую древность Сикан-Юньнанского поднятия.

4. Основные этапы развития Китайской платформы

Архейский этап (3400—2500 млн. лет). Широкое распространение архея в пределах Китайской платформы показывает, что подобно другим древним платформам мира ее фундамент (консолидированная часть земной коры) в значительной степени был сформирован уже в течение архейской эры. Образования архейского возраста на Китайской платформе почти повсеместно находятся на гранулитовой ступени регионального метаморфизма и испытали мигматизацию и гранитизацию; в ряде районов установлены породы, близкие к чарнокитам. Здесь же известны зеленокаменные пояса с джеспилитами, подобные канадским или южноафриканским, в частности Аньшанский, и в этом отношении Китайская платформа скорее напоминает Сибирскую, с которой она, очевидно, была первоначально связана через Хингано-Бу-

реинский массив. Преобладание в архее Дунбэя и Северного Китая субмеридиональных простираний подтверждает эту связь.

Основываясь на статистике радиометрических данных, китайские геологи (An outline..., 1976) ныне выделяют в архее две эпохи тектогенеза, метаморфизма и гранитизации — на уровне 3100 млн. лет, т. е. на рубеже раннего и позднего архея, и на уровне 2500 (2550—2350) млн. лет, т. е. в конце архея. Эта последняя эпоха названа футайской. Складчатость, метаморфизм и гранитизация конца архея привели, как и повсюду, к определенной стабилизации новообразованной континентальной коры.

Раннепротерозойский (и позднеархейский?) этап (2500—2000 млн. лет). На этом этапе наметилась значительная дифференциация тектонического режима. Возникли отдельные протогеосинклинали преимущественно близкого к меридиональному простирания с накоплением основных вулканитов и джеспилитов; характерный пример дает Мачхоллэнский прогиб на севере современного Сино-Корейского щита. Промежуточные архейские блоки типа Наннымского в том же регионе испытывали, очевидно, активное поднятие, ответственное за «омоложение» их радиометрических возрастов, но нигде на таких блоках не выявлены образования типа протоплатформенного чехла. Это составляет определенную специфику Китайской платформы и, вероятно, связано с сохранением ее высокой подвижности. Уже на данном этапе наметились геосинклинальные ограничения Китайской платформы на севере (Центрально-Азиатский пояс) и на востоке (Тихоокеанский пояс). Хингано-Буреинский массив входил в состав будущей платформы, образуя ее северо-восточный выступ. Периферические геосинклинали (геосинклинальные пояса) отличались от внутренних своей шириной и большими масштабами магматической активности. Ранний протерозой закончился новой эпохой складчатости, метаморфизма (амфиболитовая фация), гранитообразования и затем стабилизации тектонического режима. Однако ряд геосинклинальных систем продолжил свое развитие в среднем протерозое.

Среднепротерозойский этап (2000—1750 млн. лет). На этом этапе территория современной Китайской платформы оставалась высокоподвижной. Известные во многих районах среднепротерозойские отложения типа серии Хуто по своей мощности, степени метаморфизма и деформации все еще относятся к геосинклинальным комплексам, но отличаются от архейско-нижнепротерозойских значительным развитием кварцитов и доломитовых мраморов со строматолитами. Вулканиты от основных до средних, а также обломочные породы приурочены к нижней части разреза. Средняя и верхняя части состоят в основном из глинистых и карбонатных пород. Эти образования испытали линейную складчатость и вмещают интрузии гранитов. Довольно очевидно, что они возникли в пределах интракратонных геосинклиналей, типа Кибарской геосинклинали в Африке. Одна из таких геосинклиналей намечается в северной периферической части Китайско-Корейской платформы. Отнюдь не случайно, что она имеет широтное простирание, соответствующее простиранию смежного Центрально-Азиатского пояса. Эта геосинклиналь отделила Хингано-Буреинский массив от основного тела платформы. Другая подобная геосинклиналь протягивалась через Циньлин и Дабэйшань, что привело к разделению собственно Китайской платформы на два мегаблока — северный и южный. Конец данного этапа был важнейшей переломной эпохой в развитии Китайской платформы; эпоха эта получила название люльянской.

Синийско-раннепалеозойский этап (1750—400 млн. лет). После люльянского диастрофизма на площади Китайско-Корейской платформы установился платформенный режим, и отложения синия (рифей и венда) составляют здесь основание осадочного чехла. В начале

синия в ряде районов Северного Китая (Яньшанский авлакоген, антеклиза Шаньси) и Северной Кореи (Пхённамская впадина) происходили извержения средней и кислой магмы, которые следует рассматривать как проявления поздне-субсеквентного магматизма, характерного для стадии кратонизации платформы. Эта стадия наступила здесь, видимо, позже, чем на Восточно-Европейской и Сибирской платформах. Характерно, что на Китайской платформе неизвестно протоплатформенных отложений среднего протерозоя. В районе Пекина обнаружены граниты типа рапакиви, но с возрастом (K/Ar метод!) 1400 ± 50 млн. лет.

Наиболее примечательными структурами синийского времени в пределах Китайско-Корейской платформы были Яньшанский авлакоген с его продолжением на севере Ляодунского и Корейского п-овов, а также параллельные ему Фучжоу-Пхённамский и Окчхонский авлакогены. Вероятно существовали и другие авлакогены (Северо-Дабэйшанский, например). Таким образом, Китайско-Корейская платформа подобно Восточно-Европейской переживала в синии авлакогенную стадию развития. Накопление синийских осадков происходило и за пределами авлакогенов (рис. 63, А), где они отличаются, однако, небольшой и относительно выдержанной по площади мощностью. Отдельные участки платформы уже с синийского времени выступают в качестве поднятий: Внутренне-Монгольская гряда, центральная часть антеклизы Шаньси, Шаньдунский массив, Наннимский массив и массив Кенги в Корее, Дабэйшанский массив и др. Трансгрессия моря в позднем синии (поздний рифей—венд) усиливается по сравнению с ранним, о чем свидетельствует преобладание карбонатных осадков.

Отдельные подразделения синия (в широком смысле) Северного Китая четко отделены друг от друга сменой формаций и эрозионными несогласиями; местами с этими рубежами (~ 1400 — 1000 млн. лет, т. е. готским и гренвильским) связаны и проявления интрузивного магматизма (на поднятиях). Для нижнего рифея характерны: в нижней части неритически-прибрежные обломочные породы с прослоями железорудных пород, в верхней части кремнистые доломиты с прослоями основных вулканитов. Средний рифей носит регрессивный характер — в нижней части развиты доломиты, в верхней Fe, Mn- и P-носные карбонаты и глинистые породы. Нижняя часть верхнего рифея состоит из кластолитов и карбонатов; его верхняя часть и венд — из глауконитовых песчаников и аргиллитов в низах ($R^2_3?$) и строматолитовых карбонатов и кластолитов в верхах (V).

Граниты с возрастом 1000 — 850 млн. лет, образовавшиеся в тектоно-магматическую эпоху, ярко проявленную в Южном Китае и Вьетнаме (см. ниже) и известную под названием чиньнинской, широко распространены и в Северном Китае — в Восточном Циньлине, Ляодуне, северном Чильене и восточном Хингане.

Кембрий, нижний или средний, нередко залегает несогласно непосредственно на низах верхнего рифея (An outline..., 1976).

Существенно иначе, чем на севере, развивались события в Южном Китае. В раннем синии здесь еще господствовал геосинклинальный режим и накапливались мощные (порядка 10 км) толщи сначала флишидно-терригенных и карбонатных с вулканитами, затем молассоидных образований. Накопление этих толщ (Баньци — Куньян) на рубеже 1000 — 850 млн. лет закончилось складчатостью, региональным метаморфизмом низких ступеней зеленосланцевой фации и внедрением гранитов. Лишь начиная с этого рубежа можно говорить о Южно-Китайской платформе. Но повышенная тектоническая активность здесь сохранилась и в период, отвечающий позднему рифею, судя по составу отложений, напоминающих вулканогенную молассу — красноцветных обломочных пород с прослоями пирокластолитов и иногда основ-

ных лав. В основании местами известны флювиогляциальные образования. Мощность достигает 2 км, породы иногда обнаруживают слабый метаморфизм.

Примерно на рубеже рифея и венда, около 700 млн. лет Южно-Китайская платформа испытала общее поднятие, блоковые движения и деформации, внедрение интрузий гранитоидов (ченьцзянская тектоно-магматическая эпоха) и была охвачена покровным оледенением, документированным распространенными на всей ее площади тиллитами Нанто, кое-где с примесью вулканического материала. Тиллитоносная толща мощностью до 800 м сменяется кверху морской карбонатной формацией, в верхах с эвапоритами, которая либо постепенно, либо со следами перерыва перекрывается кембрием. Пограничные слои отличаются кремнистостью, углистостью и фосфоритоносностью и в целом разрез напоминает разрезы Бэйшаня, Куруктага и Северного Тянь-Шаня.

В период накопления южнокитайского синия в качестве поднятий (абсолютных или относительных) выступали Сикан-Юньнанская гряда, север Сычуани, Цзяннанский массив. Наибольшее погружение в позднем рифее испытал меридиональный прогиб — авлакоген вдоль восточного подножия Сикан-Юньнанской гряды, где мощность верхнего рифея достигает 7 км, причем 6 км местами приходится на вулканиты, центры извержений которых, вероятно, приурочивались к разлому между грядой и авлакогеном. К юго-востоку и югу от Цзяннанского массива платформенные формации замещаются геосинклинальными.

Каледонский этап (кембрий — ордовик). Несмотря на то что переход от синия к кембрию на Китайско-Корейской платформе совершился в общем относительно спокойно, как и на Южно-Китайской, с кратковременными местами перерывами и локальными несогласиями, эта возрастная граница имела все же существенное значение в истории Китайской платформы в целом, так как к ней приурочена смена авлакогенной стадии плитной.

В кембрии — ордовике Китайская платформа испытала общее и довольно равномерное погружение (рис. 63, Б, В). Трансгрессия моря достигла своего максимума в раннем — среднем ордовике и была, по крайней мере, для Китайско-Корейского мегаблока наиболее широкой за всю его историю. Раннепалеозойские моря распространились на северо-западе на Алашань и Бэйшань и значительную часть Таримского массива. В качестве островных поднятий выступали лишь осевая зона Внутренне-Монгольской гряды, северный Ордос, небольшие участки Шаньсийской антеклизы, отдельные участки Сино-Корейского щита (но, например, массивы Нанним и Кёнги в раннем кембрии оказались залитыми морем), Дабэйшаня, Цзяннанской антеклизы, северной Сычуани, Сикан-Юньнанской гряды. Широкому распространению эпиконтинентального моря соответствует преобладание карбонатных (известняки, доломиты) и подчиненно песчано-глинистых осадков. Мощность отложений обеих систем обычно измеряется сотнями метров и только в центре Хэхуайской и Хубэй-Гуйчжоуской синеклиз, а также в зонах прогибания, унаследованных от синийских авлакогенов (Яньшань-Тайцзыхэ — Хесан-Ривон; Фучжоу-Пхённам; Окчхон; Восточная Юньнань), она достигла в кембрии 1000 м, а в ордовике более 500 м. Вообще в ордовике степень дифференцированности вертикальных движений значительно снизилась, уменьшились и средняя скорость и амплитуда погружения.

Раннегерцинский этап (силур — ранний карбон). Уже в позднем ордовике море отступило из пределов Китайско-Корейской платформы, и последняя надолго, до середины карбона, стала областью размыва. Между тем Южно-Китайская платформа продолжала погружаться после кратковременных и несовместных поднятий в конце ордовика,

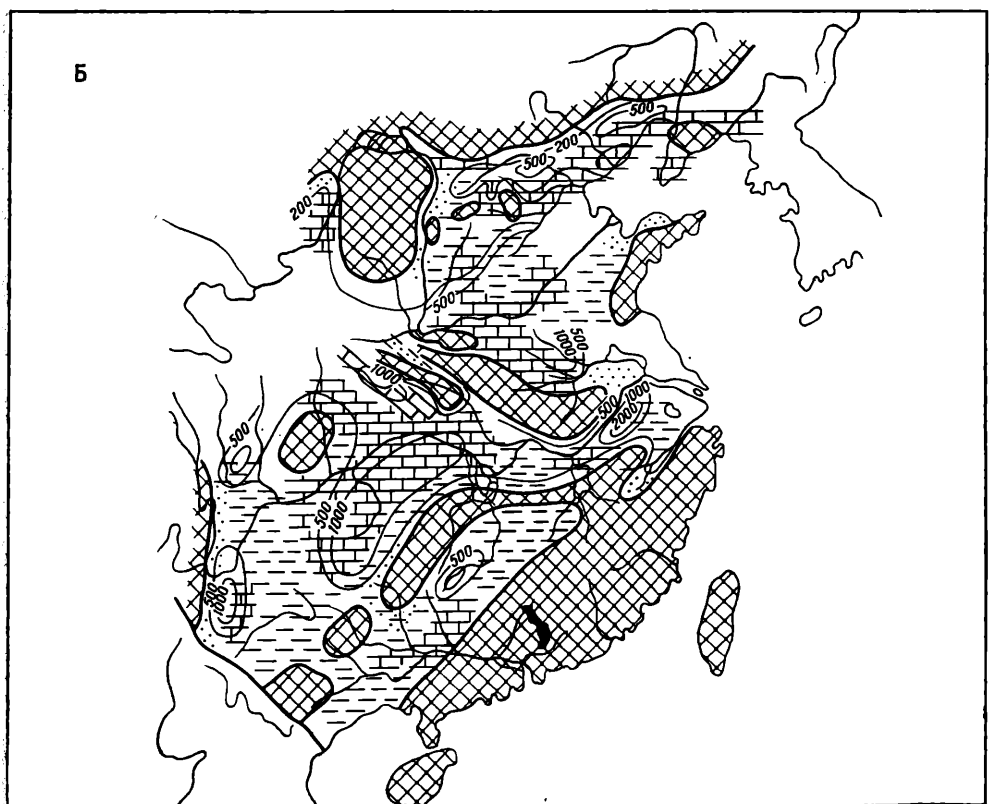
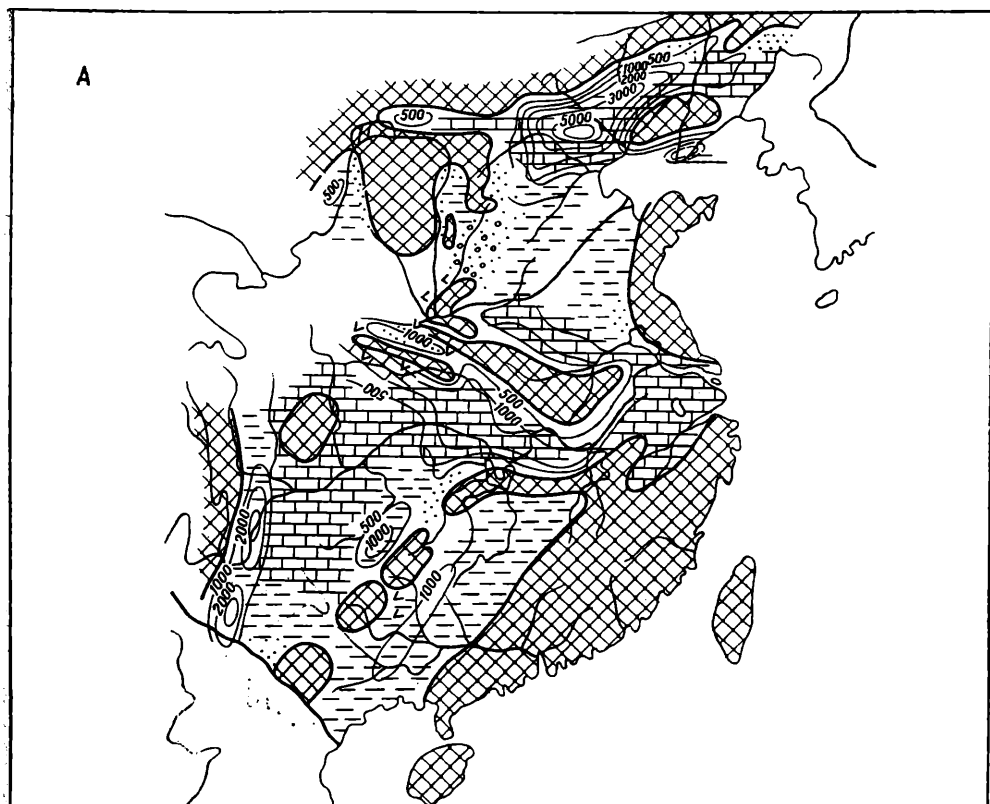
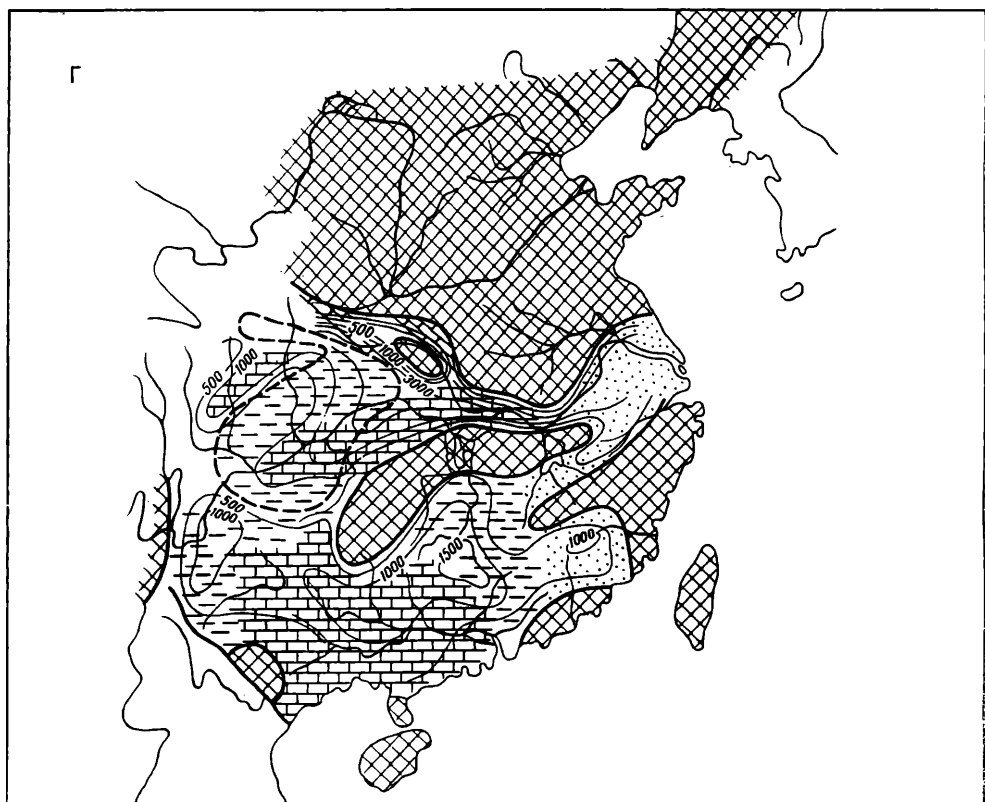
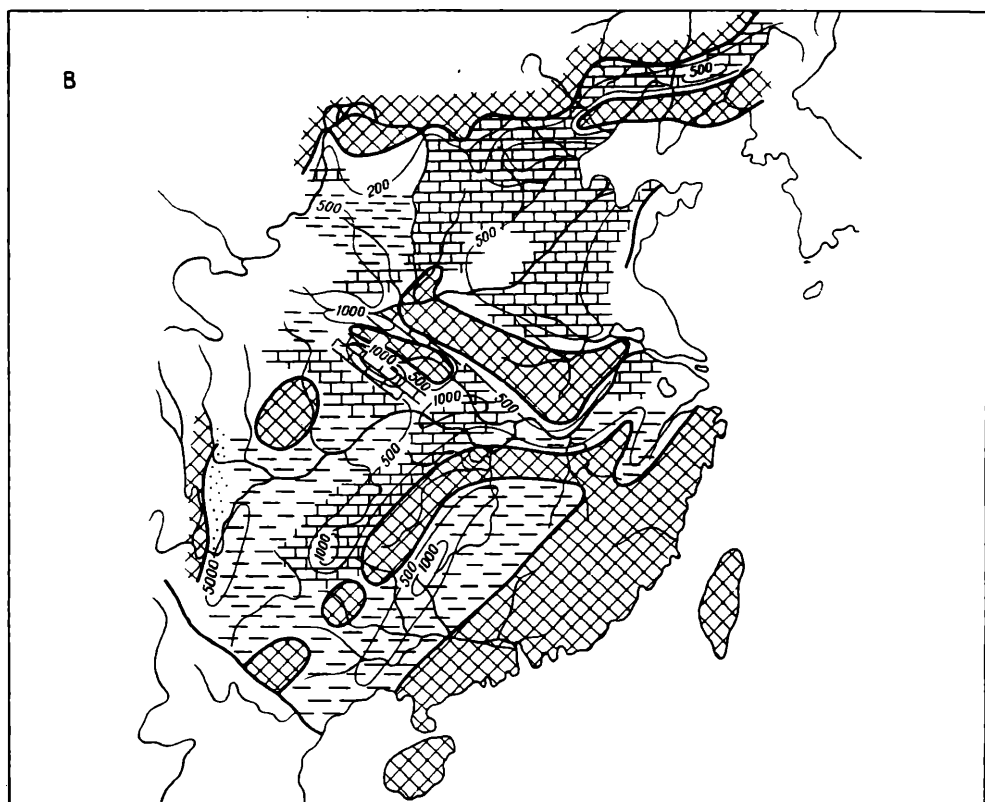
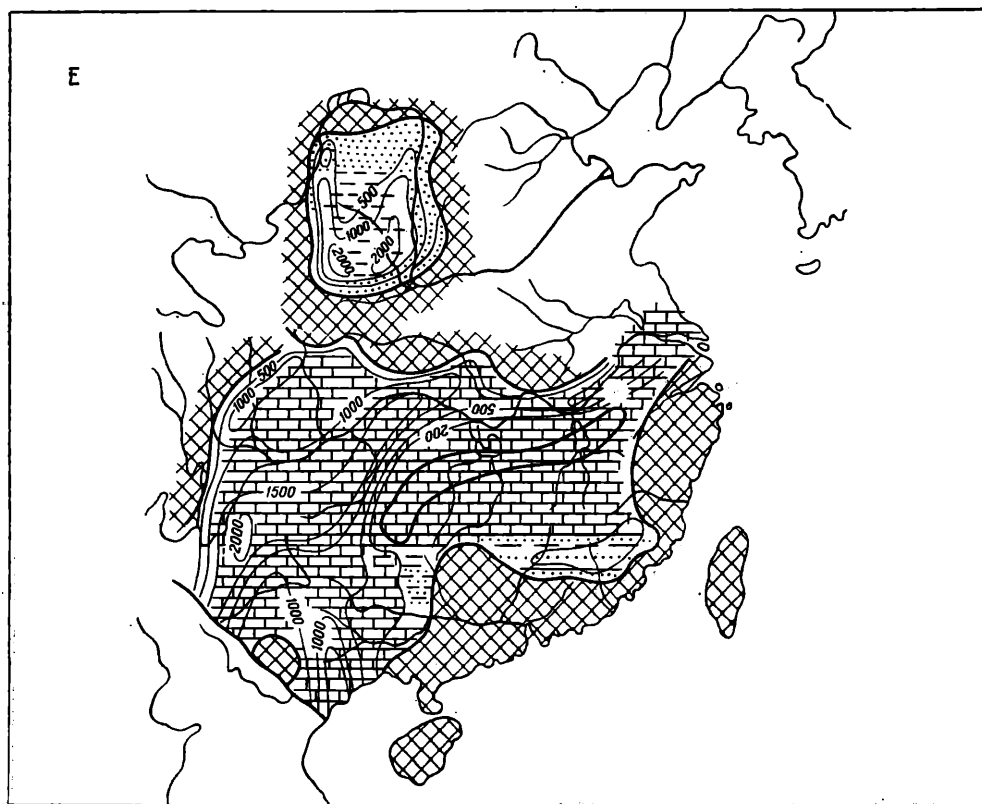
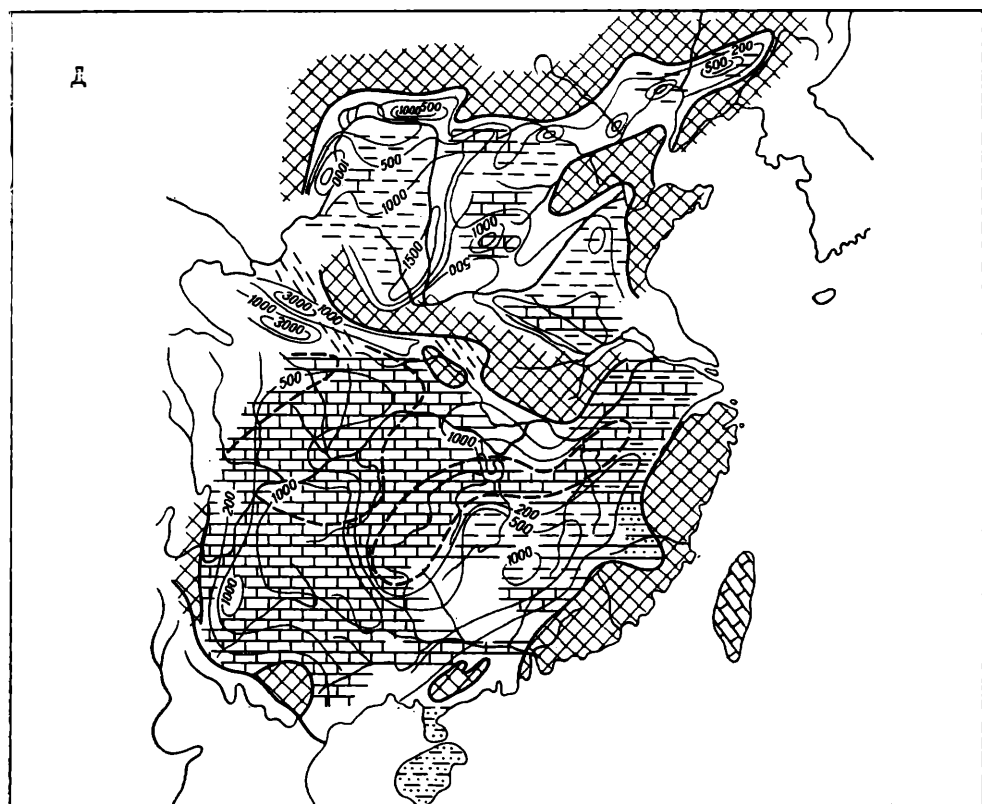
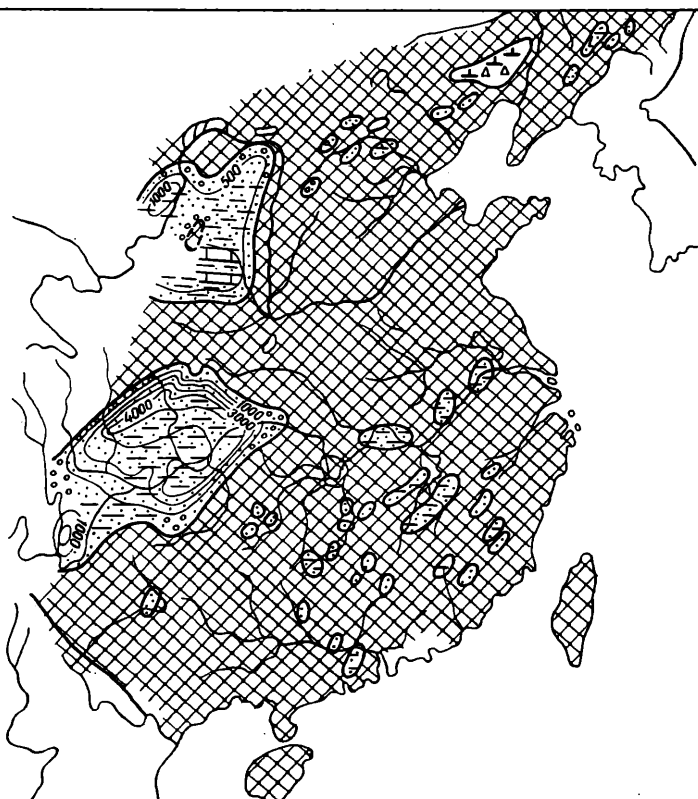


Рис. 63

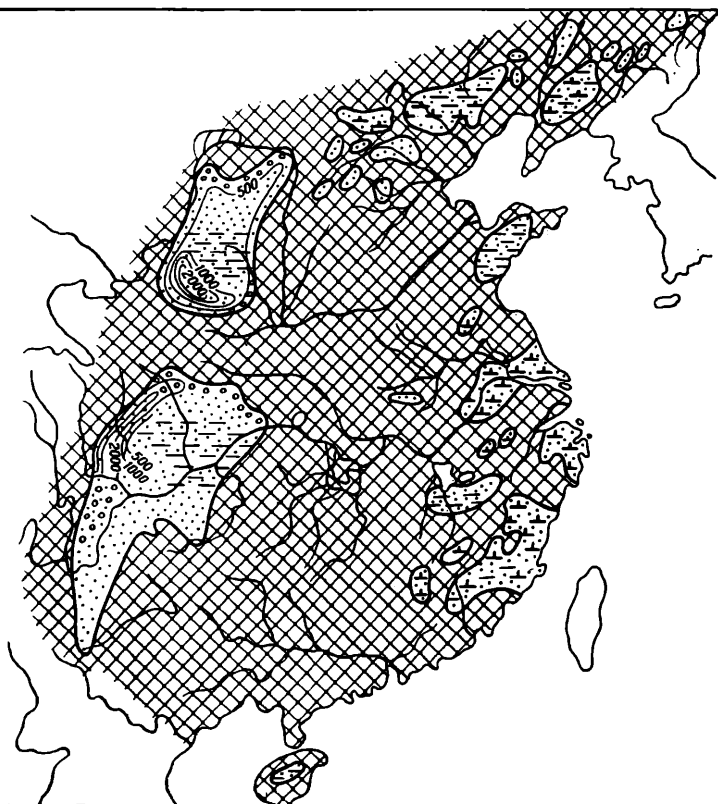




Ж



3



в силуре и в девоне, правда со сменой карбонатных осадков преимущественно терригенными (рис. 63, Г). Прослои известняков наблюдаются в силуре на севере Хубэй-Гуйчжоуской синеклизы, где и мощности системы максимальны — от 1000 до 3000 м, а в девоне карбонатная формация развита на юге Южно-Китайской платформы, на переходе к каледонской геосинклинали.

Устойчивыми зонами поднятия и размыва оставались в Южном Китае Цзяннанская антеклиза и Сикан-Юньнанская гряда. Изменение палеогеографической обстановки и в значительной мере характера осадконакопления от кембрия-ордовика к силуро-девону, несомненно, отражает события в окружавших Китайскую платформу геосинклиналях. В частности, поднятие Китайско-Корейской платформы, вероятно, совпало с заложением Внутренне-Монгольской геосинклинали, продолжение которой протянулось на восток и северо-восток, к Чаньчуню и Гирину, завершив обособление Хингано-Бурейского массива. Перерыв и появление красноцветов на границе силура и девона в Южном Китае является непосредственным отражением поднятий в смежных геосинклиналях Циньлина, Катазии и др.

В раннем карбоне осадконакопление продолжалось по-прежнему лишь на юге, где преобладает морская карбонатная формация, по латерали и вертикали по периферии платформы частично замещаемая паралической угленосной формацией; мощности измеряются сотнями метров. В связи с перерывами на границе практически всех систем раннего и среднего палеозоя разрез этих систем обычно начинается обломочными осадками и завершается карбонатными.

Позднегерцинский — раннекеммерийский этап (средний карбон — триас). В конце раннего — начале среднего карбона море вновь возвращается на территорию Северного Китая и Кореи (рис. 63, Д), частично сглаживая контраст между двумя мегаблоками Китайской платформы, столь резко выраженный на протяжении среднего палеозоя. В основании трансгрессивного среднего карбона залегают бокситы и железные руды — продукт перемива коры выветривания, образовавшейся за длительный континентальный период в условиях пенепленизации и гумидного климата. Однако море, покрывавшее в среднем и позднем карбоне Китайско-Корейскую платформу, было чрезвычайно мелким и в фазы положительных колебательных движений отступало за пределы этой платформы, превращавшейся в эти фазы в заболоченную равнину — арену торфонакопления. В итоге в течение среднего — позднего карбона во впадинах Северо-Китайской плиты и Сино-Корейского щита накопилась паралическая угленосная формация мощностью в несколько сот метров. Основные области сноса находились по периферии Северо-Китайской плиты — Алашань, Внутренне-Монгольская гряда, Циньлин и Дабэйшань, а также поднятые глыбы Сино-Корейского щита.

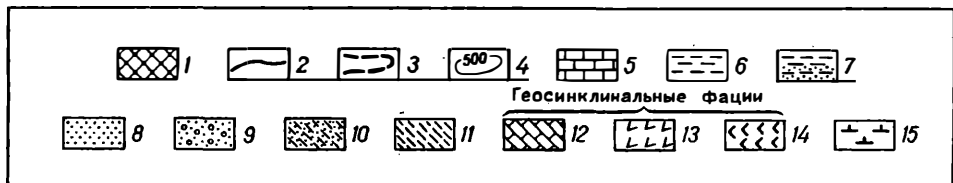


Рис. 63. Палеогеографические схемы Китайской платформы (из книги «Тектоника Китая», 1962)
 А — синий (рифей — венд); Б — кембрий; В — ордовик; Г — силур, девон; Д — карбон, пермь; Е — триас; Ж — юра; З — мел
 1 — области поднятия и размыва; 2 — границы поднятий; 3 — границы девона (см. рис. 56) и карбона (см. рис. 57); 4 — изопакиты; 5 — известняки; 6 — аргиллиты; 7 — аргиллиты и песчаники; 8 — песчаники; 9 — песчаники и конгломераты; 10—14 — геосинклинали образования: 10 — обломочные породы, 11 — глинистые породы, 12 — карбонатные породы, 13 — основные эффузивы, 14 — эффузивы среднего состава; 15 — эффузивы среднего и кислого состава

Тем временем Южно-Китайская платформа оставалась устойчиво покрытой мелким морем с накоплением карбонатной формации. Подобно Северному Китаю, где море покрыло антеклизу Шаньси, в Южном Китае та же судьба постигла Цзяннанскую антеклизу. Мощность осадков в Сычуани, Гуйчжоу и Восточной Юньнани превысила 1000 м. По периферии известняки замещаются угленосными осадками и бокситами.

В конце карбона тенденция к поднятию и осушению проявилась и на севере, и на юге. Однако на юге вскоре началась новая и очень крупная раннепермская трансгрессия, в то время как на севере морское осадконакопление окончательно сменилось континентальным, сначала в гумидных, а с поздней перми в аридных и тектонически все более активных условиях; соответственно лимническая угленосная формация перекрывается красноцветной обломочной; мощность первой измеряется сотнями метров, второй достигает 1700 м. Накопление красноцветов частично продолжалось и в триасе.

На границе ранней и поздней перми происходят поднятия, проявляются блоковые подвижки. В это время в западной Юньнани и смежных районах Сычуани и Гуйчжоу широко разливаются базальты. Карбонатная формация нижней перми сменяется верхнепермской паралической угленосной формацией меньшего распространения и мощности. Суммарная мощность пермских отложений максимальна в смежных частях Сычуанской и Хубэй-Гуйчжоуской синеклиз — более 1000 м. В самом конце перми в Южном Китае последовала новая трансгрессия с отложением известняков.

В триасе (рис. 63, Е) большая часть Северного Китая и Кореи испытывала поднятие и только на отдельных участках в раннем триасе продолжалось накопление красноцветов. В позднем триасе, возможно лишь в рэте, началось энергичное опускание Ордосской синеклизы, до этого времени представлявшей собой область абсолютных или относительных поднятий. Здесь стала накапливаться континентальная обломочная, в верхах угленосная формация мощностью до 2—3 км. Наиболее активным источником сноса являлся Алашаньский массив.

Совершенно иной была обстановка в Южном Китае. В течение большей части триаса здесь еще сохранялись морские условия, а основным типом осадков были карбонатные. Только на периферии плиты ощущается интенсивное поступление обломочного материала, в раннем триасе особенно на юго-западе, со стороны Сикан-Юньнанской гряды, а в среднем и позднем триасе с юго-востока и юга, из области каледонид. Известны также эвапориты и прослои кислых или среднекислых вулканитов. Максимальная мощность осадков — более 1,5—2 км наблюдается в Хубэй-Гуйчжоуской и Юньнань-Гуансийской синеклизах.

Этап тектонической активизации (конец триаса — юра и мел). В конце триаса Китайская платформа подошла к новому переломному моменту в своей истории. В это время происходит общая активизация тектонических движений на ее площади, во времени совпадающая с индосинийским орогенезом в Тибетско-Вьетнамской геосинклинальной системе, с орогенезом Акийоси в Ниппонской геосинклинали и с аналогичными, хотя и меньшего масштаба событиями в Монголо-Охотской области. Основное направление дислокаций с конца триаса становится северо-северо-восточным, параллельным Восточно-Азиатскому (Тихоокеанскому) поясу. Исключение составляет лишь северная периферия Китайско-Корейской платформы, где устойчиво проявляется преобладание широтных дислокаций. Возбужденное состояние Китайской платформы сохраняется по существу непрерывно до современной эпохи, хотя в течение этих почти 200 млн. лет были, естественно, периоды спада и усиления тектонической и сопутствовавшей ей магматической активности. Точная датировка этих периодов усложнена трудностями рас-

членения континентальных отложений, ибо опять же с конца триаса на Китайской платформе почти не известно морских осадков. Тем не менее с некоторой условностью рассматриваемый этап может быть разделен на несколько стадий.

Проявления индосинийских движений наиболее отчетливы в Южном Китае, где они привели к смятию осадочного чехла плиты, а также в Корее, особенно в Пхённамской впадине, выполнение которой подверглось не только интенсивным деформациям, но и метаморфизму. Менее интенсивные деформации претерпели отложения других корейских прогибов — Амнокганского, Хесан-Ривонского, Окчхонского. Известны в Корее, а местами и в Китае и позднетриасовые гранитоиды, а также щелочные сиениты. В остальных районах Китайской платформы индосинийские (хуайянские) движения выразились в основном в форме блоковых подвижек. Во многих районах это привело к образованию грабенов, где началось накопление угленосных осадков. В Северном Китае и Корее уже в начале юры тектонической активизации сопутствовало оживление вулканической деятельности; магма имела преимущественно андезитовый состав. В Южном Китае вулканизм начался в основном лишь в поздней юре.

Основными областями погружения с конца триаса стали Ордосская и Сычуанская синеклизы — внутриконтинентальные впадины, заполнявшиеся в ранней юре угленосными осадками, а в средней и поздней юре — аридными красноцветными (рис. 63, Ж). Тот факт, что зоны максимального прогибания в обеих синеклизах прижаты к их западным и северным бортам и что в этом же направлении, особенно в Сычуани, наблюдается максимальное погружение осадков указывает на сопряженность опусканий обеих впадин с поднятиями активизированных в это время палеозойских складчатых сооружений Центральной Азии; наиболее очевидно это для Луньмэншаня и Циньлиня, по отношению к которым смежные части Сычуанской впадины играли роль предгорных прогибов; мощность юры здесь превышает 5 км.

Некоторое оживление деформаций и перестройка структурного плана имели место уже на границе ранней и средней юры (заключительная фаза индосинийского = раннекиммерийского тектогенеза). Значительно более интенсивные поднятия и дислокации приурочиваются к концу юры, составляя первую фазу выделенного китайскими геологами яньшанского (позднекиммерийского) тектогенеза. В Ордосской и Сычуанской синеклизах произошло заметное смещение центров прогибания, причем в обеих впадинах к югу. В Ордосе отмечаются складчатые деформации. В Корее наиболее интенсивным складчатонадвиговым деформациям подвергся Окчхонский прогиб. На ряде участков платформы отмечено внедрение интрузий гранитоидов, преимущественно биотитовых гранитов. В меловом периоде поднятия и магматическая деятельность заметно усилились, особенно на востоке платформы (рис. 63, З). Продукты вулканических извержений имели преимущественно андезитовый и липаритовый состав, встречаются базальты и трахиты. Примерно в середине мела проявляется вторая фаза яньшанского тектогенеза (= австрийской фазе Европы), после которой площади осадконакопления и в Ордосе и в Сычуани резко сократились. В Сино-Корейском шите и в юго-восточном Китае широко распространены граниты, гранодиориты и отчасти малые интрузии щелочных пород с возрастом 130—80 млн. лет. Заключительная фаза яньшанского тектогенеза (= ларамийской) приходится уже на конец мела — начало палеогена. Результатом яньшанских движений, особенно двух их последних фаз явилось смятие в складки и осложнение разрывами преимущественно северо-северо-восточного простирания всего осадочного чехла Южно-Китайской плиты, а также, в меньшей степени, Северо-

Китайской, в основном ее восточной части. Эта система дислокаций получила в китайской литературе название неокатазиатской.

Неотектонический этап (кайнозой). Кайнозой соответствует самостоятельный этап развития Китайской платформы. Северо-северо-восточное направление тектонических движений и деформаций становится на этой стадии доминирующим. Наиболее значительной структурной системой кайнозоя является полоса опусканий данного направления, пересекающая Хингано-Буреинский массив, Китайско-Корейскую платформу, отделяющая Дабэйшань от Циньлина и байкалид Катазии и проникающая в Южно-Китайскую платформу до озер Дунтинху и Поянху. Наиболее крупными впадинами этой полосы являются Зее-Буреинская, Сунляоская и Хэхуайская синеклизы; первые две соединяются грабеном Суньи, вторые две — грабеном Ляохэ и Ляодунского залива. Вся восточная часть Желтого моря принадлежит к этой полосе опусканий. На южном продолжении впадин Дунтинху и Поянху в пределах Южно-Китайской плиты и ее юго-восточного обрамления развита группа грабенов того же направления. Учитывая, что в основании крупных впадин-синеклиз также существуют грабены (юрские), можно довольно уверенно говорить о Восточно-Китайской рифтовой системе. Заложение этой системы восходит к мезозою и даже более раннему времени, но свое полное развитие она получила в кайнозое.

Расположенные к западу от Восточно-Китайской рифтовой системы части Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформы испытали умеренное, в среднем от 0,5 до 2 км поднятие и образуют как бы вытянутую параллельно этой системе ступень между Восточно-Китайской полосой опусканий и Центрально-Азиатской областью интенсивных неотектонических воздыманий. В состав этой ступени входят Ордосская и Сычуанская синеклизы, также втянутые в кайнозое в поднятие, наиболее значительное в Ордосе. Пересекающий ступень Циньлин выделяется наибольшим масштабом поднятий — от 2 до 4 км.

Восточно-Китайская полоса опусканий окаймляется полосой поднятий и с востока. Эта полоса включает Сино-Корейский щит и Катазию. Амплитуда неотектонических поднятий здесь достигает 1,5—2 км, обычно же меньше. На востоке эта полоса поднятий сменяется новой полосой опусканий, охватывающей уже Японское, Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря и проливы Корейский и Тайваньский. Несмотря на абсолютное господство северо-северо-восточного направления дислокаций, и на данной стадии еще продолжали проявляться дислокации широтного направления. Наиболее крупными зонами поднятий этого последнего направления являются зоны Циньлина — Дабэйшаня и Внутренне-Монгольской гряды. Имеются и грабены широтного простиранья — Баотоу и Фэнвей; пролив Бохай также, вероятно, связан с грабеном данного направления.

Восточно-Китайская полоса опусканий и сопряженная с ней еще более восточная Корейско-Китайская полоса поднятий в кайнозое были ареной довольно интенсивной вулканической деятельности, продолжавшейся до современной эпохи. По составу своих продуктов и, следовательно, родоначальной магмы этот вулканизм коренным образом отличается от мезозойского яньшанского. Все излияния принадлежат трахибазальтовой, а не базальт-андезит-липаритовой формации; их очаги лежат, таким образом, в мантии, а не в коре.

Китайская платформа, особенно ее северная часть, сохраняют высокую тектоническую активность и в современную эпоху, о чем свидетельствует высокая сейсмичность, проявившаяся в особенности в таких разрушительных землетрясениях, как землетрясение 1920 г. в Ганьсу и 1976 г. в Северо-Восточном Китае.

5. Некоторые выводы по истории и структуре Китайской платформы

Ознакомившись со структурой и историей Китайской платформы, мы вправе сделать некоторые выводы.

В своей раннедокембрийской предыстории площадь будущей Китайской платформы обнаруживает много общего с Сибирской платформой, непосредственно южным продолжением которой она, очевидно, и была. С образованием и последовательным расширением Центрально-Азиатского геосинклинального пояса происходило постепенное удаление обоих кратонов с отторжением от них глыб древней континентальной коры. Этот процесс закончился в силуре (?) полным отделением Хингано-Буреинского массива. Образование Циньлина, разделившего Китайскую платформу на два мегаблока, произошло не позднее силура, но возможно значительно раньше. Катазиатская геосинклинальная область, определившая юго-восточный край кратона, возникла в рифее, как и Тибетско-Вьетнамская геосинклинальная система, отделившая от Китайской платформы Индосинийский массив. Во всяком случае, к силуру Китайская платформа приобрела очертания, близкие к современному, и дальнейшему распаду не подвергалась. Напротив, уже в самом конце протерозоя она нарастилась катазиатскими байкалидами, затем каледонидами, в конце палеозоя замыкание Циньлинской геосинклинали вновь спаяло ее северный и южный мегаблоки, в начале мезозоя восстановилось единство с Хингано-Буреинским массивом и т. д.

Таким образом, история Китайской платформы не столь уж отличается от истории других древних платформ, как это нередко считают. По существу все древние платформы Лавразии подверглись сокращению своей площади в позднем докембрии в связи с заложением геосинклинальных поясов неогей, а иногда и позднее, например Восточно-Европейская платформа с заложением Южно-Эмбенской или Донецко-Каспийской геосинклинальных зон. Гондванские же платформы, помимо докембрия, подверглись раздроблению в мезозое — раннем кайнозое при образовании Атлантического, Индийского и Южного океанов. По времени окончательной консолидации фундамента Китайская платформа несколько запаздывает по сравнению с северными (лавразийскими) платформами, особенно Сибирской и Восточно-Европейской. Развитие позднепротерозойских геосинклинальных систем сближает южный мегаблок Китайской платформы с платформами гондванской группы. Вместе с тем в течение длительного времени — с раннего (север) или позднего (юг) рифея до триаса включительно Китайская платформа развивалась по типу северных платформ, пройдя в рифее — венде авлакогенную, а в палеозое — триасе плитную стадию развития. При этом обращает на себя внимание преобладание погружений над поднятием. Даже в среднем палеозое ($S - C_1$), когда северный мегаблок находился над уровнем океана, скорость его воздымания была невелика, что документируется небольшим объемом и тонкозернистым составом продуктов размыва и формированием мощной коры выветривания.

История платформы в послетриасовое время принципиально отличалась от более ранней истории. На этом этапе — этапе повсеместной тектоно-магматической активизации Китайская платформа обнаруживает большое сходство с гондванскими платформами. Вместе с тем ее отличает даже от последних суммарный размах погружений и поднятий — глубина большей части синеклиз превышает 7 км и достигает 9—10 км, а амплитуда новейших поднятий 2—4 км.

Весьма специфичным оказывается и характер мезозойского (яньшанского) магматизма. Нигде на других платформах мы не знаем известково-щелочного вулканоплутонизма подобного масштаба.

Объяснить этот магматизм востока Китайской платформы можно, очевидно, лишь тем обстоятельством, что эта ее часть подстилалась в юре и мелу активной зоной Бенюфа, окаймлявшей тогда непосредственно примыкавшие к матерiku структуры Японских о-вов и Тайваня. Отнюдь не случайным надо считать тот факт, что Китайская платформа вступила в фазу резкой активизации в ту самую эпоху, когда началось обновление Тихоокеанской впадины, притом с района наиболее близкого к Китайской платформе. Образование в конце мела, очевидно, в результате раздвигания впадин Японского и Восточно-Китайского морей привело к удалению Китайской платформы от зоны Бенюфа и соответственно к смене известково-щелочного магматизма щелочно-базальтовым.

Китайская платформа отличается еще беспрецедентной интенсивностью складчато-разрывных деформаций своего осадочного чехла, также обязанной в основном яньшанским движениям. Следовательно, и эту особенность Китайской платформы логичнее всего связать с распределением тангенциальных напряжений в тылу перитихоокеанской зоны Бенюфа. На фоне общего поднятия и растяжения Восточно-Китайская зона относительных опусканий должна была испытывать сжатие со стороны смежных зон абсолютных и относительных поднятий.

6. Восточно-Китайская (Катазиатская) каледонская складчатая геосинклинальная система и эпикаледонская плита

Эта область занимает юго-восточную часть Китая, включая о-в Хайнань и крайнюю северо-восточную часть Вьетнама к северо-востоку от зоны разломов р. Красной (Хонгха). Ее внешняя граница с Дабэйшаньским глыбовым поднятием и Южно-Китайской платформой простирается в юго-западном направлении вдоль низовьев р. Янцзы между городами Нанкин и Цзюцзян, а затем примерно на Наньчан, Ганьчжоу и Наньин, откуда она протягивается далее на юго-запад до краевого разлома более молодой Тибетско-Вьетнамской складчатой системы — разлома р. Красной. На значительном протяжении этой границы со стороны платформы к ней примыкает Цзяннанская антеклиза. Вдоль юго-восточного ограничения системы по побережью Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей простирается Катазиатский краевой юрско-меловой вулканоплутонический пояс.

В строении области принимает участие мощный (до 10—12 км) геосинклинальный комплекс синийских (верхнерифейских — вендских) и кембро-силурийских отложений. Фундаментом этого комплекса в Юго-Восточной (Прибрежной) зоне служат гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты, датированные по гранитам в 1700—1400 млн. лет; скорее всего это средний протерозой, ремобилизованный в готскую эпоху. В северо-западной зоне сиалическое основание обнажается лишь в пограничной с платформой полосе, выходы пород офиолитовой ассоциации, включая ультрабазиты, указывают на вероятность заложения этой зоны на коре океанического типа, скорее всего в начале рифея.

Действительно, в Северо-Западной зоне известен разрез синия, начинающийся, например, к югу от г. Чанша мощной толщей основных и средних эффузивов с линзами (тектоническими?) серпентинизированных ультрабазитов и продолжающийся обломочными породами, кремнистыми известняками и вулканитами того же состава. Вулканы имеются в нижнем синии и на крайнем юге у Наньчана и на юго-востоке близ Гуанчжоу. Нижний синий прорван гранитами с радиометрическим возрастом 800—730 млн. лет. Близ границы с платформой он несогласно перекрывает нижне-среднерифейскую серию Баньци.

Верхняя часть синия залегает со слабым несогласием на нижней или непосредственно близ платформы, на серии Баньци и начинается здесь мощными (до 4 км) грубообломочными ледниково-морскими осадками — эквивалентами тиллитов Нанто. Эти мощные обломочные образования могут рассматриваться с известным основанием как байкальская моласса, а зона их накопления — как передовой прогиб байкалий, соответственно выделенных по северо-западной периферии каледонской складчатой системы (Г. П. Вергунов). Следует, однако, иметь в виду, что движения на границе южнокитайского нижнего и верхнего синия (ченцзянская фаза) не были особенно интенсивными (Liu Hung-yun et al., 1973) и что грубообломочный материал тиллоидов Нанто поступал с платформы (Цзяннанский массив).

Выше тиллитов Нанто в разрезе верхнего синия залегают терригенно-кремнистые отложения, постепенно или со следами слабого размыва сменяющиеся нижним кембрием. Эти осадки, несомненно относящиеся к венду, накапливались в условиях заметного снижения тектонической активности. В кембрии и особенно ордовике и силуре погружения геосинклинальной системы значительно усиливаются и обостряется резкий контраст между платформой с ее маломощным шельфовым карбонатным чехлом и геосинклиналью, в которой накапливалась многокилометровая флишоидная граувакково-сланцевая (сланцы с обильными граптолитами) толща. Этот контраст подчеркивает наличие островных поднятий в пограничной между ними зоне. Весьма вероятно, что переход от зоны поднятий к геосинклинали сопровождался разломами, составлявшими ее краевой шов. На юге в кембрии и ордовике присутствуют вулканы основного и среднего состава и кремнистые породы. Указываются также ультрабазиты, но они, возможно, проникли в виде протрузий с более глубокого синийского уровня.

Поднятия конца силура — начала девона привели к прекращению осадконакопления и смятию рифейско-силурийского геосинклинального комплекса в узкие, до изоклинальных, линейные складки, нередко осложненные надвигами. Складчатости сопутствовало внедрение гранитов. В каледонской складчатой структуре системы выделяются две основные единицы: Катазиатский антиклинорий на юго-западе (Фуцзянь — восточный Гуандун) с крупными выходами древнего, заведомо досинийского гнейсового основания и Цзянси-Гуансийский синклинорий, где и распространен в основном складчатый байкало-каледонский геосинклинальный комплекс. В раннем девоне на площади синклинория в континентальных условиях начали накапливаться красноцветные обломочные образования каледонской молассы. Мощность их, однако, невелика и измеряется обычно сотнями метров, что говорит о незначительных масштабах горообразования. В течение среднего и позднего девона наступавшая с юго-запада трансгрессия постепенно оттеснила на северо-восток область суши и привела к смене обломочных отложений карбонатными, уже платформенного характера. Таким образом, каледонский орогенез в Юго-Восточном Китае продолжался очень недолго и быстро сменился режимом молодой платформы.

Впрочем, в начале раннего карбона произошло некоторое оживление поднятия Катазиатского антиклинория, приведшее к накоплению в Цзянси-Гуансийском прогибе (унаследованном от одноименного синклинория) континентальных или паралических песчано-глинистых осадков, частично угленосных. Затем последовала новая крупная трансгрессия, общая с Южно-Китайской платформой, и в течение среднего и позднего карбона и ранней перми большая часть региона, включая и средний отрезок Катазиатского поднятия, стали местом отложения шельфовой карбонатной формации. На рубеже ранней и поздней перми поднятия вновь относительно усиливаются — известняки ненадолго

сменяются паралической угленосной формацией, затем возобновляется отложение карбонатов, продолжающееся и в раннем триасе.

В среднем триасе началось нарастающее поднятие Юго-Восточного Китая и платформенный режим сменился орогенезом. Индосинийские движения привели к блоковым перемещениям каледонского фундамента и смятию девонско-триасового чехла Цзянси-Гуансийской синеклизы в сундучные и гребневидные складки отраженного типа. Эти складки группируются в примечательную выпуклую к югу дугу («эпсилон-структура южной Цзянси»), сопряженную с обращенной в противоположную сторону дугой Юньнань-Гуансийской синеклизы, огибающей Вьетбакскую антеклизу и в свою очередь сменяющейся к западу новой выпуклой к югу дугой южной части Сикан-Юньнанской гряды.

Катазиатская антеклиза испытала в индосинийскую эпоху резкое воздымание и, вероятно, отчленилась разломами как от смежной с запада синеклизы, так и от современной акватории на востоке. В пределах поднятия возникает система небольших грабенных, заполненных угленосной формацией нижней юры, а на побережье у Сянгана (Гонконга) появляется морской лейас.

В поздней юре и в течение мела образуется Катазиатский вулканоплутонический пояс — южное звено грандиозного Восточно-Азиатского пояса, протянувшегося от Чукотки до Южно-Китайского моря. Вулканы этого пояса имеют преимущественно липаритовый, отчасти (J_3) андезитовый и дацитовый состав, среди них много туфов и, очевидно, игнимбритов, комагматичные гранитоиды представлены биотит-роговообманковыми и аляскистыми гранитами, возникшими минимум в две фазы — в поздней юре и середине мела. С гранитами связаны очень значительные месторождения вольфрама, а также крупные месторождения меди, свинца и цинка.

Возобновившееся в кайнозое (позднем?) поднятие Катазии, впрочем довольно умеренное (амплитуда до 1,5—2 км), сопровождалось уже базальтовым вулканизмом, как и на всем востоке Китайской платформы.

Восточно-Китайские каледониды принадлежат Тихоокеанскому поясу, но заложены они, несомненно, на раздробленной периферии Китайской платформы. Если отвлечься от более ранних событий, начало развития Восточно-Китайской геосинклинальной системы относится, очевидно, ко второй половине позднего рифея по нашей геохронологической шкале (800—750 млн. лет). Именно в это время, возможно вдоль шва между более ранней рифейской геосинклинальной системой Баньци на западе и массивом древней, раннедокембрийской континентальной коры на востоке, произошел раздвиг с новообразованием коры океанического типа (окраинное море) и началом геосинклинальных погружений, продолжавшихся затем практически непрерывно до конца силура, не считая некоторой активизации поднятий на границе кембрия и ордовика, ордовика и силура. Восточная континентальная глыба, помимо южных приморских провинций Китая, охватывала, вероятно, о-в Хайнань с его выступом древних метаморфитов, западную часть о-ва Тайвань и весь шельф Восточно-Китайского и северной части Южно-Китайского морей. Именно этот «бордерленд» наряду с Цзяннанским и Дабэйшанским массивами и внутренними вулканическими островами служил, очевидно, источником сноса, притом главным для формирования мощных терригенных толщ, выполняющих Восточно-Китайскую геосинклиналь. Для этого древнего массива и стоит сохранить название «Катазия», предложенное в свое время А. В. Грзбо для всей площади каледонской Восточно-Китайской складчатой системы.

Начиная с середины девона, после кратковременного каледонского орогенеза, эта система превратилась в молодую платформу, нарастив-

шую Южно-Китайский мегаблок древней Китайской платформы и с этого времени развивавшуюся в одном с ней ритме. Северо-западная часть Катазиатской глыбы испытывала относительное, а после индосинийской активизации и абсолютное поднятие, в то время как ее юго-восточная часть с начала юры была втянута в опускания, что и привело в дальнейшем к формированию впадин окраинных морей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология Кореи.* М., Недра, 1964. 264 с.
Древнейшие породы Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 306 с.
 Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1959. 265 с.
 Ли Пу и др. Об абсолютном возрасте горных пород КНР. — *Геохимия*, 1960, № 7, с. 570—585.
 Лю Хун-юн. Палеогеографический атлас Китая. М., Изд. ин. лит., 1962. 119 с.
 Микунов В. Ф. Новые работы по тектонике Китая. — *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1963, № 2, с. 50—59.
 Минь Н. Н. Особенности геологического строения и развития Северного Вьетнама в связи с его минерагенией. Автореф. канд. дисс., МГУ, 1977.
Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.
Региональная стратиграфия Китая. Т. 1, 2. М., Изд-во иностр. лит., 1960—1963. 657 с.
 Синицын В. М. Основные черты тектоники Китая. — В кн.: *Вопросы геологии Азии*, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955. 868 с.
 Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского пояса. М., Наука, 1976. 224 с.
 Хуанг Т. К. Основные черты тектонического строения Китая. — *Сов. геология*, 1961, № 9, с. 8—56.
An outline of the geology of China. Peking, 1976. 22 p.
 Chang Chien-shen et al. Preliminary observations on pre-Devonian of Southern Kiangsi. — *Acta Geol. Sinica*, 1964, vol. 44, (англ. перев., *Int. Geol. Rev.*, 1968, vol. 10, N 12).
 Ch'en Hsiang-lin. Developmental history of Paleozoic structure of Hsien-fen-shan region of western Hunan and problem of boundary of Southwestern Platform. — *Acta Geol. Sinica*, 1964, vol. 44, N 3 (англ. перев., *Int. Geol. Rev.*, 1968, vol. 10, N 11).
 Cheng Yü-chi, Ching Fu-tao, Su Yung-chün. The Pre-Sinian system of North and Northeastern China. — *Acta Geol. Sinica*, 1973, v. 1, N 1, p. 53—62.
 Hu Ping et al. Some problems of geotectonics of Sinkiang district. — *Acta Geol. Sinica*, 1964, v. 44, N 2 (англ. перев., *Int. Geol. Rev.*, 1968, vol. 10, N 10).
 Jen Chi-shun. Certain geotectonic formations occurring before Devonian in south-eastern China. — *Acta Geol. Sinica*, 1964, v. 44, N 4 (англ. перев., *Int. Geol. Rev.*, 1968, vol. 10, N 12).
 Liu Hung-yun, Sha Ching-an, a. Hu Shin-ling. The Sinian system in Southern China. — *Scientia Sinica*, 1973, v. XVI, N 2.
On tectonic systems. Peking, 1976, 17 p.
Tectonic systems and the spatial distribution of tungsten in Southern Kiangsi, China. Peking, 1976. 13 p.
 Terman M. J. Tectonic map of China and Mongolia (1:5.000.000). *Geol. Soc. Amer.*, 1973.

Глава VIII

КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА ПАРОПАМИЗА — СЕВЕРНОГО ПАМИРА — КУНЬЛУНЯ — ЦИНЬЛИНЯ

1. Границы, основные структурные подразделения и состояние изученности

Паропамиз-Циньлинская система простирается к югу от Афгано-Таджикской впадины на западе, прогиба Алайской долины в центре и Таримской впадины на востоке, отделяясь этими мезо-кайнозойскими депрессиями от Южно-Тяньшанской системы на севере (рис. 64). Она

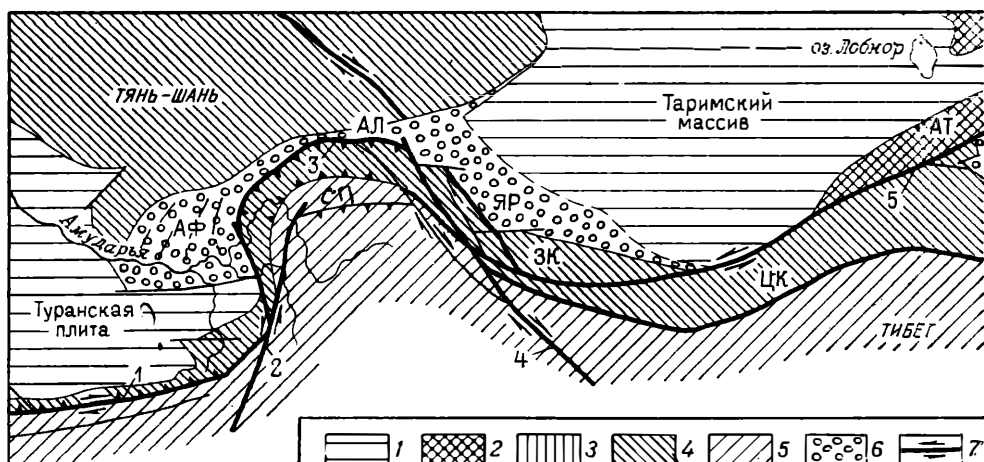
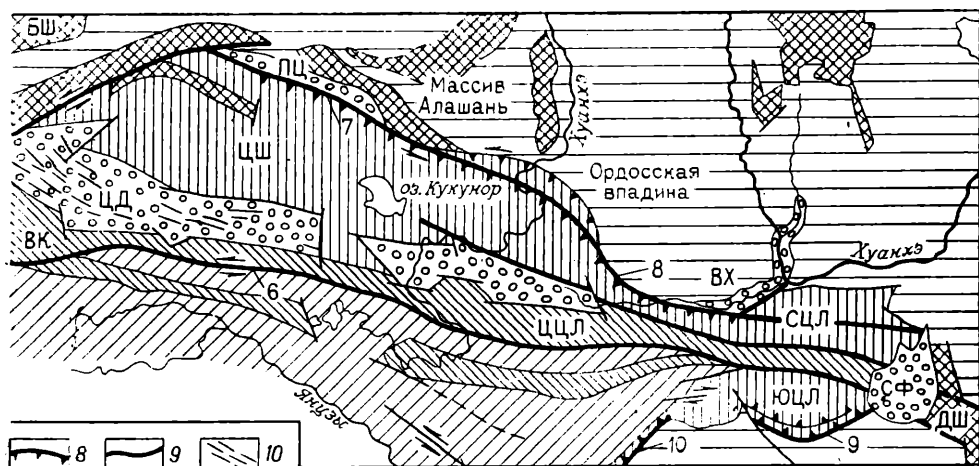


Рис. 64. Тектоническая схема Паропамиз-Циньлинской системы.

1 — древняя Китайская платформа (включая Таримский массив); 2 — Дабэйшаньская глыба; 3 — зоны каледонской складчатости; 4 — зоны герцинской складчатости; 5 — зоны позднегерцинской складчатости и области развития полого-складчатых мезозойских отложений северного Тибета и Сикана; 6 — предгорные и межгорные впадины с неоген-четвертичным молассовым выполнением; 7 — крупные сдвиги; 8 — крупные надвиги и шарьяжи; 9 — прочие разломы; 10 — ориентировка складок ПР — Паропамиз, СП — Северный Памир, Аф — Афгано-Таджикская впадина, Ал — Алайский прогиб, ЗК — Западный Куньлунь, ЯР — Предкуньлунский (Яркендский) прогиб, ЦК — Централь-

образует резко выпуклую к северу дугу, в вершине которой находится складчатая зона Северного Памира. На западе Паропамиз-Циньлинская система естественно ограничивается меридиональным Герирудским разломом, простирающимся вдоль нижнего течения одноименной реки и входящим в систему Урало-Оманского линеймента, намеченного впервые Р. Фюроном. На востоке эта система уходит далеко в пределы Центральной Азии, достигая хребта Циньлин в Китае. Крупными косопоперечными разломами — сдвигами рассматриваемая система отчетливо делится на четыре сегмента. Западный, Северо-Афганский сегмент находится целиком в пределах Северного Афганистана, протягиваясь в общем широтном направлении через хребты Паропамиз, Ферузкох и западную часть Гиндукуша. На севере на герцинские складчатые структуры наложены раннекиммерийские, слагающие основание хр. Бенди-Туркестан, вместе с последними они перекрыты платформенным чехлом мела — палеогена, развитым на северном склоне Паропамиза и в прогибе между Паропамизом и Бенди-Туркестаном. Южная граница герцинид Паропамиза весьма четкая — ее образует Главный Гиндукушский разлом — один из важнейших разломов Евразии; к югу от этого разлома, в Центральном Афганистане исчезают проявления герцинского тектогенеза и магматизма, а разрез палеозоя приобретает близкий к платформенному характер. На западе Главный Гиндукушский разлом тянется вдоль широкой долины верховьев р. Герируд, вследствие чего также иногда называется Герирудским, что создает путаницу с ранее выделенным меридиональным разломом того же наименования. В современной структуре Главный Гиндукушский разлом выражен надвигом, местами переходящим в шарьяж палеозойских толщ на палеозойские и мезозойские отложения Центрального Афганистана. Этот шарьяж имеет, очевидно, уже альпийский возраст. На востоке, в районе севернее Кабула Главный Гиндукушский разлом срезается Мукурским (Чаманским) разломом северо-северо-восточного направления, предполагаемое северное продолжение которого в Западном Гиндукуше и служит границей Паропамизского сегмента со следующим к востоку Западно-Бадахшанским — Северо-Памирским.



ный Куньлунь, ВК — Восточный Куньлунь, ЦД — Цайдамская впадина, АТ — Алтынтаг, ЦШ — Циляншань, ЦП — Предциляншанский прогиб (коридор Гансу или Хэси), СЦЛ — Северная зона Циньлиня, ЦВ — Центральная зона Циньлиня, ЮЦЛ — Южная зона Циньлиня, ВХ — грабен Вейхэ, СФ — Суньфынская впадина, БШ — Бэйшань, ДШ — Дабэйшань.
Разломы: 1 — Герирудский, 2 — Главный Гиндукушский, 3 — Памиро-Афганский, 4 — Памиро-Алайский, 5 — Памиро-Каракурмский, 6 — Алтынтагский, 7 — Южно-Куньлуньский, 8 — Северо-Циляншанский, 9 — Северо-Циньлинский, 10 — Южно-Циньлинский, 11 — Луньмэньшанский

Западно-Бадахшанский — Северо-Памирский сегмент включает западную зону Афганского Бадахшана, Дарвазский, Сарыкольский и смежные хребты Северного Памира, а также впадину оз. Каракуль. В западной части он имеет северо-северо-восточное простирание, а к востоку от р. Пянджа постепенно изменяет его на северо-восточное и, наконец, широтное, уходя с этим простиранием на территорию Китая (провинция Синьцзян). Субмеридиональный западный отрезок сегмента отделен на западе от Кулябского неоген-четвертичного предгорного прогиба разломом, который, вероятно, служит прямым продолжением Мукурского разлома Центрального и Южного Афганистана, составляя вместе с последним важнейший Афгано-Памирский сдвиг (Карапетов и др., 1975). Восточнее этот разлом — левый сдвиг смыкается с Каракульским надвигом герцинского комплекса Северного Памира на мезо-кайнозойский (альпийский) комплекс Памиро-Алая, иногда именуемый Внешней зоной Памира, образуя вместе с этим надвигом Северо-Памирский краевой шов. На востоке, на территории Китая герцинские структуры Северного Памира отделяются от разновозрастных структур Западного Куньлуня Памиро-Каракурмским разломом — крупнейшим правым сдвигом, параллельным Талассо-Ферганскому. Отделенный этим сдвигом Западно-Куньлуньский сегмент простирается уже в северо-запад — юго-восточном направлении и в свою очередь отделяется на востоке от широтного Центрально-Куньлуньского сегмента юго-восточным продолжением Талассо-Ферганского сдвига, составляющим вместе с последним другой важнейший линеамент Центральной Азии — Тянь-Шань — Куньлуньский, вместе с Памиро-Каракурмским впервые выделенный А. В. Пейве и его сотрудниками (Буртман и др., 1963, Пейве и др., 1964). По мнению названных исследователей, эти сдвиги наложены на позднегерцинскую структуру Памира и Куньлуня и не отражаются на их первичной структурно-формационной зональности. Тот же вывод можно сделать и в отношении Афгано-Памирского сдвига, но не исключена возможность и есть признаки этого (см. ниже), что определенные различия в характере развития существовали между отдельными сегментами описываемой системы уже в течение палеозоя,

когда эти разломы могли действовать как конседиментационные глыбинные сбросы.

Центрально-Куньлуньский сегмент на востоке без видимой тектонической границы сменяется Восточно-Куньлуньским, включающим, помимо собственно Куньлуна, глыбовое сооружение Алтынтага на юго-восточной периферии Таримской впадины, складчато-глыбовое сооружение Цилиньшаня (Наньшаня), находящееся к югу от Алтынтагской глыбы Северо-Китайской платформы, и лежащую между этими поднятиями Цайдамскую межгорную впадину. Наконец, поперечная депрессия верховьев р. Хуанхэ, выполненная триасовыми отложениями отделяет Восточно-Куньлуньский сегмент от Циньлинского, совпадающего с одноименным хребтом и глубоко вклинивающегося в тело Китайской платформы, разделяя ее на две почти самостоятельные плиты.

Степень изученности отдельных сегментов системы и даже их частей резко неодинакова. Лучше всего изучен Северный Памир; здесь со времени героических лет Таджикско-Памирской экспедиции (30-е годы нашего века) практически непрерывно ведутся геологические исследования, результаты которых к 1963 г. были подытожены Б. П. Бархатовым в книге «Тектоника Памира». В этой книге намечены основные структурно-формационные зоны сегмента. Из более новых работ наибольшее значение имеют работы Н. Г. Власова, В. И. Дронова и С. С. Карапетова.

Западный фланг системы, лежащий в пределах Афганистана, долгое время оставался практически неизученным. За последнее десятилетие положение резко изменилось к лучшему, в основном благодаря исследованиям советских геологов и отчасти итальянских (экспедиция под руководством А. Дезио), западно-немецких и французских (под руководством А. де Лаппарана). В изучении восточного, куньлуньского фланга после экспедиции Э. Норина и Г. де Терра в 20—30-е годы значительную роль сыграли исследования советских геологов Н. А. Беляевского и В. М. Синицына, а также некоторых других, проведенные в 40—50-е годы и продолженные затем уже китайскими геологами. Однако и в настоящее время сведения по геологии Куньлуньской горной системы крайне схематичны.

Мы начнем обзор строением Памиро-Куньлуньской системы с ее центрального сегмента, как наиболее полно обнаженного и наилучше изученного. Несколько лучше, но так же недостаточно изучен Циньлин.

2. Западно-Бадахшанский — Северо-Памирский сегмент

Б. П. Бархатов выделил в пределах Северного Памира три зоны, из которых центральная, Каракульская, развита только на востоке, а к западу выклинивается. Две другие зоны пересекают р. Пяндж и легко прослеживаются в пределах Афганского Бадахшана.

Наиболее примечательной из трех зон является северо-западная — К а л а й к у м б — С а у к с а й с к а я на Памире, С у р х о б с к а я — в Афганистане. В традиционной интерпретации Н. Г. Власова и Б. П. Бархатова в основании разреза этой зоны залегают докембрийские кристаллические сланцы и гнейсы, с резким несогласием перекрываемые кварцевыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками (кварцитами) и глинистыми сланцами (филлитами) так называемой висхавской серии, условно относимой к венду — ордовику в силу ее постепенного перехода вверх в карбонатную толщу с фауной силура (верхнего ордовика?) — девона (до D_2^1 включительно) и комплексу акритарх. Предполагается, что на этой толще трансгрессивно залегает вулканогенная толща нижнего карбона, начинающаяся вулканитами дацит-липаритового состава, с прослоями и линзами известняков. Еще выше залегает более основ-

ной вулканогенный комплекс, в свою очередь несогласно перекрытый верхним палеозоем.

Офиолитовый характер основной вулканогенной толщи C_1 , с которой к тому же ассоциируются выходы серпентинизированных ультрабазитов вдоль Висхарвского разлома — юго-восточной границы зоны, вызывал подозрение в ее автохтонном залегании в описанном выше разрезе. И действительно, в недавней работе С. В. Руженцева с соавторами (1977) показано, что нижекарбонатовый офиолитовый комплекс образует самостоятельную тектоническую единицу (Калайхумбскую), которая не подстилается, а тектонически перекрывается терригенно-карбонатной толщей венда — девона (Висхарвская единица); к тому же отрицается нормальное подстиление этой последней толщи докембрийскими гнейсами. Эти гнейсы, по С. В. Руженцеву и др., свойственны лишь более южной зоне Северного Памира.

Калайхумбский комплекс относится, по данным С. В. Руженцева и др., к вize-намюру и сложен в нижней части пиллоу-базальтами, а также черными кремнистыми или известковистыми аргиллитами и кварцевыми алевролитами; на уровне нижнего намюра появляются прослои розовых известняков с аммоноидеями. Средняя часть комплекса представляет собой в основании олистостром с обломками пород нижней части, а выше состоит из средних и кислых вулканитов, к юго-востоку замещаемых основными вулканитами и терригенными породами типа слагающих нижнюю часть комплекса. Верхняя часть комплекса носит уже целиком терригенный характер (аргиллиты, песчаники, алевролиты) и включает глыбы известняков не только нижекарбонатовых, но и силуро-девонских.

С Калайхумбским офиолитовым комплексом тесно связана габбро-диорит-плагиогранитная интрузивная формация (поздне) намюрского возраста.

Согласно исследованиям С. В. Руженцева и др., Калайхумбская и Висхарвская тектонические единицы находятся в весьма сложных структурных взаимоотношениях; представление о них дает рис. 65. В периферических частях рассматриваемой зоны — на севере и северо-западе вдоль Северо-Памирского разлома, пограничного с Памиро-Алайской зоной, на юго-востоке вдоль Уйсуйского разлома распространены верхнепалеозойские отложения — известняки среднего и верхнего карбона, сероцветные кластолиты нижней перми (нижняя морская моласса верхней перми и нижнего триаса с подчиненными вулканитами базальт-андезит-липаритовой формации). Залегают эти образования относительно спокойно, но разбиты вертикальными разрывами; в долине р. Пяндж они запечатывают Висхарвский разлом, пограничный между северо-западной и юго-восточной зонами Северного Памира.

Юго-восточная зона Северного Памира — Дарваз-Сарыкольская и Западного Афганского Бадахшана — Файзабадская резко отличается от северо-западной прежде всего тем, что здесь из разреза практически выпадает весь средний палеозой и на докембрийский кристаллический фундамент, местами надстраиваемый висхарвской свитой ($V-O?$), непосредственно ложится молассово-карбонатный верхнепалеозойский комплекс. При этом древний фундамент выступает в основном на юго-западе зоны, прижимаясь к Висхарвскому разлому, а ее восточная, более погруженная часть сложена верхним палеозоем. Область развития верхнего палеозоя (средний карбон — низы верхней перми) особенно расширяется в районе оз. Каракуль, где она составляет Каракульский синклиорий. Следует подчеркнуть, что в отличие от Южного Тянь-Шаня, где даже нижний палеозой не претерпел сколько-нибудь заметного метаморфизма, на Северном Памире и верхний палеозой превращен в толщу метаморфических сланцев (филлитов),

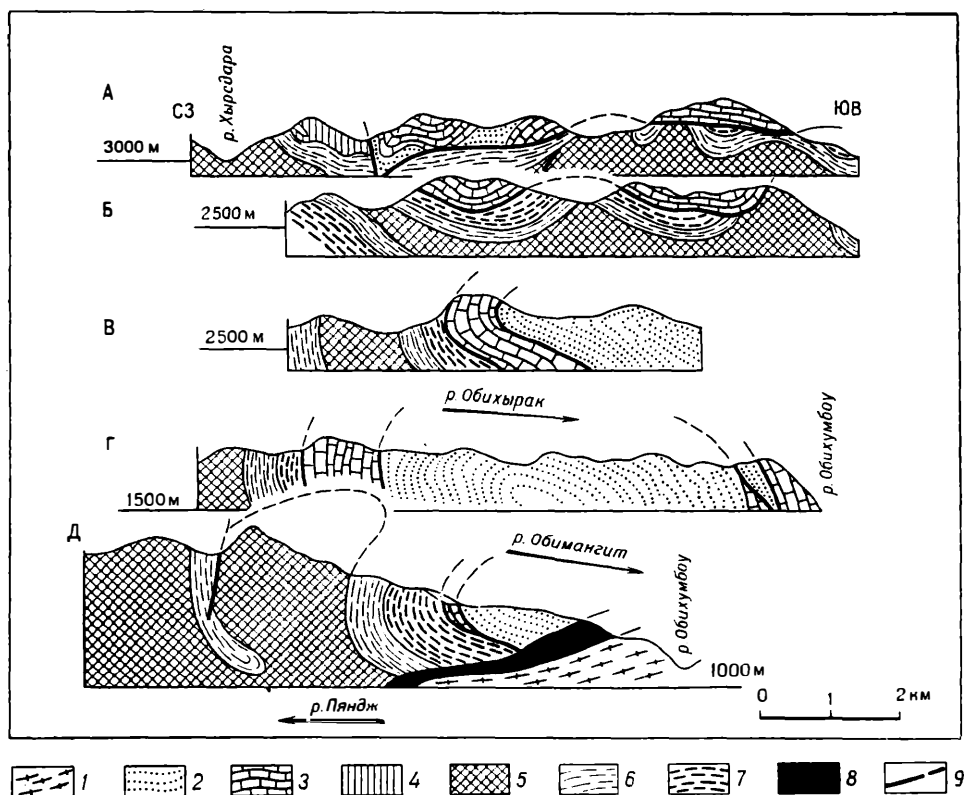


Рис. 65. Геологические профили (А, Б, В, Г, Д) через Юго-Западный Дарваз (по С. В. Руженцеву, И. И. Пospelову, А. Н. Сухову).

1 — кристаллические сланцы и гнейсы баршитской серии (PCst); 2 — песчаники, филлиты (V—O); 3 — известняки (S—D); 4 — известняки (C_{1t}—п); 5 — базальты (C_{1t}?—п); 6 — туфы, вулканокластические обломочные породы, андезиты, дациты, липариты (C_{1p1}—2); 7 — олистостром, аргиллиты (C_{1p2}—C₂?); 8 — серпентинитовый меланж; 9 — разломы

кварцитов и мраморов и подвергся чрезвычайно интенсивным деформациям, включающим изоклинальную складчатость, кливаж и надвиги. К тому же он здесь прорван крупными плутонами — батолитами гранитоидов позднепермского или пермо-триасового возраста, полностью отсутствующими в северной зоне Северного Памира.

Юго-восточная и южная граница рассматриваемого сегмента определяется Центрально-Бадахшано-Памирской зоной разломов, составляющей прямое продолжение Главного Гиндукушского разлома. На западе, в Афганском Бадахшане, разлом является субвертикальным, восточнее, в верховьях р. Ванч, обнаруживает падение к северу под углом 60—70° (Дарвазский надвиг), а еще восточнее, где он именуется Танымасским надвигом, оказывается наклоненным к северу под углом 30—70°, а местами выполаживается до 15—20°. По мнению С. С. Карапетова (1964), вдоль этого надвига произошло значительное перекрытие центрально-памирских толщ северо-памирскими.

К югу от Танымасского надвига, между ним и широкой и сложной зоной Акбайтальских разломов выделяется своеобразная и играющая очень важную роль в строении Памира Иш и булакская зона, относимая то к Северному, то к Центральному Памиру и выклинивающаяся к западу, очевидно, вследствие тектонического перекрытия более северными толщами. Разрез этой зоны начинается спилито-кратофировой формацией кембрийского (и вендского?) возраста, согласно перекрываемой карбонатно-терригенной формацией ордовика и кар-

бонатной — силура — среднего девона; С. С. Карапетов подчеркивает сходство этого разреза начиная с ордовика с типичным для Центрального Памира.

3. Паропамизский сегмент

В пределах этого сегмента герцинский структурный комплекс и его древнее основание выступают в основном в Паропамизе и вдоль южного склона Бенди-Туркестана, непосредственно к северу от Главного Гиндукушского разлома; полоса этих выходов несколько расширяется на востоке, в северных предгорьях Западного Гиндукуша. Докембрийский кристаллический комплекс, метаморфизованный в амфиболитовой фации, выступает на ряде участков данной зоны; в тектонической полосе между двумя ветвями Главного Гиндукушского разлома появляются слабометаморфизованные терригенно-вулканогенно-карбонатные образования, условно относимые к среднему протерозою. Нижний и значительная часть среднего палеозоя представлены в общем сходно с центральным сегментом системы: терригенная формация венда — ордовика, аналог висхарвской, карбонатная силура — девона — турне, но они несколько более интенсивно метаморфизованы в пределах зеленосланцевой фации и, главное, содержат, хотя и в подчиненном количестве вулканические породы преимущественно кислого, отчасти среднего состава. Возрастает и общая мощность этой части разреза. Еще более существенные отличия наблюдаются на уровне визейского яруса — вместо мощных вулканитов развиты аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки. Вероятно, в Западном Гиндукуше и Паропамизе мы наблюдаем продолжение лишь южной зоны центрального сегмента; северная зона с ее зеленокаменным комплексом нижнего карбона уходит под чехол триасовых и более молодых отложений несколько западнее меридиана Кабула. В рассматриваемой зоне довольно широко распространены верхнепалеозойские (C_2-P_1) терригенные, с подчиненными прослоями известняков отложения, представляющие, очевидно, морскую герцинскую молассу. Они залегают на более древних отложениях с резким несогласием и в свою очередь разделены несогласиями на несколько свит. Нижняя часть комплекса обнаруживает еще заметный метаморфизм — глинистые породы превращены в филлиты. В районе Герата она содержит угли. В этом же районе пермские отложения представлены мощной (около 4 км) красноватой терригенной толщей с прослоями известняков и мергелей, залегающей несогласно на карбоне и несогласно же перекрываемой триасом. В общем герцинские молассы не выполняют сколько-нибудь крупных межгорных прогибов, а лишь небольшие приразломные впадины. Более древний палеозой дислоцирован весьма интенсивно, но фрагментарность его выходов не позволяет составить общее представление о его структуре. Проявлений герцинского гранитоидного магматизма здесь практически не наблюдается, в противоположность центральному сегменту системы.

На герцинскую структуру Паропамизского сегмента в начале триаса был несогласно наложен своеобразный тафрогеосинклинальный прогиб остаточного-возрожденного типа и короткого развития. Он замкнулся в начале юры с образованием Бенди-Туркестанской ранне-киммерийской складчатой зоны. Зона эта представляет наиболее восточное звено в длинной, хотя и прерывистой цепи аналогичных структур, протягивающихся от Добруджи до Афганистана в форланде альпийского пояса Евразии. На южном и юго-восточном ограничении зоны, в Паропамизе и Западном Гиндукуше, простирается Северо-Афганский вулканоплутонический пояс, функционировавший со среднего триаса до ранней юры включительно и выраженный мощными накоплениями лав, туфов и туфолов среднего и

кислого состава, переслаивающихся на юге с грубообломочными, на севере с тонкообломочными угленосными паралическими и морскими осадками. Мощность этой осадочно-вулканогенной толщи весьма значительна, она превышает 7 км. Интрузивные породы пояса представлены гранитами, гранодиоритами, реже диоритами и аляскитами, образующими местами крупные плутоны батолитового размера, в частности Доабский батолит к северу от Кабула, и простирающиеся строго параллельно Главному Гиндукушскому разлому в его северном крыле. Формирование этих плутонов произошло в несколько фаз, последняя из которых относится к ранней юре. По отношению к герцинской складчатой системе Северо-Афганский раннемезозойский вулканоплутонический пояс является позднеорогенным (позднесубсеквентным); вместе с тем на севере он сопрягается с Бенди-Туркестанским тафрогеосинклинальным прогибом. В этом прогибе развита мощная, вероятно не менее чем 5-километровая морская терригенная алевролит-аргиллитовая формация, в основном средне- и верхнетриасового, в низах предположительно нижнетриасового возраста (Славин, 1976). Значительные части разреза носят флишеидный характер; в резко подчиненном количестве встречаются кислые вулканиты. В северном направлении мощность триаса сокращается, а в разрезе появляются угли. Еще севернее, в полосе Шибарган — Мазари-Шериф триас и юра выклиниваются, и мел залегает прямо на палеозое; это — погребенное Северо-Афганское поднятие юга Туранской плиты.

Триасовые отложения Бенди-Туркестанского прогиба в начале юры были смяты в умеренно сжатые линейные складки. Северо-западный участок этой складчатой зоны вскрыт бурением на крайнем юге Туркмении, в Бадхызе; далее в этом направлении зона раннекеммерийской складчатости продолжается, вероятно, в основании альпийской Копетдагской системы¹.

Южным ограничением Паропамизского сегмента является упоминавшийся выше Главный Гиндукушский (Герирудский) разлом — широкая сдвиго-надвиговая зона очень сложного строения и весьма длительного развития, основные фазы которого приходятся уже на новейшее время (Сборщиков и др., 1974). В связи с последним рассмотрением этой зоны целесообразно произвести вместе с анализом альпийского пояса Евразии.

4. Западно-Куьлуьнский сегмент

Этот сегмент Паропамиз-Куьлуьнской системы расположен, как отмечалось, между двумя альпийскими глубинными сдвигами — Памиро-Каракорумским и Тяньшанско-Куьлуьнским. Он имеет северо-западное простиранье и на северо-востоке сопровождается Предкуьлуьнским предгорным прогибом — неотектонической структурой, отделяющей Куьлуьнь от Таримского срединного массива. Внешняя северо-восточная зона Куьлуьня, примыкающая к этому прогибу, характеризуется, по В. Г. Казьмину и В. А. Фараджеву (1961), платформенным разрезом синия (венда?) — перми. Синий представлен терригенной формацией (песчаники, глинистые сланцы, конгломераты), кембрий — ордовик карбонатной (известняки, доломиты, глинистые сланцы), силур — средний девон снова терригенный, песчано-глинистый пестроцветный. Выше с размывом залегает пестроцветная обломочная толща верхнего девона с прослоями карбонатных пород в верхней части, карбонатная (известняки, доломиты) формация нижнего карбона, карбонатно-терригенная (песчаники, углисто-глинистые сланцы, из-

¹ В восточной части Иранского Копетдага триасовый складчатый комплекс кое-где обнажается в ядрах антиклиналей.

вестняки) среднего карбона, снова карбонатная (известняки, доломиты) верхнего карбона — низов нижней перми, карбонатно-терригенная континентально-морская пестроцветная верхов нижней перми. Общая мощность палеозойского разреза составляет около 6 км, а с синием — 8 км, что свидетельствует о достаточно значительных погружениях, сопоставимых с перикратонными или миогеосинклинальными.

Внешняя зона Куньлуня отделена от Центральной зоны крупным разломом, названным В. Г. Казьминым и В. А. Фараджевым Южно-Таримским. Они его, видимо, справедливо, сопоставляют с Северо-Памирским краевым швом; из этого следует, что Внешняя зона Куньлуня — продолжение Памиро-Алая, а не собственно Северного Памира.

Центральная зона Западного Куньлуня отличается крупными выходами докембрийского кристаллического основания, состоящими из двух комплексов; в нижнем, метаморфизованном в амфиболитовой и гранулитовой фациях преобладают кристаллические сланцы и гнейсы, в верхнем — зеленые сланцы. Нижний комплекс условно относят к архею, верхний — к нижнему протерозою; однако не исключен, видимо, более молодой — рифейский возраст зеленосланцевой толщи. По данным Н. А. Беляевского (1974), докембрийское основание Западного Куньлуня состоит из двух комплексов. Нижний сложен гнейсами, мигматитами, кварцитами, мраморами и амфиболитами; ему условно приписывается архейский возраст. Верхний комплекс представлен хлоритовыми, серицитовыми и биотитовыми сланцами, а в верхах и мраморами, на северо-западе в верхней части комплекса развиты основные и кислые вулканиты. Комплекс этот считается предположительно протерозойским, его аналоги на Памире прорваны гранитоидами с возрастом 1,0—0,9 млрд. лет. На новой геологической карте Китая (1976 г.) в Западном Куньлуэ показаны выходы лишь нижнего протерозоя и синия, т. е. рифея. Скорее всего, здесь развит нижний протерозой и нижний — средний рифей. Докембрийское основание в Центральной зоне Западного Куньлуня несогласно перекрыто сокращенным в мощности платформенным кембро-ордовиком; более молодой палеозой, начинающийся трансгрессивным верхним девоном, также имеет здесь относительно небольшую мощность, что доказывает длительность относительного воздымания данной зоны. В. Г. Казьмин и В. А. Фараджев предполагают существование в данной полосе краевого поднятия Таримской платформы (или миогеосинклинали?). В этой же центральной зоне появляется мощный вулканогенный комплекс предположительно рифейского возраста (квасисогласно перекрытый кембро-ордовиком), в нижней части офиолитового типа, а вдоль разлома — северо-западной ветви Южно-Таримского шва известны протяженные выходы гипербазитов. Тем самым здесь, как, впрочем, и в северной зоне Центрального сегмента, вырисовывается противоречивая ситуация — с одной стороны, существуют реликтовые блоки раннедокембрийской континентальной коры, с другой стороны — элементы более молодой, позднедокембрийской (верхнерифейской?) коры океанического типа. Это заставляет предполагать аллохтонное положение одного из комплексов — либо гранито-гнейсового, либо, что вероятнее, офиолитового. Дело осложняется тем, что наряду с рифейским офиолитовым комплексом здесь может присутствовать, как и на Северном Памире, нижнекарбонный, судя по обнаружению Г. де Терра в известняках, подстилающих эффузивы хр. Сырогоз-Баба, среднедевонских стрингоцефалов.

В южной зоне Западного Куньлуня, отделенной от Центральной Тахакорумским разломом, снова широко распространены как древний кристаллический комплекс, так и офиолитовый комплекс верхнего рифея (?), карбонатная серия кембро-ордовика и терригенная силура — нижнего — среднего девона, а также мощная толща морских об-

ломочных отложений верхнего девона — карбона, залегающая резко несогласно на подстилающих образованиях. В карбоне имеются пачки известняков и эффузивы среднего состава. На северо-западе в Кашгарском районе известны и нижнепермские отложения терригенно-вулканогенного (андезитового) состава мощностью до 2,5—3,0 км и более; примерно такова же мощность карбона и верхнего девона.

Как в Центральной, так и особенно в Южной зонах имеются многочисленные и нередко крупные плутоны девонских (или раннекаменноугольных) кварцевых диоритов и тоналитов и пермских синтетонических гранодиоритов и посттектонических щелочных гранитов; здесь они встречаются вместе, а не размещены в разных зонах, как на Северном Памире и в Афганском Бадахшане.

5. Центрально-Куньлуньский сегмент

Центральный сегмент Куньлуня простирается в широтном, а затем восток-северо-восточном направлении между Таримом и Тибетом от Тяньшанско-Куньлуньского разлома на западе до начала виргации, связанной с появлением Цайдамского массива и впадины на востоке. В «Основах тектоники Китая» (1962) Центральный Куньлунь характеризовался как зона каледонской складчатости; на Геологической карте Китая 1976 г. видно, что рифейский и кембро-ордовикский комплексы погружаются на востоке под несогласно залегающий девон и карбон. По данным Т. К. Хуана и др. (1965), разрез нижнего палеозоя (включая силур) носит типично эвгеосинклинальный характер. В его низах залегают спилиты, кремни, филлиты, имеются тела гипербазитов (офиолитовая ассоциация), выше — андезиты, туфы, конглобрекции, кремнистые известняки, мергели (островодужная ассоциация); мощность РЗ 5—8 км. Девон и карбон представлены терригенно-карбонатными отложениями. Широким распространением пользуются герцинские гранитоиды. В южном крыле на границе с Тибетом наряду с верхним палеозоем появляются триасовые и юрские отложения; первые затем непрерывно протягиваются к востоку вдоль южного подножия Куньлуня, намечая границу между ним и Тибетом.

6. Восточно-Куньлуньский сегмент. Аркатаг, Алтынтаг, Цайдам и Циляншань

К востоку от 85° в. д. складчатая горная система Куньлуня испытывает резкое расширение, до 600 км, а ее строение существенно усложняется (рис. 66). Основным продолжением Центрального Куньлуня является широтный хребет Аркатаг (Пржевальского), в пределах которого находятся высочайшие (более 7700 м) вершины этой цепи; восточнее его находится хр. Бокалыктаг (Марко Поло). Восток-северо-восточной орографической (не геологической!) ветвью Центрального Куньлуня служит хребет Алтынтаг, к восточному окончанию которого под тупым углом примыкает хребет Циляншань (Наньшань), имеющий уже восток-юго-восточное простирание; высшие точки обоих хребтов превышают 6000 м. Центральное положение в этом почти равнобедренном треугольнике хребтов занимает Цайдамская межгорная впадина с дном, лежащим на высоте 2600—3000 м над уровнем моря.

Складчатое сооружение Аркатага — Бокалыктага, или собственно Восточного Куньлуня, имеет квазисимметричное строение относительно Центральной кристаллической зоны, которая, согласно Геологической карте Китая 1976 г., сложена метаморфическим комплексом синийского (рифейского) возраста. На нем уже в виде чехла с резким несогласием залегают породы девона — карбона, представленные эпи-

континентальными известняками, глинистыми образованиями, а также угленосными отложениями и вулканитами средними и кислыми.

С севера и юга Центральная зона сопровождается полосами развития терригенно-вулканогенных образований нижнего палеозоя, в основном ордовика — силура. В Южной зоне установлено несогласное залегание девона на этих образованиях, смятых в линейные складки и метаморфизованных в зеленосланцевой фации; это позволяет считать деформации каледонскими. Верхний девон и нижний карбон подобно Центральной зоне сложены породами эпиконтинентального типа, смятыми в гребневидные складки. Все эти отложения прорваны очень крупными, батолитового типа плутонами герцинских гранитов. Вдоль южной периферии Восточного Куньлуня распространены еще верхнепалеозойские в основном нижнепермские слои паралического характера; они залегают трансгрессивно на гранитах.

В восточном направлении, при приближении к долине верхнего течения р. Хуанхэ, основные палеозойские структуры Восточного Куньлуня постепенно скрываются под мощным триасом. Лишь верхний палеозой, опять же преимущественно южной периферии Куньлуня протягивается непрерывной полосой на восток-юго-восток, но к востоку от долины р. Хуанхэ из-под триаса снова выступают более древние образования до силура включительно. Эта полоса палеозоя служит соединительным звеном между Восточным Куньлунем и Южной зоной Циньлиня.

Простирающийся на восток-северо-восток от восточного окончания Центрального Куньлуня хр. Ал т ы н т а г по своей структуре совершенно чужд как Центральному, так и Восточному Куньлуню. Он представляет собой узкую глыбу — горстовое поднятие докембрийского, в основном нижнепротерозойского (по Геологической карте КНР 1976 г.) кристаллического фундамента, идентичного фундаменту смежных Таримской и (предположительно) Цайдамской впадин. Эта глыба длиной около 320 км и шириной от 40 до 100 км вытянута вдоль крупного разлома, исключительно четко проявленного на космических снимках и представляющего левый сдвиг — один из крупнейших на Земле (Tarponnier a. Molnar, 1977). Вдоль этого сдвига Алтынтаг находится в торцовом сочленении с ориентированными в северо-запад — юго-восточном направлении структурами Цайдамской впадины и Цилиньшаня, описываемыми ниже.

На раннедокембрийском фундаменте Алтынтага залегают платформенные отложения синия, нижнего палеозоя и карбона, подтверждающие первичную принадлежность этой зоны к Северо-Китайской платформе. Начало развития разломов, ограничивающих Алтынтаг, и индивидуализация его структуры относится к предъюрскому времени, судя по распространению приразломных грабенов, выполненных грубообломочными континентальными отложениями юры и мела. Однако сдвиговые перемещения по Главному Алтынтагскому разлому начались, вероятно, лишь в кайнозойское или даже позднекайнозойское время. Во всяком случае, грабены, выполненные третичными отложениями, не наследуют юрско-меловые.

Наиболее крупным и важным структурным элементом «Цайдамского треугольника» является складчатая зона Ц и л ь н ь ш а н я шириной до 300 км, выраженная в рельефе семью параллельными хребтами юго-восточного простирания; северный и наиболее высокий из них — Наньшань. На западе Цилиньшань находится в торцовом сочленении с древними глыбами Алтынтага и Бэйшаня, на востоке он огибает Ордовскую глыбу Северо-Китайской платформы, продолжаясь в Северную зону Циньлиня. На северо-востоке Цилиньшань граничит с Алашаньской глыбой Северо-Китайской платформы, на юго-западе с Цайдамской впадиной.

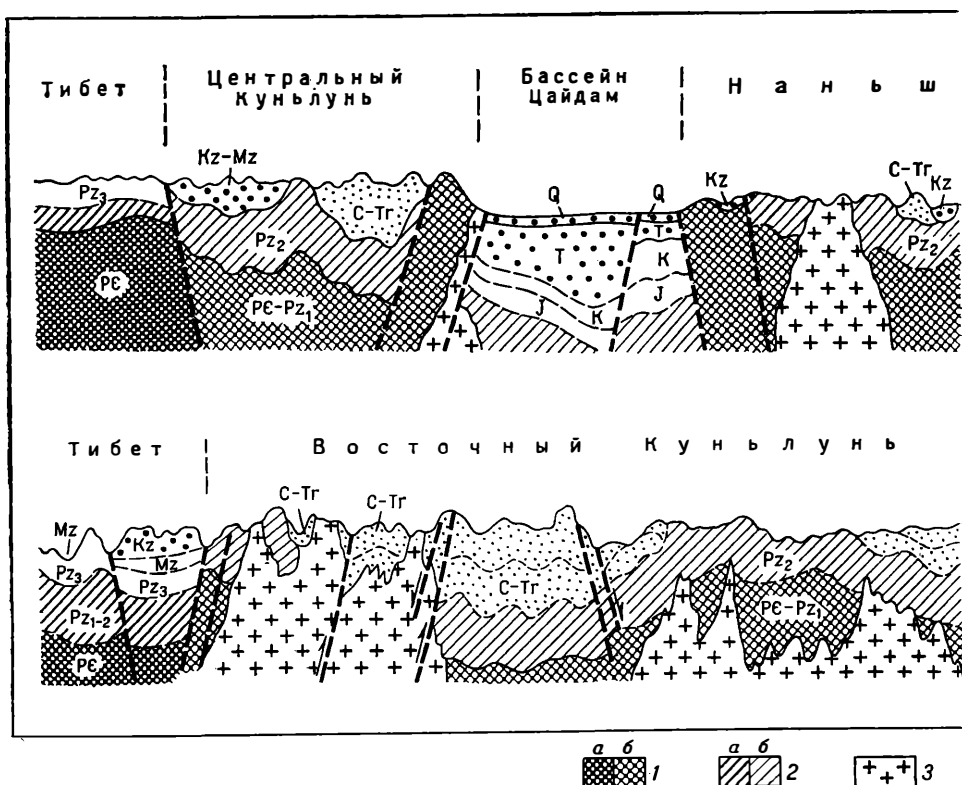
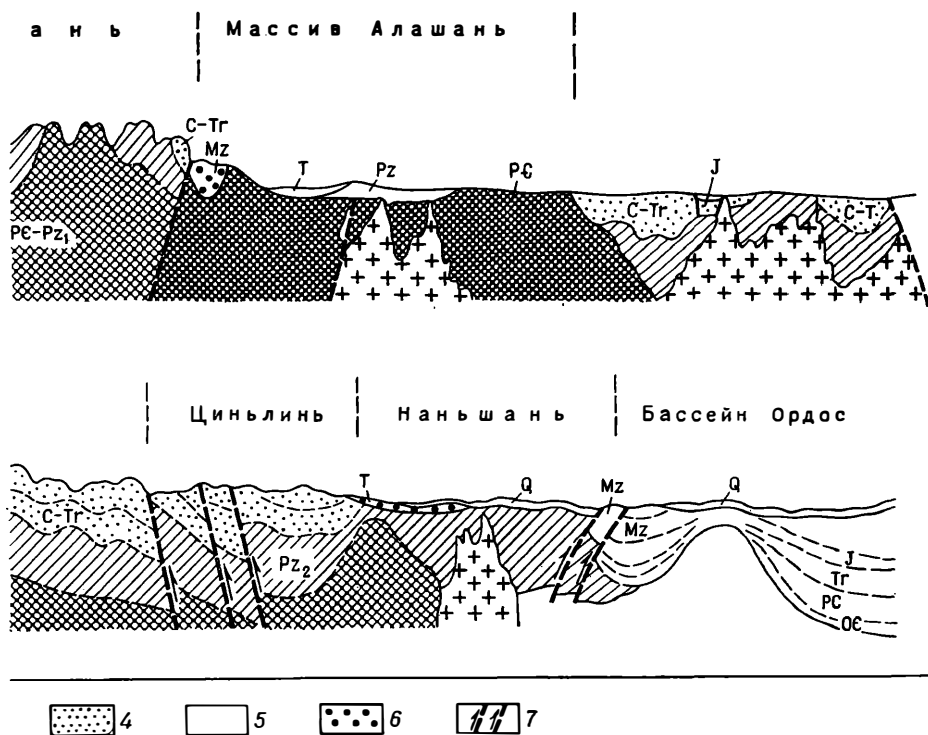


Рис. 66. Геологические профили через Куньлуньскую складчатую систему (по М. Термену, с изменениями)

1 — мезометаморфический комплекс: а — докембрийский, б — позднедокембрийский — нижнепалеозойский; 2 — эпиметаморфический комплекс: а — нижне-среднепалеозойский, б — среднепалеозойский; 3 — герцинские гранитоиды; 4 — позднепалеозойский — триасовый складчатый комплекс; 5 — платформенный чехол; 6 — кайнозойская моласса; 7 — разломы

Подобно Куньлуню, Центральная зона Цияньшаня' сложена раннедокембрийским (нижнепротерозойским) метаморфическим комплексом, перекрытым синийским платформенным чехлом. Северная зона Цияньшаня отделена от Центральной крупным разломом; разрез этой зоны носит четко выраженный эвгеосинклинальный характер и в его основании залегает офиолитовая ассоциация нижнего кембрия (и, вероятно, венда). Выше в разрезе кембрия и ордовика появляются вулканы уже не только основного, но и среднего состава и наряду с ними кремни, кремнистые известняки, известняки с мелководной фауной и терригенные породы, в том числе крупнообломочные; местами они находятся во флишевом чередовании. Вулканы верхнего ордовика представлены уже в основном андезитами. Силурийские отложения зоны на западе носят отчетливо молассовый характер и состоят из красноцветных песчаников и сланцев; восточнее они в основном еще зеленоцветные, но также представляют собой мощную (3—4 км) нижнюю молассу, вмещающую небольшие силлы, дайки и штоки щелочных пород. Силурийские слои относительно слабо деформированы, в то время как кембрий и ордовик испытали чрезвычайно интенсивные деформации, в том числе надвиговые, а также зеленосланцевый метаморфизм. Таким образом, первая фаза каледонских деформаций проявилась уже перед силуром (более ранние движения, возможно, имели место еще перед ордовиком); вторая фаза относится к концу силура — началу девона и с ней совпадает внедрение второй, батолитовой генерации каледонских гранитоидов, в то время как первая их генерация является, вероятно, досилурийской. Верхнедевонские конгломераты



ты, несогласно перекрывающие все более древние образования, представляют, очевидно, верхнюю каледонскую молассу.

Южная зона Цилиньшаня также в основном сложена нижнепалеозойским эвгеосинклинальным комплексом очень большой мощности, но несколько отличным от одновозрастного комплекса северной зоны, прежде всего по более слабому развитию вулканических пород и ультрабазитов. Офиолиты залегают здесь в составе шарьяжных пластин, возможно переброшенных из Северной зоны. Основная часть нижнепалеозойского разреза состоит из песчаников и сланцев зеленых оттенков с резко подчиненным содержанием туфов и кремней.

В рассматриваемой зоне также известны несогласно залегающие верхнедевонские конгломераты; они начинают собой платформенный комплекс осадков, включающий морской нижний карбон (песчаники, аргиллиты, известняки), паралический угленосный верхний карбон и нижнюю пермь, континентальные песчаники верхней перми и грубообломочные, вторичноорогенные образования триаса. Вся эта последовательность выполняет, в частности, передовой прогиб Хэси (Гуанси), отделяющий Цилиньшань (Наньшань) от Алашаньской глыбы Северо-Китайской платформы, наложенный в основном на край последней и выраженный в рельефе продольной депрессией — коридором Хэси. Выше верхнего палеозоя и нижнего мезозоя здесь залегает довольно мощная толща кайнозойской вторично-орогенной молассы.

Гораздо более глубокий прогиб — тыльный сопровождает Цилиньшань с юго-запада, со стороны Цайдамской впадины. Он выполнен кайнозойской молассой, начиная с олигоцена общей мощностью более 6 км. Слои смяты в гребневидные и куполообразные асимметричные складки северо-западного простираения на западе, восток-юго-восточного на востоке.

В юго-восточной части Цияньшаня существует еще весьма своеобразная наложенная структура триасового возраста — Южно-Кукунорский (Цинхайский) грабен-синклинорий. В отличие от триаса, развитого на других участках Цияньшаня, образовавшегося в континентальных условиях, имеющего грубообломочный состав и ограниченную мощность, развитый здесь терригенный триас морской, флишевый или флишеподобный мощностью более 4 км. Упоминается о присутствии основных вулканитов и даже ультрабазитов. Складчатость в центральной части синклинория линейного типа, породы несколько метаморфизованы. По всем этим признакам Южно-Кукунорская структура весьма сходна с триасовой тафрогеосинклиналью Бенди-Туркестана в западной части рассматриваемой системы, а также аналогичными структурами фундамента Туранской и Скифской плит. На юго-востоке Южно-Кукунорский синклинорий первично открывался, очевидно, в обширную область триасовых погружений к югу от Куньлуня, к востоку от Тибета и к западу от Луньмэншаня.

Цайдамская вторично-орогенная впадина выполнена в основном кайнозойской молассой, которая достигает наибольшей мощности по периферии, в Предцияньшанском и Предкуньлунском прогибах. Моласса эта подстилается более неравномерно развитыми меловыми (1,8 км) и юрскими (2—6 км) континентальными обломочными образованиями. Складчатые деформации также более интенсивные в периферических прогибах, где они относятся к промежуточному типу, и выражены пологими куполовидными поднятиями в центральной части впадины.

7. Циньлинский сегмент

Последним к востоку сегментом рассматриваемой складчатой геосинклинальной системы является складчатое сооружение Циньлина, глубоко вклинивающееся в Китайскую платформу и подразделяющее ее на две самостоятельные глыбы — Северо-Китайскую (Китайско-Корейскую) и Южно-Китайскую.

В строении Циньлина принято различать три основные зоны: две периферические считаются каледонскими, а центральная — герцинской. Северная зона Циньлина составляет очевидное продолжение Северной же зоны Цияньшаня, и, подобно последней, ее геосинклинальный комплекс отвечает нижнему палеозою (включая силур) и, вероятно, самым верхам протерозоя и состоит из терригенных и вулканогенных пород большой мощности, до 10 км, претерпевших метаморфизм, скорее зональный, чем региональный. Присутствие полнокристаллических ультрабазитов и базитов, а также спилитов, диабазов и кератофиров позволяет предполагать развитие в основании комплекса офиолитовой ассоциации. Вулканиты среднего и кислого состава приурочены к более верхним горизонтам, а флиш занимает верхнюю часть разреза и, судя по появлению прослоев углей, переходит в нижнюю молассу (силур?). Геосинклинальный комплекс несогласно перекрывается нижнедевонскими известняками, чем и определяется каледонский возраст заключительных деформаций. Деформации эти достигают значительной интенсивности; в особенности в южной части зоны развиты крупные надвиги, направленные к югу.

Северная зона Циньлина насыщена батолитовыми интрузиями гранитоидов, среди которых довольно широко распространены синтектонические гнейсовидные граниты. Возраст этих гранитов определяется как каледонский. Наряду с древними гранитами здесь имеются значительно более молодые — мезозойские.

Геосинклинальный комплекс Южной зоны Циньлина в общем одновозрастен комплексу Северной зоны, а сама Южная зона лежит на

продолжении Восточного Куньлуня. Ее разрез отличается меньшим развитием вулканогенных пород, но вместе с тем на карте отмечено довольно большое число мелких тел базитов и ультрабазитов. В разрезе более определенно, чем на севере, выделяется силур; девон, а местами прямо карбон залегают и здесь несогласно на геосинклинальном комплексе.

Структура Южной зоны еще более напряженная, чем Северной, и характеризуется общим движением масс по надвигам, переходящим, видимо, в шарьяжи в южном направлении, особенно в восточной части, где вырисовывается характерная выпуклая к югу дуга слоев нижнего и среднего палеозоя. Однако то обстоятельство, что по периферии фронтального надвига в складки смяты пермские и триасовые слои северного крыла Сычуанской синеклизы указывает на очень молодой возраст заключительных движений.

Центральная зона Циньлиня имеет общий синклинорный характер и сложена в основном мощными отложениями девона и карбона; местами сохранились осадки перми и триаса. Девон залегают несогласно на карбонатном, платформенного типа комплексе синия — силура мощностью от 1000 до 2400 м. По периферии синклинория девон носит молассовый характер, в его центральной части моласса замещается отложениями флишевого типа или терригенного или карбонатного состава. Карбон и пермь представлены либо карбонатными, либо флишоидными карбонатно-терригенными образованиями, причем карбон залегают несогласно на девоне; перерыв местами охватывает весь нижний карбон. Мощность девонско-пермского комплекса составляет от 1,5—2 до 8—9 км. Деформации неравномерны, преимущественно промежуточного типа, отложения местами метаморфизованы, имеются гранитные плутоны, некоторые из них крупные, раннемезозойского (индосинийского, T/J) возраста. В пределах Северного Циньлиня имеются мелкие впадины, выполненные угленосным карбоном, в Южном Циньлине трансгрессивный нижний карбон сложен известняками, как и нижняя пермь; выше залегают угленосная свита перми.

Начиная с юры Циньлин испытывает поднятие, особенно усилившееся на новейшем этапе. Это поднятие сопровождалось образованием мелких грабен, выполненных угленосным мезозоем и красноцветным кайнозоем. Новейшее поднятие было асимметричным, наибольшим в северной части Циньлиня, где современные высоты превышают 4 км; хребет здесь отделен высоким уступом от продольного грабена долины р. Вейхэ, выполненного четвертичными осадками. Этот уступ совпадает с молодым активным надвигом Циньлиня на грабен Вейхэ, проявляющимся землетрясениями и горячими источниками.

8. Основные этапы развития

Слабая изученность рассмотренной геосинклинальной системы служит серьезной помехой в восстановлении ее несомненно достаточно сложной тектонической истории. Поэтому придется ограничиться лишь попыткой наметить некоторые основные ее вехи, которые могут считаться наиболее достоверными.

Паропамиз-Циньлинская система расположена в непосредственном обрамлении Китайской платформы и одновременно составляет северную окраину позднепротерозойско-палеозойского Средиземноморского геосинклинального пояса. Присутствие в большинстве складчатых сооружений системы центральной зоны с выходом на поверхность (Северный Памир, Куньлунь) или неглубоким залеганием (Циньлин) древнего кристаллического основания показывает, что она скорее всего заложилась в позднем докембрии на древней континентальной коре, составлявшей единое целое с фундаментом Китайской платформы. При

этом кора центральной полосы системы оказалась отделенной от основного тела этой платформы полосой бассейнов типа окраинных морей с корой океанического типа, реликты которой представлены офиолитовой ассоциацией северных зон Цияньшаня и Циньлина. Время образования этих бассейнов в двух последних сегментах скорее всего вендско-раннекембрийское; в Западном Куньлуне оно может быть более ранним — рифейским.

Полоса древней континентальной коры в тылу северной зоны бассейнов с корой океанического типа может рассматриваться как образование типа микроконтинента. Существование пространства с океанической корой к югу от этой полосы наиболее определенно намечается в Ишибулакской зоне Северного Памира с ее доордовикскими офиолитами, а также по отдельным выходам офиолитов в зоне Главного Гиндукушского разлома на западе и на южных склонах Куньлуня и Циньлина на востоке.

Северная зона окраинных морей не могла быть очень широкой, так как в зоне микроконтинентов рифей (синий) и нижний палеозой сохраняют северокаитайский тип, характерный для лежавшей к северу платформы.

Представляет существенный интерес вопрос о том, что происходит или, вернее, происходило с рассматриваемой системой на восток от Циньлина. В китайской литературе указывается, что палеозойские отложения в восточном направлении приобретают все более платформенный характер; как отмечалось в предыдущей главе, на смену Циньлиню далее к востоку приходит глыбовая структура Дабэйшаня с выведенным на поверхность древним сиалическим фундаментом, подобным фундаменту Китайской платформы. Это как будто означает, что описываемая геосинклинальная система кончается здесь тупиком, обрезаясь, скорее всего, поперечным разломом, затем скрытым под Суньфынской впадиной. Нельзя, впрочем, считать исключенным, что геосинклинальная структура Циньлина все же продолжалась первично на восток на соединение с Тихоокеанским поясом и что след этого соединения надо искать в одном из тектонических швов, ограничивающих Дабэйшань с севера и с юга.

В связи с этим интересно, что и эвгеосинклинальная зона Цияньшаня кончается тупиком на северо-западе, упираясь в древнюю континентальную глыбу. Однако здесь это, скорее всего, результат относительного смещения Цияньшаня к северо-востоку по Главному Алтын-тагскому сдвигу. До этого смещения Северная зона Цияньшаня могла лежать на прямом продолжении Центрального Куньлуня.

Каледонский (венд-девон) этап геосинклинального развития выражен типичной последовательностью событий в восточной половине системы, в Куньлуне, Цияньшане и Циньлине. Здесь офиолитовая ассоциация венда (рифей) — раннего кембрия сменяется вулканитами остро-водужного типа и затем флишем в более высоких горизонтах кембрия и ордовика и нижней молассой (местами еще флишем) в силуре. Общая мощность осадков достигает десятка километров, интенсивность деформаций очень значительна, по крайней мере в Циньлине они доходят до образования шарьяжей, наблюдается заметный региональный метаморфизм и формируются плутоны гранитов. Эти процессы завершаются в девоне горообразованием, документированным грубой красноцветной молассой. Однако степень распространения этой молассы и ее мощность свидетельствуют о некоторой ограниченности области, затронутой горообразованием. Во всяком случае, уже в девоне сплошность континентальной коры была восстановлена на всей площади системы. В связи с этим на востоке Южно-Китайская платформа сомкнулась с Северо-Китайской, и разрез второй половины палеозоя имеет в пределах системы, как отмечают китайские исследо-

ватели, южнокитайский характер, в противоположность нижнему палеозою.

Герцинский этап (карбон — пермь). Начиная с карбона на значительной части восточной половины системы, за исключением южной периферии Куньлуня и Центральной зоны Циньлиня, установился платформенный или по крайней мере квазиплатформенный режим с накоплением шельфовых терригенно-карбонатных или паралических угленосных формаций. Некоторое исключение составляет прогиб Центрального Циньлиня, представлявший интракратонную геосинклиналь с накоплением очень мощных (до 8—9 км) флишеидных карбонатно-терригенных формаций. Существенно иной была тенденция развития западных сегментов системы — Северного Памира и Афганского Бадахшана, где в раннем карбоне проявилась деструкция континентальной коры с образованием бассейна типа Красного моря или, скорее, Аденского залива. С. В. Руженцев и др. (1977) подчеркивают, что петрохимически карбоновые магматиты Северного Памира отличаются от типично океанических магматитов и, следовательно, это не был настоящий океанический бассейн. Остается не вполне ясной причина большого сходства разновозрастных офиолитовых ассоциаций Северного Памира и Южного Гиссара, поскольку они должны были быть разделены крупной глыбой древней континентальной коры — Афгано-Таджикским массивом. Скорее всего, раскрытие квазиокеанических бассейнов по обе стороны этого массива происходило синхронно в связи с общими геодинамическими условиями.

Уже перед средним карбоном растяжение в западной части системы сменилось сжатием, проявившимся в интенсивных складчато-надвиговых деформациях, затронувших Афганский Бадахшан и Северный Памир и сопровождавшихся становлением интрузивного комплекса гранитоидов. Именно к этой эпохе диастрофизма относится образование шарьяжей Северного Памира. В восточном направлении интенсивность герцинских деформаций, видимо, ослабевает; гранитоиды, широко распространенные на всем протяжении Куньлуня, считаются позднедевонскими, т. е. фактически завершают еще каледонское развитие. В некоторых районах Цияньшаня и Циньлиня отмечено несогласие между девоном и карбоном.

Поздний палеозой в Северном Афганистане, Северном Памире и Куньлуне отвечает орогенному этапу развития с накоплением по обе стороны складчатой системы мощного молассового комплекса. В этом комплексе средний и верхний карбон и нижняя пермь образуют нижнюю морскую сероцветную молассу, а верхняя пермь (и верхи P_1 ?) и местами нижний триас — верхнюю континентальную красноцветную; как та, так и другая содержат в подчиненном количестве вулканогенный материал преимущественно среднего состава. На южной окраине Таримского массива нижняя моласса (C_{2+3} — низы P_1) замещается желководно-морской карбонатной формацией, верхняя моласса (верхи P_1 — P_2) — пестроцветной паралической терригенно-карбонатной.

В завершающую стадию герцинского цикла на западе, преимущественно в южной зоне системы, возникли многочисленные и крупные плутоны гранитоидов. Их первая фаза — нормальные граниты — была синтетектонической, вторая, со щелочным уклоном — посттектонической. В Цияньшане и Циньлине граниты этого возраста используются лишь весьма ограниченным распространением; в Цияньшане они известны лишь на юге. Заключительные складчатые деформации палеозойских отложений произошли здесь, вероятно, уже в триасе, скорее всего в конце триаса. В Циньлине и юго-восточном Цияньшане эти деформации достигли максимальной интенсивности, в Циньлине — с образованием шарьяжей южного направления.

Раннекимммерийский этап (триас). Самостоятельное значение этого этапа проявилось на двух противоположных флангах системы — в Северном Афганистане и в юго-восточном Цияньшане. В обоих районах в начале триаса возникли глубокие, ограниченные разломами прогибы — тафрогеосинклинали, заполнявшиеся морскими терригенными отложениями флишоидного строения; образование этих прогибов сопровождалось подводным вулканизмом, а их выполнение испытало складчатые деформации и некоторый метаморфизм в конце триаса — начале юры. В Северном Афганистане это развитие закончилось формированием краевого вулканического (вулcano-плутонического) пояса. Раннекимммерийские гранитоиды известны и на востоке, в южном Циньлине. Надо полагать, что причиной всех этих процессов было превращение Паропамиз-Циньлинской системы к концу палеозоя в континентальную окраину андского типа, с сейсмофокальной зоной Заварицкого — Беньофа, наклоненной к северу, и растяжением и вулканизмом над этой зоной.

Позднекимммерийский — раннеальпийский этап (юра — эоцен). Тектонический режим этого этапа был не вполне одинаковым на разных участках системы, но в целом он отличался лишь относительным затуханием тектонической активности. Только для Северного Памира и Западного Куньлуня можно предполагать господство в течение всего этого времени условий, близких к платформенным, судя по небольшой суммарной мощности (на востоке немногим более 1 км) и составу лейас-эоценовых отложений Алайско-Яркендского прогиба. Западнее, в Северном Афганистане, формирование раннекимммерийского складчатого сооружения Бенди-Туркестана сопровождалось образованием к северу от него прогиба с накоплением мощной молассоидной угленосной толщи лейаса — доггера. На востоке довольно грубообломочный состав юрских отложений внутренних грабен Куньлуня, Алтынтага и Циньлиня, а также Цайдама и прогиба Хэси перед Цияньшаном свидетельствует о проявлении вертикальных движений умеренной интенсивности.

В западной и центральной частях системы заметное оживление восходящих движений наблюдается в начале мела; оно знаменуется прерывом между юрой и мелом, выпадением из разреза значительной части нижнего мела, грубообломочным и континентальным характером отложений верхов нижнего мела, а также сеномана. Эта активизация поднятий явно совпадает с позднекимммерийским орогенезом в Центральном Афганистане, Центральном и Южном Памире и Каракоруме, в результате которого край континента отодвинулся еще дальше к югу и снова возникла обстановка андского типа.

Судя по имеющимся данным, сходным образом развивались события на восточном фланге системы. Подтверждением этого является, в частности, широкое развитие позднекимммерийских гранитоидов на южном и юго-восточном погружении Куньлуня и особенно в Циньлине. Эта зона развития гранитоидов на востоке смыкается с поясом гранитов того же возраста, простирающимся вдоль западной периферии Тихоокеанского кольца.

После этой волны активизации на протяжении большей части позднего мела и раннего палеогена наступил, вероятно, некоторый спад тектонической активности и общее снижение рельефа. Новое резкое изменение тектонического режима произошло в конце эоцена; на этом рубеже Паропамиз-Циньлинская система вступает в неотектонический этап своего развития — этап новейшего орогенеза.

Неотектонический орогенный этап (олигоцен — квартер). На этапе новейшего орогенеза Афганский Бадахшан, Северный Памир и Куньлунь испытали интенсивнейшее воздымание и превратились в одну из высочайших горных систем Центральной Азии с вершинами, почти достигающими 8 км. Это воздымание нарастало во времени; в течение

первой стадии, в олигоцене — миоцене оно было еще довольно умеренным, судя по преобладающе мелкообломочному составу и небольшой мощности нижней красноцветной континентальной молассы Предбадахшано-Куньлуньского прогиба. На второй стадии, в плиocene скорость поднятия возросла примерно вдвое, в разрезе преобладание переходит к конгломератам, а на третьей, в четвертичное время поднятие достигло своего максимума. В Западном Куньлуне раннечетвертичная денудационная поверхность поднята на абсолютную высоту более 3 км (Казьмин, Фараджев, 1961), т. е. более трети общей амплитуды поднятий за неотектонический этап приходится на последние 0,5 млн. лет. На границах стадий отмечается усиление складчато-надвиговых деформаций, вызывающее образование несогласий в молассовом комплексе.

Начало новейшего орогенеза на Северном Памире и в Куньлуне совпало с полным замыканием лежавшего южнее отрезка Тетиса и включением Индостанской платформы в состав Азиатского континента. Современная конфигурация Паропамиз-Куньлуньской системы в виде резко выпуклой к северу дуги обязана прежде всего смещениям по Афгано-Памирскому и Памиро-Карокорумскому сдвигам. Центральный, Северо-Памирский сегмент системы оказался выдвинутым наиболее далеко к северу и слагающие его фронтальную часть мезо-кайнозойские отложения южного борта Алайского прогиба (Памиро-Алайская зона) испытали интенсивные изоклинально-чешуйчатые деформации, кливаж и общее надвигание к северу вдоль Вахшского разлома. В свою очередь с юга на них надвинут палеозой Северного Памира. Эти процессы продолжаются и в современную эпоху, о чем свидетельствует исключительно высокая сейсмичность региона, в особенности вдоль Афгано-Памирского сдвига и Вахшского надвига. Анализ сейсмичности показывает (Лукк, Гангнус, 1974), что фокальная поверхность круто падает под Памир, достигая глубины 250 км. По сообщению тех же исследователей, лазерные наблюдения на Гармском полигоне установили современное надвигание Памира к северу со скоростью 2 см/год. Данные глубинного сейсмосондирования, недавно обнаружившего здесь удвоение поверхности Мохоровичича, могут быть интерпретированы в том смысле, что повышенная мощность коры на Северном Памире действительно представляет результат ее сдвоения по надвигу в сторону Тянь-Шаня.

На восточном, Куньлуньском фланге дуги надвигание к северу постепенно затухает. В Западном Куньлуне оно еще довольно отчетливо выражено в южном борту Предкуньлуньского прогиба. В самом прогибе его следствием являются складчатые деформации этого борта, затрагивающие даже нижнесреднечетвертичные флювиогляциальные отложения, в которых наблюдаются брахиантиклинали высотой до 250—300 м (Казьмин, Фараджев, 1961).

Аналогичное происхождение, связанное с надвиганием Памира, может иметь складчатость Афгано-Таджикской впадины, прилегающей к Северо-Памирскому сегменту с северо-запада. Дополнительную роль в образовании Таджикской впадины могли играть правосдвиговые перемещения по Гиссарскому разлому.

К западу от Афгано-Памирского сдвига, в Паропамизском сегменте надвигание к северу скачкообразно замещается надвиганием к югу (вернее, поддвигом с юга). С этим связан шарьяж палеозойских и мезозойских толщ Паропамиза вдоль Главного Гиндукушского разлома на несколько десятков километров к югу на отложения Хазараджата, включая неогеновую молассу (Сборщиков и др., 1974). Аналогичное надвигание характерно и для южного ограничения Северного Памира. Это Танымасский надвиг, развивающийся на прямом продолжении Главного Гиндукушского разлома.

К востоку от Центрального Куньлуня наиболее эффектными проявлениями новейших движений явилось образование Алтынтагского сдвига, складчатые деформации молассового выполнения Цайдамской впадины, а также надвиг Циньлиня на грабен Вэйхе, равно как и образование самого этого грабена. Вместе с тем севернее и восточнее Куньлуня амплитуда новейших поднятий заметно снижается и в пределах не превышает 4—6 км, что, однако, также представляет значительную величину.

Как показали Г. Молнар и П. Тапонье (Molnar а. Tarronprier, 1975) и в несколько отличных вариантах другие исследователи, эти деформации также могут быть поставлены в связь с коллизией Индостанской плиты с Евразийской, вернее с аггломератом более мелких плит, составляющих Центральную и Восточную Азию. К этому вопросу, частично уже затронутому в главе V, автор рассчитывает вернуться в следующей книге своего труда, поскольку в полном объеме анализ данного вопроса невозможен без разбора строения Тибета и Гималаев.

9. Афгано-Таджикская межгорная впадина

Глубокая в основном за счет новейших олигоцен-четвертичных погружений Афгано-Таджикская впадина находится в крайнем восточном углу Туранской плиты и разделяет молодые горные сооружения Южного Тянь-Шаня и Северного Афганистана — Памира. На северо-востоке она постепенно сужается и переходит в Алайский прогиб между Тянь-Шанем и Памиром, а на северо-западе почти полностью замыкается Байсунским поднятием (горст-мегантиклиналь) юго-западных отрогов Гиссара, и лишь узкий «пролив» к югу от Амударьи соединяет Афгано-Таджикскую впадину с Восточно-Туркменской синеклизой Туранской плиты, точнее с ее Мургабской впадиной (рис. 67).

Вплоть до олигоцена развитие территории Афгано-Таджикской впадины было тесно связано с развитием Туранской плиты и, подобно последней, протекало в основном в платформенном режиме. Однако уже с начала юры и особенно в периоды ранне- и позднекиммерийской активизации (ранняя — средняя юра, титон — готерив) Афгано-Таджикский участок плиты обнаруживал несколько повышенную тектоническую активность. Это дало основание Л. Б. Вонгазу (1972) отнести возникновение Афгано-Таджикской впадины в границах, близких к современным, к ранней — средней юре. Мощность сероцветной, в основном континентальной и крупнообломочной (от конгломератов до алевролитов) угленосной формации J_{1+2} не превышает, однако, 1 км. Она перекрывается морской шельфовой карбонатной формацией келловей — киммериджа, мощностью также до 1 км, за которой следует играющая существенную роль в формировании складчатой структуры эвапоритовая формация титона — берриаса (до 2 км), замещаемая к периферии впадины и перекрываемая лагунно-континентальными красноцветами, в верхней части валанжин-готеривского возраста. Выше залегает морская и относительно глубоководная карбонатно-глинистая формация баррема — маастрихта (до 2 км), отделенная от сходной формации палеоцен-эоцена (до 1 км) маломощной лагунно-морской красноцветной гипсоносной формацией дания — нижнего палеоцена. Погружение впадины резко усилилось с олигоцена и особенно плиоцена; олигоцену — миоцену отвечает нижняя красноцветная и относительно менее грубая (глины, песчаники, конгломераты) моласса мощностью до 3 км, а плиоцену — квартеру — верхняя грубая сероцветная моласса мощностью до 4 км.

О фундаменте Афгано-Таджикской впадины можно судить по его обнажениям в Байсунском и Кугитангском выступах на северо-западе и хр. Каратегин в северном обрамлении, где он представлен раннедо-

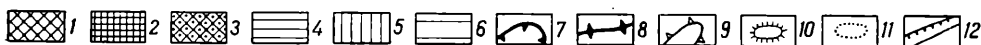
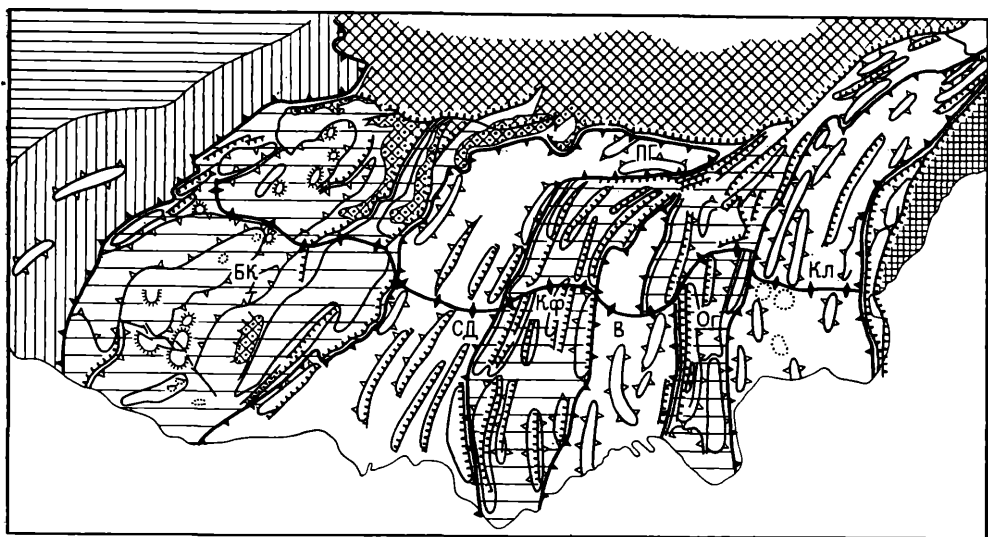


Рис. 67. Тектоническая схема советской части Афгано-Таджикской впадины (по М. И. Варенцову, З. И. Алешиной, Г. Е. Корниенко, упрощено).

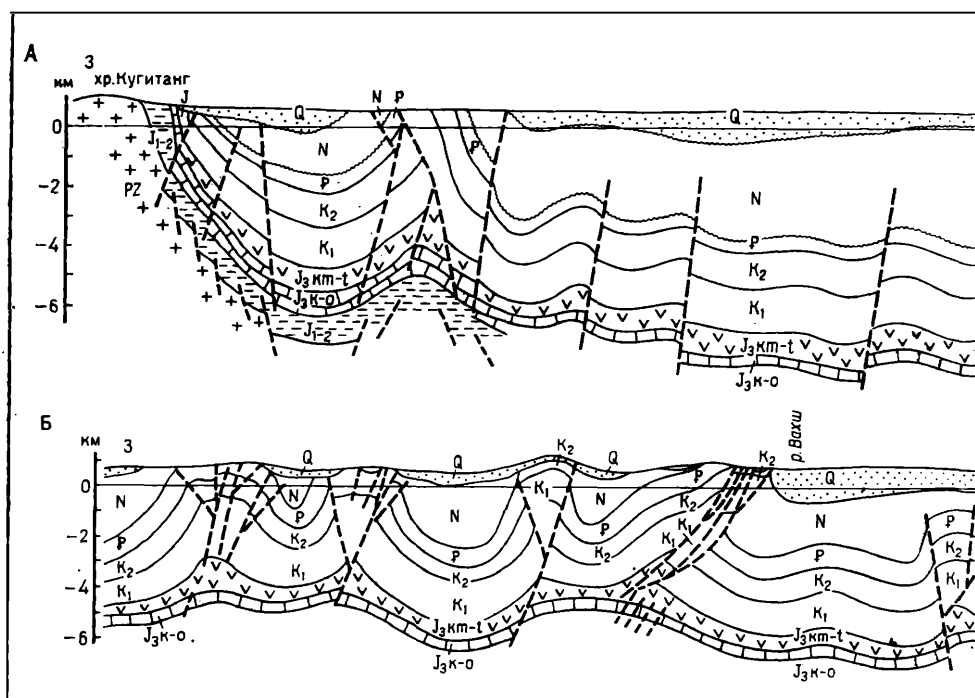
1 — Тяньшанская складчатая система; 2 — Памирская складчатая система; 3 — выходы на поверхность докембрийских пород в Байсун-Кугитангском антиклинории; 4 — Туранская плита; 5 — Бешкентский прогиб; 6 — антиклинории Таджикской впадины; 7 — синклинии Таджикской впадины; 8 — граница между северной и южной частями впадины; 9 — антиклинальные зоны; 10 — брахи-антиклинальные поднятия и купола; 11 — соляные купола; 12 — разрывные нарушения: а — взбросо-надвиги, б — прочие разломы

БК — Байсун-Кугитангский антиклинорий, С — Сурхандарьинский синклиний, КФ — Кафирниганский антиклинорий, В — Вахшский синклиний, ОГ — Обигармский антиклинорий, КЛ — Кулябский синклиний, Пг — Предгиссарский прогиб

кембрийскими гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами и амфиболитами с интрузиями гранитов. Геофизические данные позволяют распространить эти сведения почти на всю северную часть впадины и считать, что она представляет восточное окончание крупного срединного массива в составе палеозойского геосинклинального пояса, который продолжается на западе в Туркмению и получил название Каракум-Таджикского массива. Южная часть впадины начиная с современной долины Амударьи расположена, однако, на более молодом основании, принадлежащем палеозойским складчатым комплексам Афгано-Памиро-Кульнунской системы.

В северной половине таджикской части впадины на докембрийском фундаменте массива местами сохранился осадочно-вулканогенный чехол, состоящий из обломочных образований, известняков, средних и кислых вулканитов нижнего карбона, красноцветной молассы, отчасти вулканогенной пермо-триасового возраста.

Структурный план Афгано-Таджикской впадины в течение первой половины мезозоя, как впервые показал С. А. Захаров, был подчинен широтной ориентировке структуры фундамента. Но уже в ранней — средней юре наметилось Байсунское поднятие северо-северо-восточного простирания, отделившее рассматриваемую впадину от остальной Туранской плиты. Поднятие это в течение малым-неокома постепенно разрасталось к югу, но вплоть до аптского века ось впадины устойчиво простиралась в широтном направлении примерно вдоль Амударьи, поворачивая на востоке к северо-востоку, в направлении Алайской долины. В апте начинается дифференциация впадины на западную и восточную части, между которыми постепенно оформляется меридиональное Кафирниганское поднятие, в современной структуре представленное одноименным антиклинорием. Прогиб между Кафирни-



ганским и Байсунским поднятиями дал начало на новейшем этапе Сурханскому синклинорию. Начиная с позднего сенона восточный прогиб, сопряженный с Памиром и Бадахшаном, стал значительно опережать по скорости погружения западный. В дальнейшем этот прогиб вследствие инверсии его осевой части разделился на два — западный, Яванский, и восточный, Кулябский (Яхсуйский), разделенные Вахшским поднятием, соответственно преобразованные затем в одноименные синклинории и антиклинории. Только Кафирниганской антиклинорий в виде полого выпуклой к западу дуги пересекает всю впадину, достигая и частично как бы внедряясь в Северо-Афганское поднятие широтного простирания. Вахшский антиклинорий затухает к югу от р. Пяндж, и разделенные им прогибы сливаются в единый прогиб. Кулябский прогиб и это его продолжение представляют предгорный прогиб Памира и Бадахшана, заполненный толщей моласс, особенно верхних огромной (до 10—12 км и даже 20 км по некоторым данным) мощности.

Складчатая структура Афгано-Таджикской впадины первоначально, по данным геологической съемки, считалась достаточно простой, но бурение обнаружило, что складки осложнены значительными надвигами с возможным перемещением более десятка километров. Наиболее сложной оказалась веерообразная структура антиклинорий, относительно более простой структура синклинорий (рис. 68). Несомненно значительная дисгармония соленосного и надсолевого комплекса и большая сложность их строения по отношению к подсолевому комплексу чехла и особенно фундаменту. Однако вряд ли справедливо считать подсолевой комплекс и фундамент залегающими субгоризонтально. Этому противоречит значительная складчато-блоковая деформация фундамента в Байсунском антиклинории и признаки длительного конседиментационного роста Кафирниганского антиклинория.

На севере оси складок сближаются и отгибаются к северо-востоку и востоку, в конечном счете утыкаясь в Южно-Гиссарский разлом — элемент Сарматско-Туранского линеамента. Наоборот, они несколько

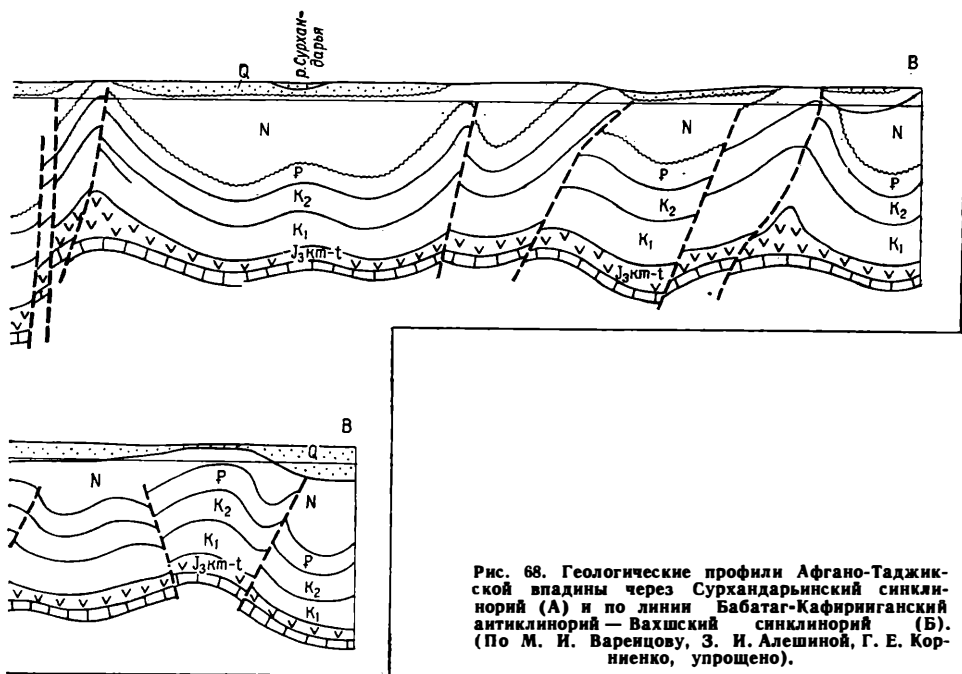


Рис. 68. Геологические профили Афгано-Таджикской впадины через Сурхандарьинский синклиниорий (А) и по линии Бабатаг-Кафиринганский антиклиниорий — Вахшский синклиниорий (Б). (По М. И. Варенцову, З. И. Алешиной, Г. Е. Корниенко, упрощено).

расходятся и затухают к югу, в целом образуя то, что уже давно получило название Таджикской виргации. Структурный рисунок наглядно свидетельствует о связи складок, по крайней мере северной части впадины, с правобоковыми смещениями по Южно-Гиссарскому разлому, иначе говоря, с относительным западным смещением Афгано-Таджикского массива к западу, связанным, очевидно, с надвиганием прилегающего фланга Памирской дуги. Вернее, однако, речь должна идти о поддвиге массива под эту дугу, что подтверждается сейсмологическими данными. Западное же смещение коровых масс является, следовательно, лишь поверхностным отражением этого глубинного, подкорового течения вещества.

Афгано-Таджикскую складчатую систему неоднократно, начиная с Н. П. Хераскова, справедливо сравнивали со складчатой зоной Юрских гор, а ее отношение к Памиру с отношением последней к Альпам. Предложенный выше механизм ее формирования также совпадает с механизмом, предлагаемым в настоящее время для Юрских гор, в частности в работах Г. Лаубшера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во МГУ, 1963, с. 241.
 Беляевский Н. А. Основные черты стратиграфии Западного Кунь-Луны. — Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 6, с. 19—30.
 Вуртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 152—172.
 Варенцов М. И., Алешина З. И., Корниенко Г. Е. Тектоника и нефтегазоносность Таджикской впадины. М., Наука, 1977. 108 с.
 Вонгаз Л. Б. О структурно-формационных этапах мезокайнозойского осадочного чехла и развитие структуры Афгано-Таджикской впадины. — Тр. ВНИГНИ, 1972, вып. 122, с. 66—80.
 Вопросы геологии Средней Азии. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 168. Л., 1970, 249 с. (статьи Н. Г. Власова, Г. В. Гниловского; Н. Г. Власова и А. Т. Тарасенко).
 Казьмин В. Г., Фараджев В. А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куньлуны. — Сов. геология, 1961, № 8, с. 45—57.

Карпетов С. С., Сонин И. И., Хаин В. Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента альпийского складчатого пояса Евразии. — Вестн. МГУ, серия геол., 1975, № 3, с. 38—46.

Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я., Пашков Б. Р. Новые данные по стратиграфии докембрийских и палеозойских образований северных предгорий Западного Гиндукуша. — Сов. геология, 1971, № 3, с. 130—136.

Лукк А. А., Гангнус А. А. Глубинные землетрясения в центре материка. — Природа, 1974, № 4, с. 64—73.

Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.

Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 68—80.

Сборщиков И. М., Дронов В. И., Калимулин С. М., Мирзод С. Х. Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1974, № 2, с. 104—115.

Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., Недра, 1976. 203 с.

Стажило-Алексеев К. Ф., Довгаль Ю. М., Чальян М. А., Кочетков А. Я. О связи магматизма с тектоникой в Афганистане. — Сов. геология, 1973, № 6, с. 102—112.

Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., Наука, 1964 (статьи Б. П. Бархатова и Б. Г. Мельника; В. И. Дронова, С. С. Карпетова, И. В. Архипова).

Фараджев В. А. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР). — Геол. сб. Львовского геол. об-ва, 1958, № 5—6, с. 346—366.

Molnar P. a. Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia. Effects of a continental collision. Science, 1975, v. 189, p. 419—426.

Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and tectonics in China. — J. Geoph. Res., 1977, v. 82, № 20, p. 2905—2930.

СУБКОНТИНЕНТ ИНДОСТАН

Глава IX

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И СТРОЕНИЯ ИНДОСТАНА

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В рельефе и общей структуре Евразии Индостан образует самостоятельный субконтинент, имеющий мало общего с остальным материком и вошедший в его состав лишь в послезоценовое время. По своей предыдущей неизмеримо более длительной истории и по особенностям структуры Индостан теснейшим образом связан с материками гондванской группы (само название «Гондвана» происходит от древнего названия индийского княжества), располагаясь между Арабо-Африкой и Австралией. В современных мобилистских реконструкциях Индостан помещают либо между Африкой и Антарктидой, либо между Африкой и Австралией, вставляя между ними еще Мадагаскар. С палеогеографической точки зрения обособление Индостана как континента началось еще в позднем палеозое, но с тектонической точки зрения в поздней юре — раннем мелу на востоке, в конце мела — начале палеогена на западе. Свое современное положение в северном полушарии и в контакте с остальной Азией субконтинент приобрел лишь в эоцене.

Весь Индостан, кроме северных окраин, занятых передовыми прогибами альпийских горных сооружений Киртар — Сулеймана, Хазары — Гималаев и Бирманских цепей, представляет собой древнюю платформу (рис. 69). Шри Ланка является частью той же платформы, обособившейся начиная с эоцена.

Подобно другим платформам гондванской группы Индостанская платформа испытала значительную неотектоническую активизацию и поэтому в целом обладает возвышенным, хотя и выровненным рельефом. В общем это крупная глыба неправильно ромбовидных очертаний, с заостренным и наиболее приподнятым (высоты до 2600—2700 м) южным концом, с резко обрывающимися к Аравийскому морю и Бенгальскому заливу юго-западным и юго-восточным краями и значительно более пологими северными склонами, обращенными к альпийским горным сооружениям и переходящими в их передовые (предгорные) прогибы. Эти склоны могут с полным основанием рассматриваться как зоны мезо-кайнозойских перикратонных опусканий (Муратов, 1964) — Синд-Пенджабская на западе и Западно-Бенгальская на востоке. Более резкие ограничения со стороны Индийского океана несомненно связаны с разломами, вдоль которых с позднего мезозоя развивались периокеанические прогибы — Малабарский на западе, Коромандельский на востоке. Полкский пролив между материком и Шри Ланка, а также Камбейский залив имеют рифтовое происхождение, совпадая по времени формирования с «раскрытием» Индийского океана. Шри Ланка этот небольшой обломок Гондваны поднят до 2500 м над уровнем океана. Центральная часть Индостанской континентальной глыбы на юге несколько прогнута в своей средней части по отношению к краям, выраженным хребтами Западных и Восточных Гат, что весьма напоми-

нает устройство рельефа Южной Африки, а отчасти Южной Америки. Эти понижения, опять же как и на последних материках, заняты впадинами — синеклизами Виндийской, Куддапахской и др., но выполненными исключительно верхнедокембрийскими осадочными толщами. Более молодая, сложенная плато-базальтами (траппами) позднего мела — раннего палеогена огромная Деканская впадина в рельефе выражена одноименным плоскогорьем с несколько вогнутой поверхностью. Прорезающие Индостанскую глыбу глубокие долины рек Нармады, Сон, Дамодара, Маханади и Годавари заложены вдоль позднепалеозойских-раннемезозойских грабенов, подобных грабенам Карру Южной Африки. Шиллонгское плато на крайнем северо-востоке платформы отвечает, подобно Шри Ланка, небольшому обломку, самостоятельному блоку ее фундамента. Некоторые горстовые хребты в северо-центральной части полуострова — Араваллийский, Сатпурский (то же относится к Восточным Гатам) представляют результат обновления новейшими поднятиями весьма древних линейных структурных элементов, омоложенных в позднем докембрии — опять же аналогично Африке.

Большая, центральная, часть Индостанской платформы, не включающая зоны перикратонных и периокеанических опусканий, а также «отторженцы» в виде Шиллонгского плато и Шри Ланка может рассматриваться как Центральнo-Индостанский щит с наложенными на него плоскими позднедокембрийскими синеклизами, позднепалеозойскими — раннемезозойскими и кайнозойскими рифтовыми грабен-прогибами (авлакогенами) и трапповой синеклизой Декана. Широкий линеамент (рифт) Нармада-Сон-Дамодар делит Центральнo-Индостанский щит на северную и южную части, в центре которых находятся соответственно, Банделькандский и Дарварский древние массивы.

Значительная литература по геологии Индостана, точнее Индии, была издана по случаю состоявшейся в Нью-Дели в 1964 г. XXII сессии Международного геологического конгресса (МГК). Впечатления советских геологов от экскурсий по Индостану изложены в сборнике «Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса» (1966). Общий очерк структуры Индостанской платформы был опубликован к конгрессу М. В. Муратовым (1964).

Также к конгрессу в Нью-Дели вышло из печати первое издание тектонической карты Индии в масштабе 1 : 2 000 000 (Д. К. Рэй). Макет второго издания этой карты демонстрировался на XXIV сессии МГК в Монреале. Кроме того, тектоническая карта Индии в масштабе 1 : 2 000 000 была опубликована в 1968 г. индийскими нефтяниками под редакцией Н. А. Еременко и Б. С. Наги. На обеих последних картах ведущее значение в тектонике Индостана придается разломам различных направлений и вся структура страны (включая Гималаи!) рисуется как мозаично-блоковая. Значительный вклад в познание строения осадочного чехла Индостанской платформы внесли советские нефтяники, работавшие как в Индии, так и в Пакистане. Результаты этих работ освещены в книгах Н. А. Калинина (1966) и И. А. Воскресенского и др. (1971).

Глава X

ИНДОСТАНСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ

1. Выступы фундамента

Древний — раннедокембрийский и в основном архейский, местами омоложенный более поздними, но докембрийскими же эндогенными процессами фундамент Индостанской платформы выступает на поверх-

ность на значительной ее площади и поднят на юге субконтинента, а также на о-ве Шри Ланка до высоты 2500—2700 м. В результате значительного объема радиометрических исследований этот фундамент расчленен на ряд комплексов, однако это расчленение не является однозначным у разных исследователей. Поэтому автору пришлось использовать те представления, которые кажутся наиболее правдоподобными в свете имеющегося фактического материала и закономерностей строения докембрия других континентов.

Наиболее современные сводки по докембрию Индостана, его расчленению и корреляции принадлежат К. К. Дару (Dar, 1972), А. Р. Кроуфорду (Crawford, 1969), К. С. Пичамуту (Pichamuthu, 1971), С. Н. Саркару (Sarkar, 1972). Однако, как и на большинстве других платформ (щитов), последовательность пород более или менее надежно устанавливается лишь в пределах отдельных блоков, а корреляция между блоками является предметом дискуссии.

Раджастанско-Банделькандский блок. Этот блок занимает северо-западную часть общей площади выходов фундамента (Индостанского щита); фундамент в его пределах обнажается на западе в Араваллийском хребте юго-запад — северо-восточного простирания (на севере он заканчивается у г. Дели); на юге наблюдается изменение простирания на юго-восточное. После некоторого перерыва, связанного с перекрытием фундамента позднедокембрийским чехлом виндийских осадков, он вновь выступает на востоке блока, где представлен в основном банделькандскими гранитами (гранито-гнейсами), слагающими площадь в 26 тыс. кв. км (1). Радиометрический возраст последних определен в 2550 млн. лет. Их эквивалентом на западе являются граниты Берач, находящиеся в тылу Араваллийской дуги и датированные в 2585 млн. лет. Здесь же обнажается так называемый комплекс полосчатых гнейсов (Banded gneiss complex). Он отделен от «системы Аравалли» — нижней из комплекса геосинклинальных образований, слагающих одноименную горную и складчатую систему, — зоной развития оталькованных ультраосновных и основных пород, т. е. офиолитовым поясом, явно следующим вдоль тектонического контакта.

Полосчатые гнейсы, по данным новейших исследований (Naha a. Halyburton, 1974), представляют собой в основном мигматиты, возникшие по породам системы Аравалли. Возможно, однако, что этот комплекс частично включает и породы основания этой системы, которые местами самостоятельно обнажены в виде гранитов Сарара.

Развитые западнее офиолитового пояса в том же районе Удайпура «конгломераты», рассматривавшиеся как основание араваллийской системы, и свидетельство ее несогласного налегания на полосчатые гнейсы оказались, по крайней мере частично, образованиями типа меланжа (Naha a. Majumdar, 1971), что еще более подчеркивает тектонический характер всей зоны. Собственно система Аравалли начинается пачкой кварцитов; остальной ее разрез слагается огромной толщей интенсивно складчатых в основном глинистых осадков с линзами железистых известняков и мощных черных известняков. Метаморфизм усиливается с востока на запад от неизменных аргиллитов (shales) на восточной границе системы Аравалли через глинистые сланцы (slates) и филлиты до кристаллических сланцев (schists) в центре системы. Широко распространены долеритовые дайки и основные интрузии, представленные амфиболитами и роговообманковыми сланцами, ультраосновные породы, превращенные в тальк и серпентинит¹, и гранит-

¹ Как отмечалось, отношение этих офиолитов к системе Аравалли остается неясным. Их, очевидно, следует рассматривать как офиолитовый шов, отделяющий Араваллийскую складчатую систему от эпиархейского Банделькандского массива.

ные интрузии, вызывающие гранитизацию (Dag, 1972). Поскольку постараваллийские граниты ныне датируются цифрами порядка 2100—1900 млн. лет (Crawford, 1969), возраст системы Аравалли оказывается заключенным в рамки 2600—2000 млн. лет, т. е. отвечает нижнему протерозою советской шкалы, а завершающий ее накопление диастрофизм соответствует эбурнейскому Африки и раннекарельскому Балтийского щита.

Отложения системы Аравалли испытали сперва изоклинальную складчатость близширотного простирання, а затем были повторно смяты в прямые складки северо-северо-восточного направления.

Аналоги системы Аравалли — серия Биджавар и др. окаймляют с юга гранито-гнейсовый массив Бандельканда, протягиваясь в широтном направлении параллельно линеamentу Нармада-Сон (см. ниже).

Образования системы Аравалли на западе перекрываются метакarbonатной серией Райяло, наиболее примечательной породой которой являются знаменитые мраморы Райяло (из них построен Тадж-Махал в Агре), подчиненное место в составе серии занимают глинистые породы, превращенные в гранат-биотитовые сланцы. Представление о том, что серия Райяло трансгрессивно залегает не только на системе Аравалли, но и на полосчатых гнейсах и гранитах Бандельканда ныне оспаривается (Naha a. Halyburton, 1974). Так или иначе формационный характер серии Райяло свидетельствует об общем выравнивании после араваллийского диастрофизма, об установлении квазиплатформенного режима.

Верхним членом разреза складчатой системы хр. Аравалли является «система» Дели, залегающая несогласно на серии Райяло и развитая северо-западнее последней. Ее отложения, начинающиеся конгломератами, образуют трехчленный цикл — внизу это преимущественно кварциты, а также аркозы и гравелиты (серия Альвар), в средней части известняки (серия Кучалгар), в верхней — глинистые породы, превращенные в филлиты, биотитовые сланцы и даже гнейсы (серия Аджабгарх); общая мощность составляет около 6 км.

Породы системы Дели испытали достаточно интенсивную полифазную складчатость нескольких порядков, вплоть до мелких (дециметровой ширины) изоклинальных складок, а также кливаж и метаморфизм в условиях относительно низких давлений и высокой температуры с образованием андалузита, ставролита и граната. В крупных складках преобладает восточная вергентность (Gangopadhvay, 1972).

Система Дели прорвана гранитами; наиболее древние из них граниты Байрат имеют радиометрический возраст 1660 млн. лет. С этой же эпохой магматизма, возможно, связаны основные лавы Гвалиор к северо-западу от Банделькандского массива; они датируются в 1810 ± 200 млн. лет. Таким образом, заключительный для системы Дели диастрофизм произошел, скорее всего, где-то около 1700—1750 млн. лет, т. е. соответствует майомбскому диастрофизму Африки и позднекарельскому Балтийского щита. В целом араваллиды — это карелиды, но они испытали многократное последующее омоложение. На уровне 1490 ± 150 млн. лет они были прорваны нефелиновыми сиенитами Кишангарх, на уровне 1260 млн. лет — пегматитами, На рубеже около 950 млн. лет, т. е. на уровне планетарной гренвилльской тектоно-магматической эпохи, в них оказались внедренными граниты Эринпура, Унтала и Аджмер, а на уровне 850—750 млн. — пегматиты, по радиоактивным минералам которых А. Холмс в свое время ошибочно определил возраст делийского орогенеза в 735 млн. лет.

К востоку от Араваллийской складчатой системы значительную площадь занимает Банделькандский массив гранитов, возникших па-

лингенно-метасоматическим путем за счет архейских толщ — аналогов дарварского комплекса (Prakash et al., 1975). Как Араваллийская система, так и Банделькандский массив прослеживаются на расстояние 150—250 км в северо-восточном направлении под неоген-четвертичным чехлом южной части Индо-Гангской равнины (Ramachandra Rao, 1973).

К югу от Банделькандского массива протягиваются выходы серии Биджавар — аналогов системы Аравалли, состоящей из кварцито-песчаников, кремнистых известняков, глинистых сланцев, железистых кварцитов и отчасти базальтов с силлами и дайками основных пород и внедрениями гранитов.

К западу от Араваллийского хребта складчатое основание Индостанской платформы в общем погружается в направлении долины Инда, но на севере от него отходит крупный отрог северо-западного направления, достигающий района г. Саргода в Пакистане, к югу от Соляного кряжа; по названию последнего этот отрог получил название Саргодийского выступа (Воскресенский и др., 1971). Породы фундамента обнажаются здесь в холмах Кирана, отстоящих более чем на 500 км от хр. Аравалли. Представлены они интенсивно смятыми в СЗ — ЮВ направлении и раздробленными вулканитами — лавами и туфами в основном кислого, отчасти основного состава с подчиненными прослоями осадочных пород. В них внедрены кислые интрузивы, вероятно, субвулканической природы и силы (?) долеритов. Радиометрические определения возраста (Davies a. Crawford, 1971) дали цифру 870 ± 40 млн. лет. Если это не время активизации, то она указывает на существование на крайнем северо-западе платформы складчатой зоны гренвильского возраста, простирающейся перпендикулярно более древней Араваллийской системе. На значительном пространстве к юго-западу от Саргодийского выступа эта зона перекрыта риолитовой серией Малани, точнее, позднесубсеквентной вулcano-плутонической ассоциацией, включающей кислые вулканиты, туфы (игнимбриты) и граниты (Джалор, Сивана). Возраст серии определен радиометрически в 745 ± 10 млн. лет (Crawford, 1970); залегает она достаточно спокойно, составляя основание осадочного чехла.

Южно-Индийский блок. Этот блок занимает основную часть южной Индии — штаты Майсур и Керала, погружаясь на севере под чехол позднепротерозойских осадков и деканских траппов, ограничиваясь на северо-востоке рифтом Годавари, а на востоке — поясом Восточных Гат. Породы, слагающие блок, имеют общее северо-запад — юго-восточное простирание, которое на юге в Керале сменяется юго-запад — северо-восточным, в результате чего вырисовывается дуга, обращенная выпуклостью к южному концу полуострова.

В сложении блока участвуют два основных типа формаций: с одной стороны, метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи, выделяемые в «систему» Дарвар (Dharwar), и, с другой стороны, различные граниты, гранито-гнейсы и гнейсы, известные как «комплекс основания», «полуостровные гнейсы», «гнейсы Чемпион» и т. п. Их возрастные взаимоотношения являются предметом многолетней дискуссии, в которой приняли активное участие посещавшие Южную Индию советские геологи (Лазько, 1966, Муратов, 1964; Салоп, 1966; Моралев и Перфильев, 1972). Проблемам строения «Дарварского кратона» был посвящен в 1974 г. специальный симпозиум в Бангалоре, труды которого опубликованы в «Journal of the Geological Society of India», 1974, vol. 15. № 4.

В 1975 г. был проведен новый симпозиум, краткий отчет о котором опубликован в том же журнале (Viswanathan a. Radhakrishna, 1975). Уже после этого симпозиума, в 1976/77 г. вышла серия новых работ по данной весьма злободневной проблеме.

Метавулканыты и метаосадки дарварской системы образуют ряд полос синклинального строения — зеленокаменных поясов, разделенных полосами выходов гранито-гнейсов («полуостровные гнейсы»). Общая протяженность поля выходов дарварских отложений 600 км при ширине 200 км. На севере дарварская система скрывается под осадками платформенного чехла. На юге сложенный ею мегасинклинорий естественно замыкается. Синклинальный характер залегания, а также присутствие в составе дарварской системы гранитной гальки с возрастом 3250 ± 150 млн. лет указывают на бóльшую древность гранито-гнейсового комплекса по сравнению с супракрустальными породами. Однако гранито-гнейсы деформированы согласно с дарварским комплексом, во многих местах дают с породами последнего интрузивные, секущие контакты и заключают ксенолиты характерных дарварских пород (тальковых сланцев, амфиболитов, железистых кварцитов). К тому же радиометрические возрасты гранитов обычно ниже, чем возраст метаморфитов дарварской системы. Эти двойственные соотношения лучше всего могут быть объяснены тем, что «последарварские гранитоиды локализованы преимущественно в пределах поднятий, разделяющих синклинорные пояса Дарвара, в связи с чем они в основном залегают среди гнейсов додарварского комплекса» (Моралев и Перфильев, 1972) и, вероятно, представляют продукт ремобилизации этого древнего основания. Положение дополнительно усложняется тем, что существует не одна генерация гранитоидов, а несколько и что система Дарвар представляет, видимо, сборное понятие и включает существенно разновозрастные образования.

Б. П. Радхакришна и В. Н. Васудев (Radhakrishna a. Vasudev, 1977) в последнее время выделили из состава дарварской «системы» древнейший, по их мнению, зеленокаменный комплекс под названием с а р с у р с к о г о. Этот комплекс состоит в основном из метаультрамафитов и метабазальтов с подчиненными кварцитами, карбонатами и глиноземистыми породами. Метаморфизм — от высокой ступени амфиболитовой фации до низшей ступени гранулитовой. В изобилии встречаются линзы анортозитов и анортозитовых габбро. Породы претерпели интенсивную деформацию, а также мигматизацию. Эти образования ранее обычно не выделялись из состава «полуостровных гнейсов», но им, возможно, одновозрастны золотоносные вулканыты поясов Колар, Рамгири и Хутто, которые обычно включаются в состав дарвара и состоят из основных и ультраосновных вулканытов, в подчиненном количестве кислых вулканытов, а также графитовых сланцев, кремней и джеспилитов.

Авторы предполагают, что ксенолиты в «полуостровных гнейсах» принадлежат именно этой додарварской зеленокаменной серии. Ее возраст должен быть, следовательно, древнее этих гнейсов, для которых известна датировка в 2950 ± 150 млн. лет.

Гнейсовый комплекс представляет, по мнению Б. П. Радхакришны, продукт инъекции тоналитовой магмы в более раннюю толщу мафитовых — ультрамафитовых лав и связанных с ними осадков, сохранившихся в виде полос линз и включений. Гнейсы местами слагают окаймленные купола среди дарварских супракрустальных пород и, следовательно, образуют основание дарвара. Радхакришна и Васудев считают, что возраст гнейсового комплекса заключен в пределах 3000—2600 млн. лет, но отнюдь не исключено, что он является более древним.

Собственно дарварский комплекс разделяется на две или три серии. Нижняя из них «группа Бабабудан» начинается базальным кварцитовым конгломератом и слагается основными лавами, образовавшимися в наземной обстановке и перекрываемыми аргиллитами и кварц-

магнетитовыми породами с волноприбойными знаками и косой слойчатостью. Породы этой группы метаморфизованы в зеленосланцевой или низшей ступени амфиболитовой фации.

Вышележащая «группа Читрадурга» так же начинается базальным конгломератом и состоит из кварцитов, филлитов, известняков и доломитов и далее железистых и марганцовистых кварцитов, аггломератов, туфов и пиллоу-лав. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Выше «группы Читрадурга» залегает толща граувакк и филлитов, слабее дислоцированных, чем подстилающие образования дарвара; их принадлежность к последним остается неясной.

Накопление пород дарварского комплекса завершилось складчатостью, метаморфизмом и гранитизацией.

Изложенная выше схема Радхакришны — Васудева оспаривается, однако, другими индийскими специалистами, которые считают выделение из дарварского комплекса образований, более древних, чем полуостровные гнейсы, недостаточно обоснованным (Pichamuthu, 1976; Ramakrishnan et al., 1976). При этом последние авторы указывают, что в составе дарвара имеются как более древние зеленокаменные пояса кивотинского типа, так и более молодые, явно моложе полуостровных гнейсов, в основном сложенные осадочными породами и явно налегающие на полуостровные гнейсы. Продуктом их гранитизации явились синкинематические «гнейсы Чемпион», сопровождаемые мигматитами. Далее последовал калиевый метасоматоз и образование посткинематических гранитов Клосепет, не обнаруживающих или обладающих лишь слабой гнейсовидностью (foliation). Главный батолит Клосепет протягивается в меридиональном направлении на 300 км при ширине 20 км согласно с простиранием вмещающих пород и сопровождается штоками и выступами гранитов диапировой природы.

Граниты Клосепет возникли, вероятно, за счет метасоматоза «полуостровных гнейсов». Время их формирования, как указывалось, охватывает почти весь ранний протерозой от ~2400 до ~2000 млн. лет. В этой связи не очень понятно, почему большинство индийских специалистов считают дарварский комплекс не архейским, а целиком нижнепротерозойским. Архейской является, вероятно, нижняя часть дарвара, а средняя и тем более верхняя — нижнепротерозойскими (см. выше о их разной природе).

Независимо от различий в трактовке возраста дарварского комплекса можно констатировать, что стабилизация Южно-Индийского блока произошла уже в конце архея и завершилась в течение раннего протерозоя. Это не относится, однако, к южной части блока, которая пережила более позднее омоложение (см. ниже). Отчасти и с общим подъемом основания к югу метаморфизм возрастает в этом направлении от зеленосланцевого через амфиболитовый до гранулитового.

Восточно-Гатский пояс. Для этого пояса, протягивающегося вдоль восточного побережья Индостанского полуострова от его южного окончания до устья р. Маханади, характерны юго-западные и северо-восточные простирания, в общем перпендикулярные к северо-западным и юго-восточным простираниям дарварского комплекса Майсура и Хайдарабада; лишь на севере и на юге они меняются на субширотные. Такие структурные соотношения, а также первые радиометрические датировки по радиоактивным минералам и слюдам из пегматитов наводили на мысль о большей молодости Восточно-Гатского пояса по сравнению с «Дарварским кратоном» и позволили А. Холмсу выделить восточногатский орогенез с возрастом 1600 млн. лет. Это входило в противоречие с очень высоким метаморфизмом пород, представленных кондалитами (кварц-гранат-силлиманитовые сланцы, часто с графитом), кодуритами (марганецсодержащие породы, состоя-

щие из граната, ортоклаза, апатита и марганцевого пироксена), чарнокитами, а также гранитами и гнейсами. Чарнокиты образуют в этой серии пластовые интрузии. Кондалитовая серия ассоциируется с железорудной, состоящей из амфиболитов, магнитит-гематитовых кварцитов, амфибол-кварцевых и слюдяных гнейсов. В целом этот комплекс сходен с додарварским комплексом Южно-Индийского блока; в синклинали севернее Мадраса на нем залегают породы дарварского типа.

Дальнейшие радиометрические исследования (Pichamuthu, 1971; Sarkar, 1972) обнаружили в Восточных Гатах породы с возрастом в 2100—2600 (кондалииты, чарнокиты) и даже 3000 млн. лет; последняя цифра, очевидно, ближе всего отвечает первичному возрасту кондалиитовой серии, а следующие две — эпохам метаморфизма и гранитизации дарварского комплекса. Но наряду с этим достаточно широко распространенными оказались и датировки порядка 1600—1500 млн. лет, специфичные для Восточных Гат и отвечающие времени их обособления и структурной перестройки, и даже более молодые — 1300, 800—700 и 500 млн. лет. В частности, возраст около 1300 млн. лет обнаруживает группа щелочных интрузий (сиениты, в том числе нефелиновые) в районе Кинаварам, близ устья р. Годавари (Clark a. Subbaga, 1971).

Одной из важных особенностей Восточно-Гатского пояса является широкое развитие анортозитов. Среди последних имеются, видимо, представители двух типов — очень древнего («лунного») хромитоносного слоистого и более молодого (K/Ag возраста 912, 652 млн. лет) массивного (Ray a. Bose, 1975).

Мегаблок Шри Ланка. Остров Шри Ланка, кроме полосы северо-западного побережья, целиком сложен с поверхности докембрием, который в общем составляет продолжение Восточно-Гатского пояса, отделенное от последнего в эоцене Полкским грабеном (рифтом). Общее простирание цейлонского докембрия северо-северо-восточное, но на юге оно изменяется на юго-восточное, особенно в пределах относительно небольшого участка на юго-западе, испытавшего наиболее позднюю переработку.

В пределах основного докембрийского массива выделяются три параллельные полосы, из которых средняя имеет общее синклинное строение и сложена серией Хайленд (т. е. нагорья; она слагает наиболее повышенную часть острова). Породы, образующие эту полосу, метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и представлены в основном кондалиитами с пачками мраморов, подчеркивающих структуру, а также телами гиперстеновых гнейсов, чарнокитов и гранитов. Радиометрический возраст всего этого комплекса составляет от 3000—2800 до 2100—2000 млн. лет (Crawford a. Oliver, 1969). Первые цифры соответствуют, очевидно, времени завершения его формирования и ставят, таким образом, серию Хайленд в разряд древнейших, а вторые отвечают последующему омоложению.

Как с запада, так и с востока полоса развития серии Хайленд (кондалиитовой) окаймляется полосами гнейсов (серия Виджайя). Переход от кондалиитов к гнейсам постепенный, а структурные соотношения показывают, что гнейсы должны быть древнее кондалиитовой серии (Katz, 1971) или, вернее, соответствовать ее нижним горизонтам. Это косвенно подтверждается присутствием на юге восточной полосы гнейсов, а в районе Катарagama останца пород типа серии Хайленд. Однако радиометрические определения дают для виджайских гнейсов и ассоциированных с ними чарнокитов возраст порядка 1200—1100 млн. лет, соответствующий ретроградному метаморфизму этих пород, в настоящее время находящихся в общем на альмандин-

амфиболитовой ступени регионального метаморфизма¹. Гранит Тонигала на северо-западе датирован в 985 ± 30 млн. лет, т. е. возник также в гренвилевскую тектоно-магматическую эпоху. Такую же и еще более позднюю переработку испытала зона юго-восточного простираения на юго-западе острова; для нее получены цифры 700—650 и 500—450 млн. лет; указывающие на проявления байкальской и раннекаледонской эндогенной активности. По данным А. Р. Кроуфорда, раннекаледонское омоложение проявилось по всему о-ву Шри Ланка.

В общем фундамент Шри Ланка образован породами древнейшего докембрия, испытавшими ряд последовательных фаз омоложения — на уровне 2100, 1200—1000, 700—650 и 500—450 млн. лет. Несмотря на явную общность цейлонского докембрия с додарварским основанием Южно-Индийского мегаблока и Восточно-Гатского пояса, на Шри Ланка не отразилась основная эпоха восточногогатского омоложения — в интервале 1600—1500 млн. лет; причина этого пока не ясна.

Восточно-Центральный и Северо-Восточный мегаблоки. Возвращаясь теперь в пределы Индостана, коснемся состава и строения фундамента мегаблоков, ограниченных с севера «гондванскими» рифтами линеамента Нармада-Сон и разделенных того же возраста рифтом долины р. Годавари. Кроме того, Восточно-Центральный мегаблок прилегает на юго-востоке к северному отрезку Восточно-Гатского пояса, а на юго-западе отделяется от Южно-Индийского мегаблока грабеном (рифтом) Маханади. Северо-Восточный мегаблок в свою очередь граничит на востоке с Западно-Бенгальским перикратонным прогибом.

Оба мегаблока имеют достаточно гетерогенное строение. Наиболее древние породы или во всяком случае породы, сохранившие наиболее древний возраст, выступают в юго-восточной части Северо-Восточного мегаблока, на продолжении Восточно-Гатского пояса в Сингбумском своде, представляющем одно из древнейших ядер субконтинента и имеющем форму довольно типичного «овоида» (по Л. И. Салопу, 1966). Сингбумский свод сложен в ядерной части «древней метаморфической группой» (Older Metamorphic Group = додарвару) известково-магнезиальных карбонатных, пелитовых и псаммитовых осадков, метаморфизованных в условиях альмандин-амфиболитовой фации и превращенных в гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты, интродуцированные основной магмой и затем гранитизированные на рубеже 3200 млн. лет. По периферии Сингбумского свода развиты образования «железорудной группы»; они залегают с отчетливым несогласием и конгломератом в основании на более древних метаморфитах и состоят из основных лав, пирокластолитов, джеспилитов, сланцев и песчаников, испытавших метаморфизм лишь зеленосланцевой фации. Эти отложения — аналоги Дарвара также вмещают основные и средние интрузии и прорваны вместе с подстилающими породами сингбумскими гранитами с возрастом 2700 млн. лет, слагающими центральную часть «овоида». Более молодые образования северо-западной, северной и восточной периферии Сингбумского свода носят уже переходный к платформенным характер и соответственно будут рассмотрены в следующем параграфе.

С севера Сингбумский свод ограничен крупной зоной разломов — надвигов, известной под названием «Медного пояса», поскольку к ней приурочена группа медных месторождений. Севернее «Медного пояса»

¹ По мнению М. Б. Каца (Katz, 1971, 1973), оспариваемому, впрочем, А. Р. Бергером (Berger, 1973), этот амфиболитовый метаморфизм является первичным и его сохранение связано с большим содержанием воды в первичных породах серии Виджайя по сравнению с серией Хайленд. А. Р. Бергер и Н. Р. Джаясинге (Berger & Jaysinghe, 1976), основываясь на детальных структурных наблюдениях, считают серии Хайленд и Виджайя в общем одновозрастными.

в общем западно-юго-западного и восточно-северо-восточного направлений простирается докембрийская складчатая система, известная как система Сатпура по названию совпадающего с ней хребта. Возраст системы Сатпура был в свое время определен А. Холмсом в 955 ± 40 млн. лет и с этого времени в индийскую, и не только в индийскую (см. «Тектоника Евразии», 1966), литературу прочно вошло понятие о сатпурском тектоническом цикле, примерно соответствующем гренильскому Северной Америки. Однако это представление вошло в противоречие с двумя категориями фактов: во-первых, породы Сатпурской зоны метаморфизованы сильнее, чем заведомо более древние породы смежного Сингбумского свода к югу от «Медного пояса», а также дарварского комплекса Южной Индии; во-вторых, сатпурские породы по этим радиометрическим определениям оказываются древнее низов, трансгрессивно перекрывающих их на севере и принадлежащих уже к платформенному чехлу отложений виндийской системы (Тугаринов и др., 1965). Становится очевидным, что сатпурский орогенез является вторичным орогенезом, вызвавшим активизацию более древней складчатой зоны. Сама эта зона, вернее ее породы, имеют раннедокембрийский возраст и их сопоставление с породами систем Аравалли и Дели (Dag, 1972) представляется вполне вероятным, с отнесением, однако, не к архею, а к нижнему протерозою.

Юго-западный отрезок Сатпурского пояса составляет одновременно северную часть Восточно-Центрального мегаблока Индостанской платформы. Наиболее древними породами являются здесь породы «группы» Амгаон — кварц-серицитовые сланцы, различные кварциты, амфиболиты. Радиометрические определения возраста метаморфизма и гранитизации находятся в интервале 1730—1440 млн. лет, что указывает на среднепротерозойский или более древний возраст этих образований.

Более молодыми считаются в данном районе породы «группы» Саколи мощностью 4,5 км, состоящие из филлитов, хлорит-мусковитовых и эпидот-хлоритовых сланцев, гематит-серицитовых кварцитов, джеспилитов. В северо-восточном отрезке Сатпурского пояса «группе» Саколи, возможно, соответствует железорудная серия северного Сингбума. Возраст первого (?) метаморфизма «группы» Саколи 1330 млн. лет с повторным (собственно сатпурским) метаморфизмом в интервале 950—862 млн. лет. Еще более молодыми считаются «группы» Саусар, Гангпур и Нандгаон. Первая образована различными сланцами (хлоритовыми, мусковит-биотитовыми, гранат-антофиллитовыми, роговообманковыми и др.), мраморами и даже гранулитами, очень характерны марганцовистые, в основном кварцевые породы — так называемые гондиты. Как видно из состава сланцев, степень метаморфизма весьма изменчива. Представляется наиболее вероятным, что действительный возраст всех этих «групп» пород — Саколи, Саусар, Гангпур не выходит за пределы раннедокембрийского, особенно учитывая развитие в некоторых из них джеспилитов. По мнению В. М. Моралева (Геология и экономика ..., 1975), возраст серий Саусар и Гангпур верхнеархейский (=дарвару), а Саколи — нижнепротерозойский. Более молодой может являться лишь вулканогенная толща Нандгаон, состоящая из андезитов и риолитов возрастом 1260 (андезиты) — 1200 (риолиты) млн. лет.

Заключительные деформации и метаморфизм Сатпурского пояса произошли около 950 млн. лет. С этой эпохой тектоно-магматической активизации связано образование пегматитов, слюда которых имеет большое промышленное значение. Именно по слюдам (K/Ar метод) и радиоактивным минералам (алланит, монацит, уранинит — U/Pb метод) и получены датировки, послужившие основанием для выделения сатпурского цикла. Структура Сатпурского пояса очень сложна; в це-

лом он имеет вид антиклинория (мегантиклинория), южное крыло которого надвинуто по разлому «Медного пояса» к югу на Сингбумский свод, причем линия надвига изгибается вокруг свода, образуя выпуклую к северу дугу, что указывает на более поздний подъем свода. Метаморфизм достигает местами гранулитовой ступени, но в общем ниже, чем в Восточных Гатах, отчасти вследствие проявления ретроградного метаморфизма. «Отроги» Сатпурского пояса продолжают к северо-востоку под осадками Индо-Гангской равнины вплоть до предгорьев Гималаев (Ramachandra Rao, 1973).

Между Сатпурским и Восточно-Гатским поясами в Восточно-Центральном мегаблоке лежат выходы пород докембрийского фундамента, стратиграфическое положение которых остается очень неясным. Значительная площадь здесь занята гнейсами — аналогом «полуостровных» и более молодыми гранитами. Общее северо-северо-западное и юго-юго-восточное простираие и особенности состава супракрустальных толщ указывают, что это скорее всего аналоги дарварского комплекса, от основной области развития которого они отделены наложенным грабеном Годавари, а также одновозрастной с дарваром, лежащей по другую сторону грабена Маханади, железорудной серией Сингбума. Но радиометрические возрасты здесь большей частью омоложены до 2100, 1700, 1400 млн. лет. На крайнем восточном обнаженном участке Сатпурского пояса, в пределах Чотанагпурского поля гранито-гнейсов К/Аг методом получены датировки метаморфизма в 1086—893 млн. лет и гранитизации в 878—800 млн. лет. Имеются еще более молодые основные (765 млн. лет), гранитные (700—635 млн. лет) и щелочные (435, 353 млн. лет) интрузии (Ghose et al., 1973). Но метаморфизму и гранитизации здесь подверглись заведомо более древние породы — сланцы и др., включая гранулиты, анортозиты и чарнокиты.

Шиллонгский мегаблок. Этот мегаблок, занимающий одноименное плато в Западной Бенгалии и Ассаме, представляет крайний северо-восточный выступ Индостанской платформы, как бы обтекаемый идущими на соединение складчатыми системами Гималаев и Ассама — Западной Бирмы (Нага-Лушайская система индийских геологов). Наиболее древними породами здесь являются гранито-гнейсы, скорее всего аналоги доараваллийских (Бандельканд и др.). Они перекрываются шиллонгской серией кварцитов, конгломератов, филлитов, серицитовых, хлоритовых, слюдяных и роговообманковых сланцев с редкими прослоями карбонатных сланцев и джеспилитов. Эта серия, вероятно, отвечает железорудной серии Сатпурского пояса и относится к нижнему протерозою. Общее простираие ее пород близко к простираию Сатпурского пояса, на продолжении которого Шиллонгский блок и находится. Граниты, прорывающие шиллонгскую серию, датированы радиометрически в 795 и 765 млн. лет, а слюды и роговая обманка из сланцев этой серии и подстилающих гранито-гнейсов дают еще более молодой возраст — около 500 млн. лет. Все это явно проявления эпох позднейшей активизации, характерных для Индостанской платформы в целом. На северо-востоке фундамент Шиллонгского блока погружается под паралические и шельфовые осадки палеогена, перекрытые молассой Ассамского прогиба, отделяющего Восточные Гималаи от Западно-Бирманских цепей.

2. Внутренние впадины платформы

Впадины, осложняющие строение Индостанской платформы, могут быть разделены на три группы, отличные по возрасту и морфологии: 1) позднедокембрийские впадины, 2) позднепалеозойские — раннемезозойские гондванские грабены (рифты), 3) стоящая особняком огромная Деканская трапповая синеклиза.

Позднедокембрийские впадины. Эти впадины выполнены слабо измененными и очень слабо деформированными типично чехольными отложениями, являющимися по возрасту аналогами рифея и, возможно, венда советской стратиграфической шкалы. Более древние образования этой группы известны под названием куддапахских и развиты в основном в южной половине платформы, к югу от Сатпурского пояса. Здесь ими сложен, в частности, одноименный прогиб, имеющий форму выпуклого к западу полумесяца длиной 360 и шириной до 150 км и примыкающий на востоке к дугообразному фронту Восточно-Гатского пояса. Уже эти плановые соотношения указывают на вероятную сопряженность формирования Куддапахского прогиба и Восточно-Гатского пояса. Это подтверждают и радиометрические датировки куддапахской серии по основным лавам и силлам долеритов в ее низах — порядка 1400 млн. лет; они указывают, что формирование Куддапахского прогиба произошло почти сразу же за главной эпохой восточногатской активизации. Кроме того, в направлении контакта с Восточно-Гатским поясом куддапахские отложения испытывают все более интенсивную складчатость, дробление и метаморфизм, а сам контакт осложнен разломом, который, по данным ГСЗ, представляет собой надвиг Восточных Гат на прогиб. Здесь же известны гранитные купола, интрузирующие низы серии и имеющие возраст 1575 ± 20 млн. лет (Crawford a. Compston, 1973).

По своему формационному характеру куддапахская серия должна быть отнесена к молассоидным образованиям. Она состоит из крупноциклического (четыrehкратного) чередования кварцитов, глинистых сланцев и известняков. Общая мощность (кумулятивная) достигает 6000 м. Верхний предел возраста куддапахской серии определяется введением в нее даек долеритов с возрастом 980 ± 110 млн. лет и кимберлитовых или близких по составу трубок, датированных в 1225 и 1140 млн. лет.

Куддапахская серия, вернее ее аналоги, пользуются довольно широким распространением и за пределами одноименного прогиба, во всей южной и центральной частях платформы, т. е. к югу от линеамента Нармада-Сон. В районе Каладги эти отложения развиты вдоль южного края Деканской синеклизы¹, а в районе Паххала к юго-востоку от нее по обе стороны выполненного более молодыми, виндийскими и гондванскими, осадками грабена р. Годавари. Так как породы аналогичного типа известны и на северной периферии Деканской синеклизы, юго-восточнее Индора, весьма возможно, что они выстилают основание большей части этой синеклизы.

Вероятные аналоги куддапахской «системы» слагают довольно значительные площади в Восточно-Центральном мегаблоке платформы в районах Чаттисгарха и особенно Джейпур-Бастара. Локально они испытали заметные нарушения, но большей частью сохранили субгоризонтальное залегание.

К северу от линеамента Нармада-Сон аналогом куддапахской «системы» (ее верхней части?) оказались (по радиометрическим данным) отложения нижней части виндийской «системы» — серии Семри, в то время как ранее виндийская «система» в целом считалась моложе куддапахской. Среднерифейский, по советской терминологии, возраст серии Семри был впервые установлен по глауконитам (1400 ± 70 млн. лет из низов серии — Тугаринов и др., 1965). К среднему рифею может относиться и вышележащая серия Каймур, поскольку глаукониты дали возраст 940—910 млн. лет., а флогопит из прорывающей ее алмазоносной трубки — 1140 млн. лет. Семрийская серия представляет

¹ Недавно в отложениях серии Каладги найдены акритархи, которые могут указывать на ее несколько более молодой позднерифейско-вендский возраст.

собой терригенно-карбонатную формацию (известняки, глинистые сланцы, глауконитовые песчаники), возникшую в условиях мелкого эпиконтинентального моря. В ряде мест она прорвана дайками долеритов и базальтов. Каймурская серия имеет уже чисто терригенный, кварцито-сланцевый состав; это типичная для рифея «фаллаховая формация», по Б. М. Келлеру. Мощности обеих серий сравнительно невелики — до 900 м для Семри, до 400 м для Каймура.

Две верхние серии виндийской «системы» — Рева и Бандер — отвечают уже, очевидно, верхнему рифею и представляют продолжение той же мелководно-морской, а частично, возможно, континентальной терригенной, кварцито-сланцевой формации. Обе серии начинаются горизонтом алмазоносных конгломератов (серия Бандер отличается красноцветностью и присутствием гипса). Мощность верхнего виндия, включая серию Каймур, значительна и составляет от 1200 до 3300 м с максимумом на юго-западе, где он перекрывается траппами Декана.

Виндийская система выполняет крупную впадину — синеклизу, по лукольцом охватывающую огромный выступ банделькандских гнейсов (крупный купол?). Как на северо-западе, так и на северо-востоке виндийские отложения уходят под плиоцен-четвертичные молассы Предгималайского прогиба, занимающего долину Ганга, и вскрыты здесь рядом буровых скважин.

В южной части платформы верхневиндийским отложениям соответствует серия Карнул, выполняющая осевую, смещенную к западу полосу Куддапахского прогиба. Она также подстилается и прослаивается алмазоносными конгломератами. Мощность карнулской серии — первые сотни метров (до 360 м); состав: песчаники (кварциты), глинистые сланцы, известняки. Аналоги Карнула выполняют еще авлакоген Годавари и развиты вместе с более древней серией Каладги по южной периферии Деканского траппового плато.

В целом отложения верхнего виндия и его аналогов нарушены заметно слабее, чем куддапахско-нижневиндийские, и не затронуты магматической деятельностью.

Одновозрастными верхнему виндию, но скорее несколько более молодыми вендскими образованиями являются еще развитые к западу от хр. Аравалли красноцветные песчаники Джодпур, подстилаемые риолитами Малани с возрастом 745 ± 10 млн. лет.

«Гондванские» впадины Индостана. Следующую генерацию впадин внутренней части Индостанской платформы, резко отличную по морфологии и, следовательно, генезису от позднедокембрийских, образуют линейные впадины, точнее грабен-прогибы (авлакогены, рифты), выполненные «гондванскими» отложениями и развивавшиеся с конца карбона и по ранний мел включительно.

Основная зона этих впадин следует почти строго в широтном направлении вдоль линеамента Нармада-Сон, несколько южнее 24° ю. ш., пересекая практически всю платформу от Камбейского залива (более молодого грабена) до Западно-Бенгальского перикратонного прогиба. Гондванские отложения развиты также в северной части меридионального западного ограничения Западно-Бенгальского прогиба, в холмах Раджмахал, отмечая тем самым начало развития этого прогиба. Продолжением этой полосы к югу являются прерывистые выходы верхнегондванских осадков с флорой раджмахалского типа вдоль всего восточного побережья полуострова вплоть до Мадраса и в северо-западной части о-ва Шри Ланка, где они находятся местами в тектоническом контакте с гнейсами.

От зоны Нармада-Сон к юго-востоку отходят еще две полосы гондванских впадин. Одна из них следует на юго-юго-восток вдоль линеамента Годавари, вторая на юго-восток вдоль линеамента Маханади, с которыми связаны современные долины обеих рек.

В индийской литературе уже давно было отмечено, что авлакогены Годавари и Маханади наследуют дарварское простираие пород фундамента, а авлакогены зоны Нармада-Сон — сатпурское. Более того, «гондванский» грабен Годавари вложен в более древний грабен, выполненный верхнерифейскими отложениями.

Как полагают в настоящее время индийские геологи (Mehta, 1964 и др.), в отличие от первоначального мнения К. С. Фокса накопление гондванских отложений начиналось в более широких впадинах, а последующее разрывообразование определило их сохранение в более узких грабенах. Амплитуда сбросов достигает 2,5—3,0 км, причем предполагается, что максимум их развития относится к концу юры — началу мела, а быть может и к началу кайнозоя (последнее представляется менее вероятным). Структура грабенов сложная и преимущественно асимметричная.

Общая мощность гондванского комплекса составляет до 6 км, а его стратиграфический объем превышает объем южноафриканского комплекса Карру, с которым он имеет одновозрастную подошву за счет добавления юры и мела. В результате вместо одного последовательного ряда формаций здесь наблюдается сдвоенный ряд (нижний из них соответствует Карру): 1) покровно-ледниковая формация Талчир ($C_3 - P_1$) — угленосная формация Дамуда (P) — аридная пестроцветная обломочная формация Панчет (T_{1+2}); 2) гумидная сероцветная, отчасти пестроцветная обломочная формация Махадева ($T_3 - J_{1+2}?$) → пестроцветная обломочная формация Джаббалпур (J_3) и включающая ее аналоги трапповая формация Раджмахал ($J_3 - K_1$). Раджмахалские траппы долго считались на основании определения растительных остатков в осадочных прослоях рэт-лейасовыми и казались, таким образом, одновозрастными трапповой формации Дракенсберг (Драконовых гор) Южной Африки. Однако новейшие радиометрические датировки (Mc Elhinny, 1970) показали, что раджмахалские траппы, подобно южноамериканским и некоторым южноафриканским, имеют раннемеловой возраст (100—105 млн. лет) и, следовательно, как бы завершают гондванский этап развития Индостана. Вместе с тем, по палеоботаническим данным (Shah et al., 1971), большая часть разреза раджмахалской трапповой формации относится к нижнему мелу, по флоре — к неокому.

С той же фазой магматической деятельности, вероятно, связано внедрение в гондванский комплекс даек и силлов долеритов и даек слюдяных перидотитов. Эти интрузивные образования наиболее широко распространены в Дамодарском районе и значительно реже встречаются в грабенах Годавари и Маханади. В более западной части Нармада-Сон-Дамодарской полосы они могут иметь не раджмахалский, а более молодой, деканский возраст, а некоторые оказались более древними — 185 млн. лет (Ghose et al., 1973).

По буровым и геофизическим данным (Ramachandra Rao, 1973), раджмахалские траппы продолжают к северу под чехлом молодых осадков Гангской равнины, выполняя грабен меридионального простираия. Этот грабен намечает собой, вероятно, северное продолжение Западно-Бенгальского рифта — родоначальной структуры всего Бенгальского бассейна.

Деканская трапповая синеклиза. Это самая крупная отрицательная структура Индостанской платформы с поперечником до 600 км; площадь, ныне сплошь покрытая траппами, составляет более 0,5 млн. кв. км; считается, что первоначально они могли занимать еще большую площадь — более 1,2 млн. кв. км. На северо-западе траппы распространяются на п-ова Катиявар и Кач и достигают, по данным бурения, устья Инда. В основании платобазальтовой серии залегают очень маломощные лагунно-морские и континентальные осадки

верхов верхнего мела. Мощность самой вулканогенной серии и соответственно глубина синеклизы максимальна на восточном побережье у Бомбея, где она составляет много более 2 км и где синеклиза оборвана протягивающимся вдоль берега разломом, с которым было связано землетрясение в 1967 г. с эпицентром в Койнанагаре (в 3 км южнее Бомбея). Глубина очага этого землетрясения 50—60 км, т. е., вероятно, почти непосредственно под корой (И. Е. Губин, Б. А. Петрушевский). В настоящее время синеклизе отвечает высокое плато, она представляет собой типичную обращенную морфоструктуру, подобно многим другим «бронированным» трапповым синеклизам — Тунгусской (плато Путорана), Карру, Параны.

В составе трапповой толщи Декана абсолютно преобладают типичные толеитовые базальты (платобазальты). В сугубо подчиненном количестве встречаются более основные, кислые и щелочные дифференциаты до лимбургитов, риолитов и трахитов включительно. Имеются и интрузивные разности — дайки и силлы, а также более крупные дифференцированные плутоны состава от оливиновых габбро до гранофири; отмечается концентрация интрузивных тел и пикритов по периферии синеклизы, где сама вулканическая серия имеет минимальную мощность. Как известно, аналогичная закономерность установлена для Тунгусской синеклизы и синеклизы Параны. Щелочные породы и карбонатиты тяготеют к линеamentу Нармада-Сон, очевидно, рифту (М. В. Муратов).

По возрасту трапповая формация Декана относится к самому концу мела — началу палеогена — 60—65 млн. лет по радиометрическим определениям, которые согласуются с результатами определений фауны и флоры из межтрапповых осадков.

3. Перикратонные и периокеанические прогибы

На западе и на востоке фундамент Индостанской платформы погружается в направлении смежных эпигеосинклинальных складчатых сооружений (на севере) или океана (на юге), образуя периферические прогибы соответственно перикратонные¹ и периокеанические. Любопытно, что такого прогиба нет в северной части платформы, где Предгималайский передовой (предгорный) прогиб непосредственно наложен на дискордантные по отношению к нему, простирающиеся в северо-северо-восточном направлении структуры Араваллийской складчатой системы, Виндийской синеклизы, Банделькандского массива, Сатпурской системы и Раджмахалского грабена. Однако перикратонный прогиб здесь в действительности, очевидно, существовал, но оказался полностью включенным в структуру молодого Гималайского орогена и поэтому должен быть рассмотрен в составе последнего.

Синд-Пенджабский перикратонный прогиб, выделенный под таким названием М. В. Муратовым (1964)², отделяет Индостанский щит от передовых прогибов Киртар-Сулейманской складчатой системы. Он занимает районы восточного Синда, западного Раджастана, Пенджаба, включая пустыню Тар и п-ова Кач и Каттавар, и простирается на запад примерно до долины нижнего течения р. Инд. На метаморфизованных и складчатых образованиях позднего докембрия здесь залегают эвапориты венда и мелководно-морские осадки нижнего — среднего кембрия, известные только на севере, в Соляном кряже. Они перекрываются ледниковыми образованиями верхов карбона — низов перми и затем пермскими (P₁) морскими отложениями, известными теперь не только в Соляном кряже, но и в за-

¹ Их логичнее было бы называть перигеосинклинальными, но термин перикратонные, введенный Е. В. Павловским, уже утвердился в литературе.

² Тарский склон платформы, по И. А. Воскресенскому и др. (1971), или Раджастанский шельф, по Л. П. Матуру и П. Эвансу (1966).

падном Раджастане. Мощность всех этих отложений относительно невелика — в сумме до 1,5 км в Соляном кряже и значительно меньше южнее. Выше следуют уже более мощные (до 2,0 км) верхнепермские мелководно-морские, триасовые континентальные (Tikku et al., 1976), юрские — внизу континентальные, выше — мелководно-морские терригенно-карбонатные и аналогичные меловые и нижнепалеогеновые (эоценовые) слои. Максимальная мощность всего надюрского комплекса достигается на границе с передовыми прогибами 3,5—4,0 км.

Структура Синд-Пенджабского склона платформы, за исключением участка Соляного кряжа, в общем пологомоноклиальная (средний наклон слоев 1,5—2,5°). Она осложнена в крупном плане тремя поперечными выступами фундамента, простирающимися в запад-северо-западном направлении и проявляющимися также в расчленении пояса передовых прогибов и внешней части самого Киртар-Сулейманского складчатого сооружения. Северный из этих выступов — Саргодийский; в его пределах имеются выходы резко деформированных верхнепротерозойских вулканитов, о которых упоминалось выше, при описании фундамента платформы. Саргодийский выступ разделяет собственно Синд-Пенджабский склон платформы северо-северо-восточного простиранья и Северо-Пенджабский широтный, осложненный своеобразным поднятием Соляного кряжа. Последнее отделяет платформу от Кохат-Потварского прогиба перед складчатой системой Хазары — западного окончания Гималаев. Соляной кряж очень сложная структура — складчато-чешуйчатая моноклираль, взброшенная на юге над склоном платформы и погружающаяся на севере под неогеновую молассу Котак-Потварского прогиба. Эта структура дисгармонична по отношению к фундаменту, сохраняющему пологий наклон до Хазары включительно.

Следующий к югу поперечный выступ фундамента носит название Саккарского. В его западной части известны выходы верхнедокембрийских (граниты) и пермских, а несколько восточнее, у Джайсалмера, — юрских, меловых и эоценовых отложений, нарушенных разрывами. Еще восточнее выступ осложнен двумя валообразными зонами поднятий — Джейкобабад-Хайрпурской и Мари-Кандхотской; первая пересекает долину Инда, вторая находится уже за Индом. Саккарский выступ отделяет северную часть Синд-Пенджабского склона платформы — Бахавалпурскую моноклираль от южной, более погруженной части — Синдской моноклинали. Бахавалпурская моноклираль является одновременно далеким восточным крылом Предсулейманского прогиба, Синдская — Предкиртарского, которые, таким образом, также разделяются Саккарским выступом (на юге). Возможно, как полагают Л. П. Матур и П. Эванс по гравиметрическим данным, что Синдская моноклираль отделена от щита меридиональным разломом, отходящим на юг от Саккарского выступа.

Наиболее южный выступ фундамента известен как Нагар-Паркарский, протягивающийся к Хайдарабаду в Пакистане и осложненный на своем погружении рядом крупных пологих антиклиналей, образующих в совокупности меридиональный Котринский вал. С юга к Нагар-Паркарскому выступу примыкают широтные складки Ранна и Кача, сложенные юрой, мелом и траппами. Складки резко асимметричны и по своим северным крыльям осложнены разрывами; их дисгармоничность по отношению к фундаменту не исключена. Еще южнее простирается более крупная и спокойная структура п-ва Катинавар с общим погружением слоев от юры до эоцена к северу.

Локальные поднятия Синд-Пенджабского (Тарского) склона платформы вмещают крупные залежи газа.

Камбейский грабен вклинивается между основным телом платформы и Качско-Катинаварским склоном Синд-Пенджабского перикратон-

ного прогиба, протягиваясь вдоль вершины одноименного залива к северо-северо-востоку на 500 км в длину при ширине до 120 км. Выполнен грабен кайнозойскими мелководно-морскими терригенными осадками, начиная с палеоцен-эоценовых, мощность до 3,5—4 км. Эти отложения подстилаются траппами, общими с Деканом и Качем-Кативаром; в восточном борту Камбейского грабена узкой полосой простирается маломощный дотрапповый мезозой, который, очевидно, подстилает трапповую серию и в пределах самого грабена.

Камбейский грабен представляет собой достаточно типичный рифт (авлакоген), возникший, очевидно, сразу после эпохи проявления траппового вулканизма. На юге он пересекается с западным продолжением более древнего рифта Нармада-Сон, которое далее, уже в пределах шельфа Аравийского моря ограничивает с юга Качско-Кативарский свод. Южным продолжением линеамента, вдоль которого возник Камбейский рифт, можно считать разломы западного ограничения Индостанского щита и Чагос-Лаккадивскую гряду, а возможное северное продолжение уходит в направлении Кветты, в район сочленения альпийских Киртарского и Сулейманского складчатых сооружений.

В пределах Камбейского и Нармадского грабенов трапповый комплекс и подстилающие его образования разбиты продольными и поперечными сбросами и имеют мелкоблоковое строение. В кайнозойских отложениях над этими блоками возникли локальные поднятия, ориентированные меридионально, т. е. согласно общему простираению грабена. Южнее у слияния с Нармадским рифтом простираение локальных поднятий резко изменяется на характерное для этого последнего рифта ВЮВ — ЗСЗ-ное, которое сохраняется и на шельфе. Еще южнее в районе Бомбея локальные поднятия на шельфе снова приобретают меридиональную ориентировку.

Малабарский периокеанический прогиб. Южнее Камбейского залива полоса периферических опусканий уходит под покров траппов Деканской синеклизы и здесь, по-видимому, расширяется. В ее строении принимают участие верхнемеловые и палеоценовые отложения. Еще южнее она вновь сужается и даже выклинивается у подножия Западных Гат, появляясь вновь у южной оконечности полуострова, в штате Керала. Здесь, однако, прогиб остается очень узким и сложен практически лишь отложениями нижнего миоцена — морскими известняками и континентальными обломочными осадками. Против Западных Гат, между Ратнагири и Гоа, на шельфе развиты отложения эоцена. Шельф и особенно континентальный склон нарушены продольными сбросами ССЗ — ЮЮВ и меридионального простираения и имеет ступенчатое строение, отражая начавшееся в эоцене и усилившееся в неогене погружение (Китаг, 1971). Сюда, очевидно, протягивается продолжение краевой зоны разломов, с которой было связано землетрясение в Койнанангаре.

Западно-Бенгальский перикратонный прогиб. Этот прогиб примыкает на западе к восточному (видимому) окончанию Сатпурской складчатой системы, а на северо-западе к ее погребенному продолжению — Рангпурской седловине, соединяющей Сатпурскую систему с Шиллонгским массивом и одновременно отделяющей Бенгальский прогиб от Предгималайского. В пределах Рангпурской седловины фундамент залегает на глубине менее 600—400 м, местами непосредственно под четвертичным аллювием. По данным сейсморазведки (Ramachandra Rao, 1973), Рангпурская седловина отделена как от Раджмахалского выступа, так и от Шиллонгского блока крупными меридиональными разломами, вдоль которых проложены долины Ганга и Брахмапутры и происходило сообщение Предгималайского прогиба с Бенгальским.

Западно-Бенгальский прогиб представляет собой региональную моноклинали общего северо-восточного простираения с наклоном слоев, постепенно возрастающим с северо-запада на юго-восток от 3—4 до 5—6° (по эоцену). Моноклинали эта осложнена рядом продольных сбросов и заканчивается Пабна-Майменсингской флексурой (hinge line), в полосе которой наклон слоев возрастает до 15—20°, а глубина погружения фундамента — до 9—10 км. Эта флексура, проходящая через Калькутту, отделяет Западно-Бенгальское перикратонное опускание от собственно Бенгальского (Предараканского) передового прогиба. Бенгальский прогиб ограничен на севере крупным Даукским широтным глубинным разломом от южного склона Шиллонгского массива, сложенного шельфовыми отложениями мела — эоцена. Весьма вероятно, что Даукский разлом (сдвиг) ¹ продолжается к западу в направлении Раджмахалских холмов и широтного течения р. Ганга, пересекая южный склон Рангпурской седловины (Матур, Эванс, 1966) и образуя также, по крайней мере на востоке, северное ограничение Западно-Бенгальского прогиба.

Разрез осадочного чехла Западно-Бенгальского прогиба начинается внизу верхнепермскими угленосными отложениями нижней гондваны и юрско-нижнемеловыми раджмахалскими траппами. Выше трансгрессивно залегают маастрихт-датские карбонатно-терригенные морские отложения, в свою очередь трансгрессивно перекрытые параличскими осадками палеоцен-эоцена и известняками эоцена. Далее следует мощная терригенная формация олигоцена — неогена — квартера, в основном именно за ее счет так сильно возрастает с северо-запада на юго-восток мощность всего чехла.

Коромандельский перикоеанический прогиб. Западно-Бенгальский прогиб прослеживается вдоль побережья Бенгальского залива примерно до устья р. Маханади, точнее несколько юго-западнее. Далее между дельтами Маханади и Годавари к берегу непосредственно подходят породы докембрийского фундамента Восточных Гат и лишь начиная с дельты Годавари и до южной оконечности полуострова снова развиты более молодые осадки. Они образуют так называемый бассейн Каувери. В районе Полкского пролива юго-восточный борт этого прогиба становится видимым в северо-западной части Шри Ланка. В обоих бортах к породам фундамента по сбросам примыкают верхнегондванские ($J_3 - K_1$) паралические песчано-глинистые осадки мощностью до 400 м. Стратиграфически выше залегает мелководно-морская карбонатно-терригенная формация верхнего мела (с альба), достигающая мощности порядка 3 км. Еще большей мощностью, до 3,5 км обладают паралические отложения эоцена — нижнего миоцена, залегающие трансгрессивно на меловых. Разрез заканчивается прибрежно-эстуариевыми песчаниками среднего миоцена — нижнего плиоцена (Rama Rao, 1973; Sastri et al., 1977). Глубина погружения фундамента достигает 5—6 км. Геофизические данные показывают, что строение основания осложнено как продольными, так и поперечными поднятиями и разрывами, что представляет обычное явление для такого рода рифтовых структур. Эти тектонические осложнения затрагивают в основном мезозой; по кайнозойским же отложениям вырисовывается довольно пологий и простой прогиб.

¹ Предполагалось (Матур, Эванс, 1966), что вдоль этого сдвига (правого) Шиллонгский массив перемещен на большое расстояние к востоку по отношению к современному северо-восточному углу Индостанского щита. Однако, если Рангпурская седловина сложена в основании, под траппами, докембрием, размер такого перемещения может быть лишь очень небольшим, соответствуя рифтам вдоль долин Ганга и Брахмапутры.

ИНДОСТАНСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Несмотря на существующие противоречия в интерпретации состояния геологической изученности оправдывает попытку восстановления истории формирования субконтинента, начиная с древнейших времен.

Раннеархейский этап (4000²—3000 млн. лет). Древнейшие радиометрически датированные породы фундамента Индостанской платформы с возрастом 3000—3400 млн. лет представлены в основном гнейсами, чарнокитами и гранитами. Это так называемый додарварский комплекс, включающий значительную часть «полуостровных гнейсов» Карнатаки, кондалитовый и подстилающий его комплекс Восточных Гат и Шри Ланка и древнейшие метаморфиты Сингбума. Восстановление первичного состава этих метаморфических образований показывает, что они возникли за счет осадочных, преимущественно аркозовых, кварцево-песчаных, глинистых и отчасти карбонатных отложений (Divakara Rao et al., 1974; Katz, 1971; Sriramadas a. Murthy, 1975). Следовательно, эти породы не могли представлять собой первичную кору региона (Naqvi et al., 1974). Присутствие ксенолитов основных и ультраосновных магматитов в «полуостровных гнейсах» с возрастом 2950 ± 150 млн. лет и прослоев амфиболитов с возрастом 3200 млн. лет служит прямым указанием на вероятность существования более древнего меланократового основания, а возможным реликтом такого основания является нижняя часть дарварского комплекса (s. lato), сложенная преимущественно основными, низкокальциевыми и с повышенным содержанием Fe и Mg и отчасти ультраосновными (вероятно, типа коматитов) вулканитами, с подчиненными аргиллитами, кремнями и джеспилитами (Pichamuthu, 1974; Radhakrishna, 1974). Имеются отдельные весьма древние радиометрические датировки меланократовых пород — 2900 ± 200 млн. лет для амфиболитов Колара и 3295 ± 200 млн. лет для роговообманковых сланцев Хутти. Коларский «сланцевый» пояс рассматривается как вероятный конкретный представитель древнейших зеленокаменных образований Индостана (Naqvi et al., 1974), наряду с сарсурским комплексом (Radhakrishna a. Vasudev, 1977). Впрочем, самостоятельность и максимальная древность этих образований остаются еще очень спорными (см. выше).

Очевидно, следующими стадиями развития были региональный метаморфизм и гранитизация этого меланократового основания, далее его размыв и отложение осадочных, песчано-глинистых толщ и, наконец, метаморфизм и гранитизация этих толщ с образованием древнейшего гнейсового комплекса платформы. Характерен тоналитовый состав комплекса (Pichamuthu, 1974). Причем на этот раз метаморфизм, вероятно, достиг гранулитовой ступени с образованием чарнокитов и анортозитов. Появление этих пород на поверхности лишь по восточной и южной периферии «Дарварского кратона», скорее всего, связано с более поздним воздыманием «чарнокитовых поясов» в процессе последующей, начиная с 1600 млн. лет (восточногатская эпоха), активизации. Такое объяснение распределения «чарнокитовых поясов» (Долгинов и др., 1973; Radhakrishna, 1974) более вероятно, чем предложение о более позднем, происшедшем уже во время самой активизации гранулитовом метаморфизме (Katz, 1971; Pichamuthu, 1974). Вместе с тем, вероятно, вполне справедливо мнение Б. П. Радхакришны о том, что молодые чарнокиты являются результатом ультраметаморфизма более ранних гнейсовидных чарнокитов, дающего начало в гораздо более позднее время магматическим чарнокитам.

Позднеархейский этап (3000—2600 млн. лет). Этот этап характеризуется прежде всего заложением и развитием Дарварской протогеосинклинали с накоплением в ее пределах мощной толщи осадков, в том числе обильных граувакк и вулканитов от основных до кислых (рис. 70А). Разрез среднего дарвара (нижний, как отмечалось, вероятно, имеет доверхнеархейский возраст) начинается с конгломерата, содержащего гальку раннеархейских гранитов; следовательно, дарварский комплекс скорее всего отлагался на раздробленном, утоненном и, возможно, частично раздвинутом сиалическом основании. О вероятности последнего говорит существование пояса мафитов-ультрамафитов с хромитом и сульфидами никеля и меди, протягивающегося на 200 км на юг от Майсура (пояс Нуггихалли) и, возможно, намечающего собой ось Дарварской геосинклинали (Pichamuthu, 1974).

В развитии этой геосинклинали намечается два этапа с образованием самостоятельных генераций гранитоидов. Многофазный (2400—2000 млн. лет) батолит Клоцепет образовался уже после завершения собственно геосинклинального развития и слагающие его граниты отличаются от более древних преобладанием калия над натрием. Это первые настоящие калиевые граниты в истории Индостана, вероятный продукт селективного плавления и метасоматоза более древнего гнейсового основания.

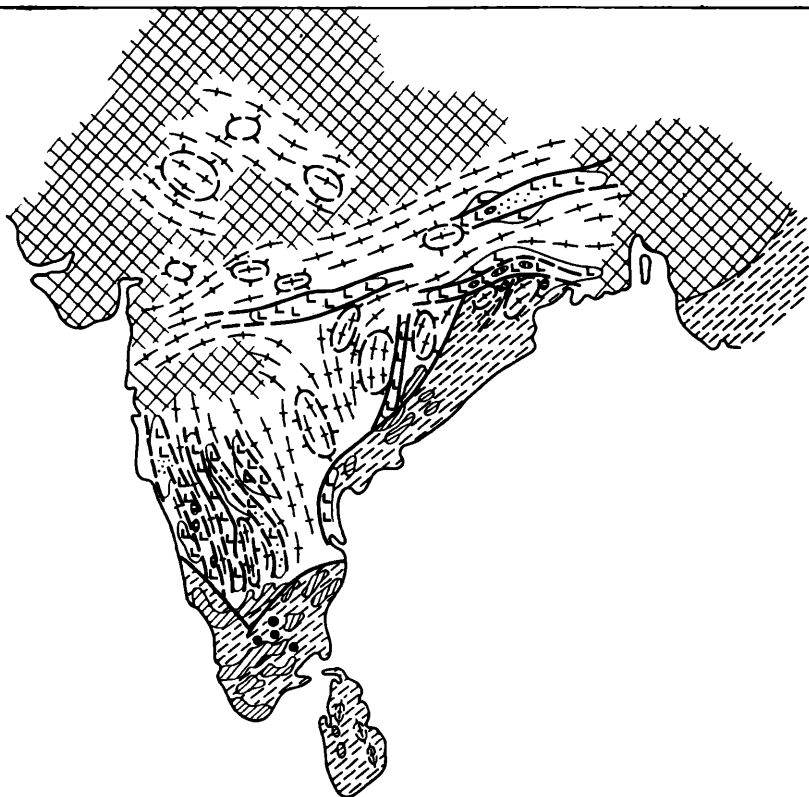
Гранитизированные аналоги дарварского комплекса широко распространены в северной части платформы — Бандельканд, Сингбум (периферия свода), Чотанагпур (?), хотя не исключено, что граниты Бандельканда образовались по более древним, додарварским супракrustальным породам.

К концу архея кратонизация распространилась, очевидно, уже на большую часть будущей Индостанской платформы, за возможным исключением лишь ее северо-западного угла (Араваллийская система и участок к западу от нее). Это и есть «Дарварский кратон» индийских геологов, хотя иногда под Дарварским кратоном понимают лишь его южную половину, к югу от линеамента Нармада-Сон.

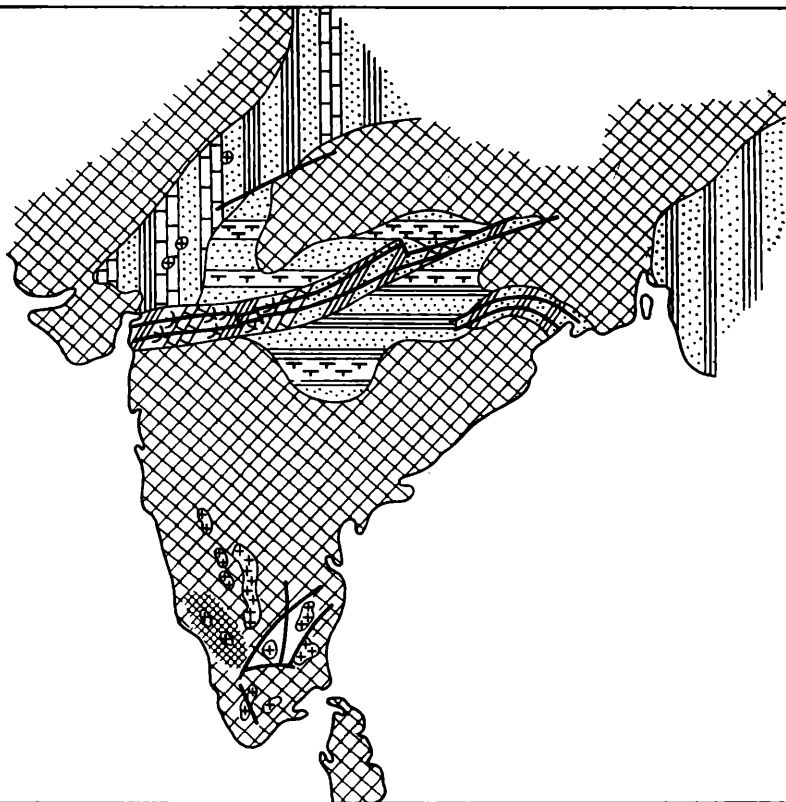
Раннепротерозойский (2600—2000 млн. лет) этап. В начале этого этапа северная часть «Дарварского кратона» подверглась дроблению с образованием двух крупных протогеосинклинальных систем — Араваллийской и северо-восточного простириания на северо-западе и Сатпурской субширотного, точнее, восточно-северо-восточного простириания в центре с вероятным продолжением в направлении современного Шиллонга (см. рис. 70, Б). Эти геосинклинали разделялись Банделькандским кратоном («микрократоном»), но должны были сочленяться на западе где-то в низовьях Нармады.

Состав выполнения раннепротерозойских геосинклиналей Индостана отличается решительным преобладанием осадочных пород — терригенных (включая кварцевые пески) и карбонатных; местами продолжают встречаться джеспилиты (северный Сингбум), но уже без ассоциации с основными вулканитами. Это отличие состава пород от дарварского комплекса наряду с радиогеохронометрическими данными не дает, как нам кажется, основания для параллелизации данного комплекса пород с дарварским, принимаемой рядом исследователей (Салоп, 1966; Dag, 1972), а также на новой тектонической карте Индостана (Ray, 1972) с повышением возраста дарварских отложений до раннепротерозойского. Сатпурская система с отложением серий Саколи, Чайбаса, Биджавар явно принадлежит к категории интракратонных. Миогеосинклинальный характер носит и Араваллийская система, а ее интракратонное положение достаточно вероятно. Как в Араваллийской, так и в Сатпурской системах отчетливо проявлен диастрофизм на уровне 2000 млн. лет, т. е. на рубеже раннего и среднего протерозоя; он создал здесь крупные поднятия, сопровождался интенсивными

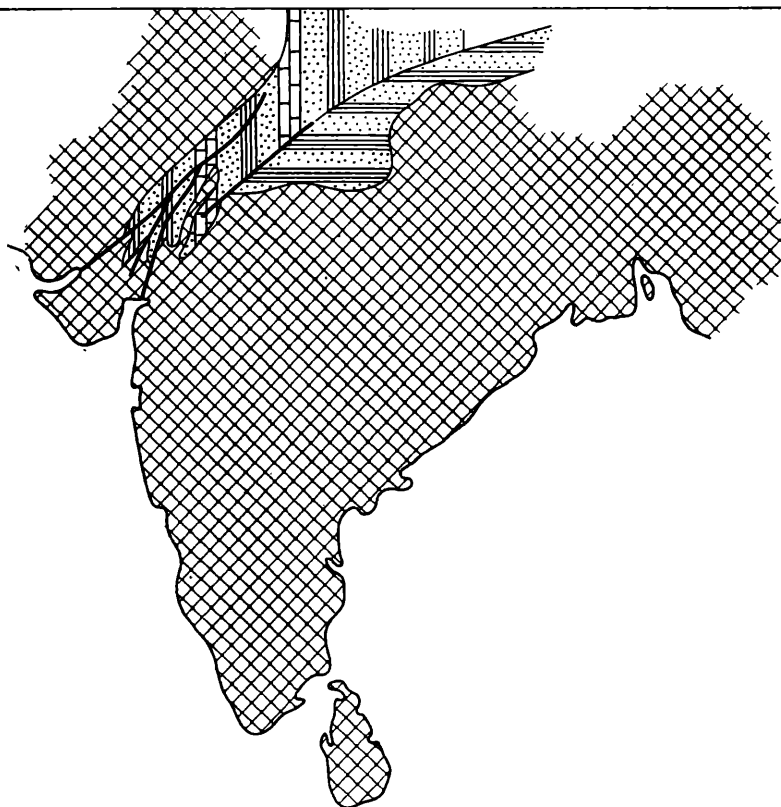
A



Б

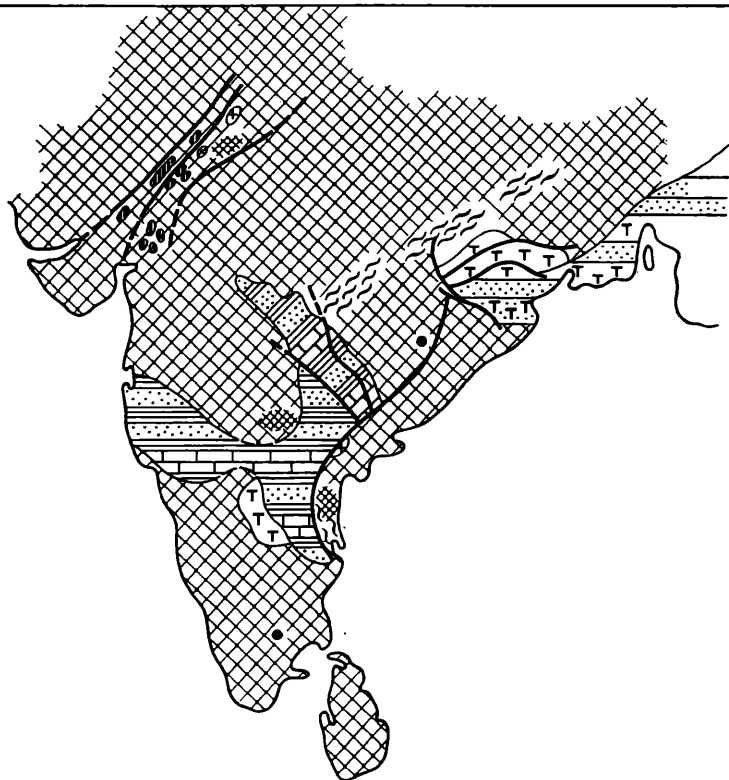


В

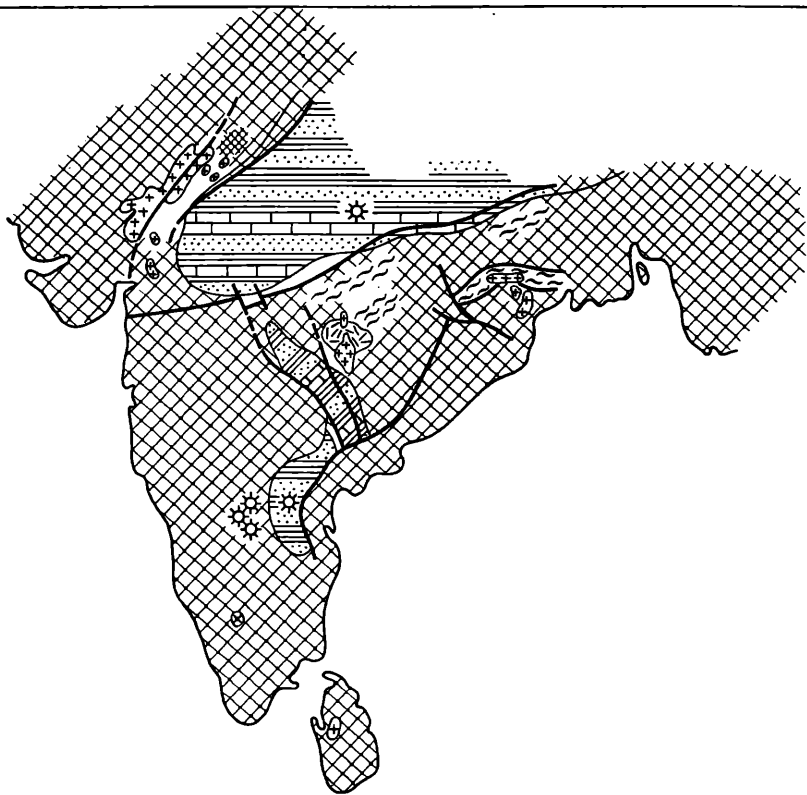


1

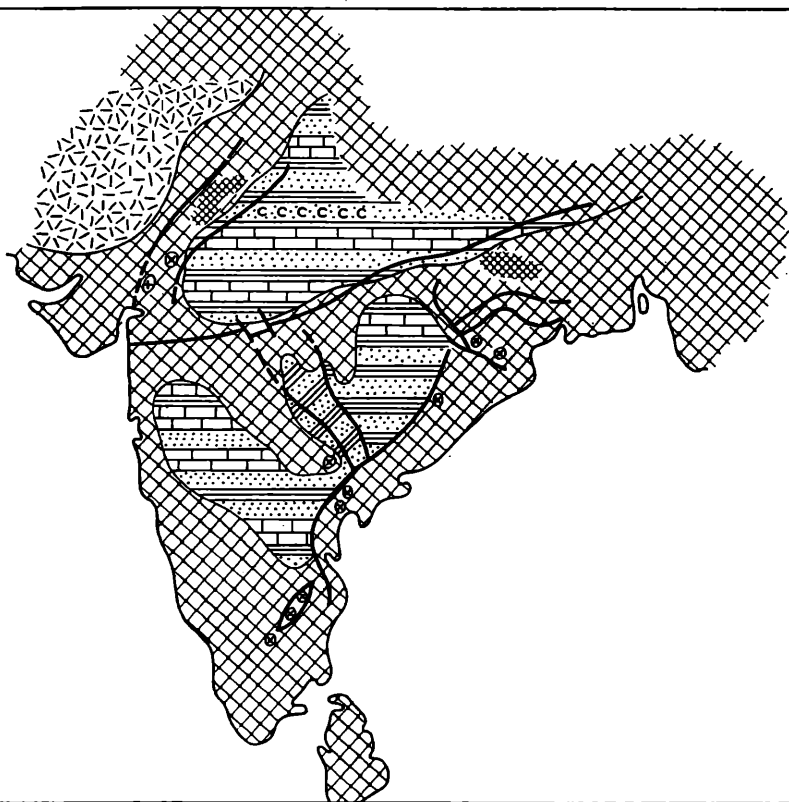
Г



Д



Е



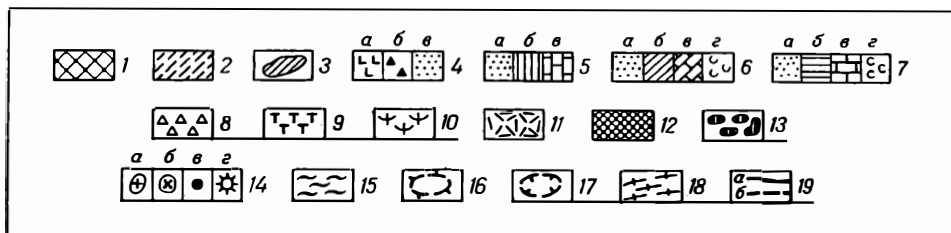
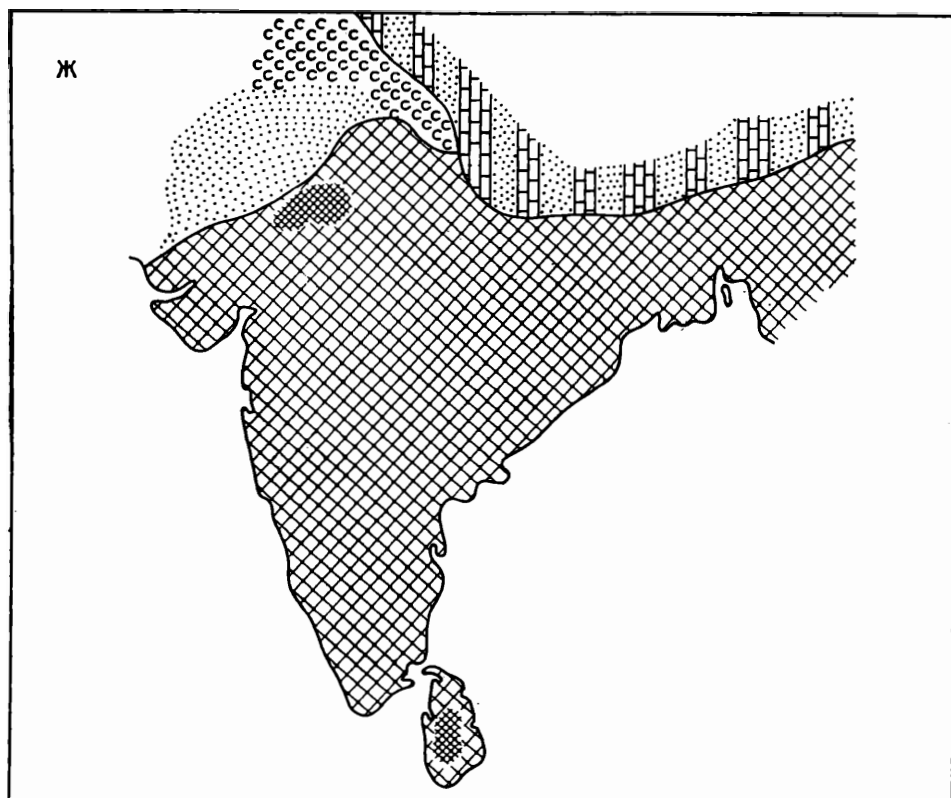


Рис. 70. Палеотектоническая схема Индостана (А, Б, В, Г, Д, Е, Ж). По В. М. Моралеву.

1 — области поднятия; 2 — гранулит-базитовый комплекс (направление штриховки отражает примерно ориентировку структур); 3 — чарнокитовые граниты; 4 — зеленокаменные пояса: а — спилит-коматинитовые комплексы, б — кремнистые толщи, в — граувакки; 5 — геосинклинальные отложения (включая отложения интракратонных геосинклиналей): а — обломочные, б — глинистые, в — карбонатные, г — эвапоритовые; 6 — отложения, выполняющие авлакогеи: а — обломочные, б — глинистые, в — карбонатные, г — эвапоритовые; 7 — то же, платформенные отложения; 8 — брекчии; 9 — траппы; 10 — вулканы среднего и смешанного состава; 11 — риолиты; 12 — пегматитовые поля; 13 — гипербазиты; 14 — а — гранитные интрузии, б — щелочные интрузии (включая карбонатиты), в — анортозиты, г — кимберлитовые трубки; 15 — зоны диафтореза и криптометаморфизма; 16 — гранито-гнейсовые купола и овалы; 17 — нелинейные отрицательные структуры (чаши); 18 — гранитизация и метаморфизм амфиболитовой фации; 19 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые.

А — архей; Б — ранний протерозой; В — средний протерозой; Г — ранний рифей; Д — средний рифей; Е — поздний рифей; Ж — венд

деформациями, метаморфизмом, гранитообразованием, магматизацией («полосчатые гнейсы»). Отголоски тектоно-магматической активности этого времени ощущаются на юге в Восточных Гатах, в Майсуре (последние фазы внедрения гранитов Клосепет) и на Шри Ланка; в целом южная часть платформы сохраняла приподнятое положение.

По мнению С. М. Накви, В. Д. Рао и Х. Нараина (Naqvi et al., 1974), уже к концу раннего протерозоя на площади будущего Индостана сложилось три протоконтинента: Араваллийский, Сингбумский и Дарварский, разделенные шовными зонами, вдоль которых в дальнейшем возникли рифты Нармада-Сон и Годавари. Каждый из этих протоконтинентов в свою очередь образовался из двух ядер. Стабилизацию фундамента Индостанской платформы к среднему протерозою авторы обосновывают, в частности, химизмом средне- и верхнепротерозойских дайковых серий, заметно отличающимся от состава более древних магматитов. Эти же данные привели к выводу, что уже к среднему протерозою мощность коры Индостана достигла порядка 35 км.

Следует, однако, заметить, что прямые доказательства обособленности предполагаемых протоконтинентов уже в среднем протерозое отсутствуют; даже для позднего протерозоя приводятся лишь косвенные соображения о приуроченности к будущим гондванским рифтам куддапахских отложений. Кроме того, в среднем протерозое в некоторых зонах (см. ниже) еще продолжалось накопление осадков геосинклинального типа.

Среднепротерозойский этап (1900—1700 млн. лет). На этом этапе, как только что отмечалось, продолжалось геосинклинальное развитие западной части Араваллийской системы с накоплением карбонатно-терригенных осадков дельийской «системы», а также отдельных остаточных прогибов Сатпурской системы (см. рис. 70, В).

С конца среднего протерозоя последние интракратонные геосинклинали Индостана заканчивают свое существование, подвергаясь складчатости, метаморфизму и гранитизации (граниты Байрат и Сарара Раджастана и др.). Одновременно зона Восточных Гат испытывает интенсивную активизацию с образованием гранитов и редкоэлементных пегматитов.

Ранне- и среднерифейский (готско-гренвильский, 1700—1000 млн. лет) этапы. Вслед за отмиранием геосинклинального режима на площади Индостанской платформы начинается переход к платформенным условиям — стадия кратонизации (на большей части платформы она могла начаться уже в раннем протерозое). Эта стадия лучше всего документирована в районе южного и восточного Сингбума, где несогласно на породах архейской железорудной серии залегают конгломераты и кварцито-песчаники Данджори, а затем основные лавы Джаганатпур — Данджори — Далма с возрастом 1700—1600 млн. лет. Выше следуют глинистые сланцы и известняки серии Колхан (1600—1500 млн. лет). Эти и более древние породы вмещают основного же состава интрузии и дайки («молодые долериты»), а также более крупные дифференцированные плутоны ультраосновного — габбро-анортозито-гранофирового состава, причем габбро-анортозиты имеют возраст 1470 млн. лет (все цифры по Саркару; Sarkar, 1972). Подобные интрузии имеются и на западе Западной Бенгалии. К той же эпохе тектоно-магматической активности (готской) принадлежат щелочные интрузии северной оконечности Восточных Гат в районе устья р. Годавари (1265±85 млн. лет) и нефелиновые сиениты Кишенгарха в Араваллийском хребте (1490 млн. лет). Осадки и лавы нижнерифейского возраста местами довольно интенсивно деформированы и метаморфизованы.

На этом же этапе (см. рис. 70, Г, Д) начинается формирование уже собственно осадочного чехла платформы, выполняющего ряд впа-

дин, в том числе Куддапахский прогиб. Развитие последнего, как отмечалось, синхронно поднятию смежной зоны Восточных Гат. Накопление молассоидных куддапахских осадков на ряде участков сопровождалось внедрением силлов долеритов. Можно заметить, что впадины как этого, так и следующего этапов размещаются в основном в пределах блоков фундамента, консолидированных уже к концу архея, в то время как более молодые складчатые зоны — Араваллийская и Сатпурская — продолжают испытывать поднятие, которое достигло кульминации в гренильскую эпоху, т. е. на рубеже около 1000—900 млн. лет. К этой же эпохе относится внедрение гранитов Эринпура, Унтала, Аджмер в Араваллийской складчатой зоне. На крайнем северо-западе платформы, в районе Саргодийского выступа, примерно к этой же эпохе закончилось развитие геосинклинальной зоны западно-северо-западного простирания, возможно уже принадлежащей северо-восточному обрамлению платформы и продолжающейся на востоке под Предгималайским прогибом.

Кимберлитовые трубки, известные как в северной, так и в южной части Индостанской платформы также возникли в гренильскую эпоху — их возраст соответственно 1170—974 и 1023—840 млн. лет (Paul et al., 1975). К тому же возрасту относятся предкорнулские долериты Куддапахской впадины (980 ± 110 млн. лет).

Позднерифейский (раннебайкальский, 1000—680 млн. лет) этап. Несмотря на значительную активизацию тектоно-магматической деятельности в конце предыдущего этапа, существенной перестройки структурного плана платформы не произошло, и виндийские (верхневиндийские) впадины в ряде районов наследуют впадины предыдущего этапа (Виндийская, Куддапахская синеклизы и др.). Тектонический режим на большей части платформы в позднем рифее (см. рис. 70, Е) был в общем спокойнее, чем в среднем, преобладали плавные опускания, в отличие от среднего рифея не сопровождавшиеся трапповым магматизмом. Существенно иначе обстояло дело к северо-западу от зоны Аравалли — здесь в первой половине этапа шло формирование кислой вулcano-плутонической ассоциации (риолиты Малани, граниты Джалор и Сивана, пегматиты), которое затем сменилось погружением с накоплением песчаников Джодпур. Впрочем, граниты с возрастом 735 млн. лет известны на юго-западе хр. Аравалли, с возрастом 790 и 725 млн. — среди дарварского комплекса в Майсуре, с возрастом 796 и 765 млн. лет — в Западной Бенгалии и на Шиллонгском плато, а несколько более древние — в Сингбуме, что указывает на продолжающуюся ремобилизацию древнего гранито-гнейсового субстрата. Карбонатит Коратти в Восточных Гатах датирован в 720 ± 30 млн. лет.

Вендско-раннекарбоновый (позднебайкальский — каледонский — раннегерцинский) этап. В течение всего этого весьма длительного времени Индостанская платформа испытывала общее поднятие, особенно энергичное в венде (рис. 70, Ж), кембрии и ордовике, на что указывают многочисленные радиометрические датировки в интервале 700—450 млн. лет. Эти датировки в подавляющем большинстве отражают «омоложение», т. е. повторный разогрев более древних пород, а их пространственное распределение — хр. Аравалли, Шиллонг (Ассам), Восточные Гаты, Керала и Шри Ланка — указывает на преимущественный охват этим процессом периферических частей платформы. Некоторые пегматиты хр. Аравалли, Кералы и Шри Ланка, видимо, непосредственно связаны с данной эпохой (эпохами?) тектоно-магматической активности.

Одновременно с поднятием основной части платформы ее крайняя северо-западная часть — район современного Соляного кряжа в Пакистане в венде и раннем — среднем кембрии испытывала погружение с накоплением сначала лагунной эвапоритовой (венд), а затем мелко-

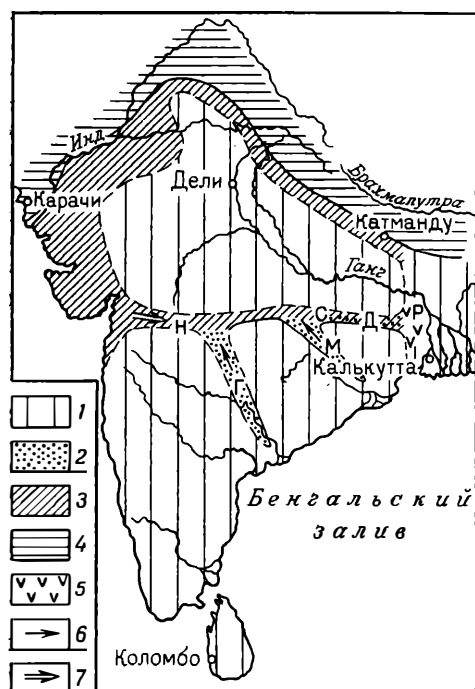


Рис. 71. Палеотектоническая схема Индостана. Гондванский этап.

1 — области поднятий и размыва; 2 — авлакогены, преимущественно континентальные отложения; 3 — то же, с морскими прослоями; 4 — перикратонные опускания и многоосклинали, трансгрессия моря; 5 — траппы Раджмахала; 6 — направления стока вдоль авлакогенов; 7 — направление ингрессии моря
Н — Нармада, С — Сон, Д — Дамодар, Р — Раджмахал, Г — Годавари, М — Маханади

водноморской терригенной с прослоями доломитов (нижний — средний кембрий) формации. В конце кембрия море покидает и этот район, вследствие чего уже вся платформа становится областью поднятия и размыва почти до конца карбона.

Позднекарбонный — среднетриасовый (позднегерцинский, раннегондванский) этап. Можно предполагать, что к началу этого нового этапа, наступившего примерно одновременно на всей территории Гондваны, интенсивность поднятия этой территории, включая Индостан, заметно возросла и она оказалась охваченной гигантским покровным оледенением. Впрочем, в Индостане масштабы оледенения были менее значительными, чем в других частях Гондваны, и оно было здесь лишь полупокровным (Frakes et al., 1975). Предполагаемыми центрами оледенения в Индостане являются Араваллийский хребет, откуда льды растекались в основном на северо-запад, Каймурский и Виндийский хребты в Центральной Индии, находившиеся на северной периферии складчатой системы Сатпура, Деканские горы, и, вероятно, Восточные Гаты, т. е. в общем опять зоны, характеризовавшиеся в течение всего позднего докембрия тенденцией к преимущественному воздыманию. Накопление же осадков «нижней гондваны» происходило в пределах системы прогибов, позже преобразованных в грабены и заложённых вдоль крупных зон разломов — линеаментов Нармада-Сон-Дамодар, Маханади и Годавари (рис. 71). При этом авлакогены Маханади и Годавари имели уклон в сторону основного авлакогена Нармада — Дамодар, в противоположность современному направлению течения рек, возникших вдоль этих авлакогенов. Что касается широтного авлакогена Нармада — Дамодар, то в западной части он углублялся к западу, а в восточной — к востоку. Помимо авлакогенов, характерные для «нижней гондваны» отложения, в частности ледниковые валунные конгломераты Талчир, известны на северной периферии платформы в Соляном крыже, в Хазаре, Кашмире, Гарвале и Симле (Низкие Гималаи), свидетельствуя о принадлежности этой части Гималаев в позднем палеозое и начале мезозоя к склону Индостанской

платформы. Предполагается, что ледниковый материал в эту периферическую зону перемещался со стороны Араваллийского хребта, но могли быть и более северные центры (Frakes et al., 1975).

В Соляном кряже ледниковые образования верхов карбона перекрываются морской нижней пермью, которая известна и в Раджастане, а следы кратковременной ингрессии раннепермского моря с запада и севера имеются и в авлакогене Нармады. Этот факт наряду с появлением морских прослоев среди осадков Карру по обе стороны Мозамбикского пролива указывает на начало формирования зоны опускания Мозамбикский пролив — Сомалийская котловина — Аравийское море уже в перми, хотя эта зона первоначально могла представлять собой узкий эпиконтинентальный бассейн, замкнутый на юге, а окончательное образование в ее пределах бассейна океанического типа — произойти лишь в значительно более позднее время.

Изменение состава осадков по разрезу «нижней гондваны» говорит о постепенном затухании тектонической активности к середине перми и о новом ее повышении к середине триаса. В это время значительно оживились подвижки по разломам и началось обособление Индостанской платформы в виде, близком к современному, что означает наступление нового этапа тектонического развития.

Позднетриасовый — меловой (позднегондванский, киммерийский этап). Важнейшей чертой этого этапа является образование перикратонных и периокеанических прогибов по западной и восточной периферии платформы. При этом на западной периферии процесс развивался с опережением (о чем свидетельствует уже проникновение пермского моря) и большей интенсивностью. Морской мезозой здесь начинается с батских слоев и включает всю верхнюю юру, представленную вместе с батом карбонатно-терригенной мелководноморской формацией мощностью почти в 2 км в Каче. В скважине у г. Набисар (Пакистан) морская юра подстилается континентальной песчано-глинистой толщей мощностью 1000 м; здесь же карбонатная морская юра имеет мощность 480 м, а в скважине Хайрпур — 1350 м. Все это свидетельствует о достаточно значительном опускании Синд-Пенджабского перикратонного прогиба в течение юрского периода. Поскольку в среднеюрскую эпоху широкая морская трансгрессия охватывает также Аравию и Восточную Африку вместе с западным побережьем Мадагаскара, можно констатировать, что возникший ранее эпиконтинентальный бассейн испытал дальнейшее расширение и некоторое углубление.

После частичной регрессии в самом конце юры — начале мела (слои Умиа, Кача и Катиавара) морские условия восстановились в апте. Впрочем, ближе к Белуджистанской геосинклинали море существовало, вероятно, непрерывно. Меловые отложения Синд-Пенджабского склона платформы представляют собой прибрежно-мелководную карбонатно-терригенную формацию мощностью от 500—600 до 2000 м близ Карачинского прогиба. В позднемеловую эпоху мелководный морской залив возник в низовьях р. Нармады, положив начало образованию Деканской синеклизы.

С юры — раннего мела началось формирование Западно-Бенгальского перикратонного прогиба, южное продолжение которого протягивается вдоль восточного побережья Индостана (Коромандельский берег) и через Полкский пролив между Индостаном и Шри Ланка. Этот прогиб сначала заполнялся континентальными осадками; важным эпизодом явилось излияние раджамахальских плато-базальтов, связанное, очевидно, с разлитием периферических разломов. В барреме — альбе в прогиб впервые проникает море (Rama Rao, 1973), вероятно с юга, из восточной части современного Индийского океана, где бурением установлено присутствие нижнего мела в основании осадочного слоя коры. Развитие Западно-Бенгальского прогиба продолжает-

ся в течение всего позднего мела и кайнозоя; он постепенно заполняется огромной толщей терригенных и карбонатно-терригенных осадков, то паралических, то мелководно-морских. Ось максимальных прогибаний последовательно смещается к востоку.

Уже давно было отмечено, что морская меловая фауна западной и восточной периферии Индостанской платформы значительно различается. Это было объяснено существованием вплоть до конца мела континентальной глыбы Лемурии, объединявшей Индостан, Шри Ланка и Мадагаскар и отделявшей западный бассейн современного Индийского океана от восточного. Теперь эти представления подтверждены скважинами, пробуренными с «Гломар Челленджера» к западу и востоку от Мадагаскара и обнаружившими аналогичные различия.

Позднемеловой — палеогеновый (раннеальпийский) этап. Граница этого этапа с предыдущим является довольно условной и, возможно, весь поздний мел следует относить уже к данному этапу. Его самостоятельность выражается, во-первых, в образовании Деканской синеклизы — огромной впадины проседания с ее колоссальными плато-базальтовыми излияниями и, во-вторых, в наложении на эту впадину Камбейского грабена С-СЗ — Ю-ЮВ простираения, а на Западно-Бенгальский прогиб (южную часть) — Полкского грабена С-СВ — Ю-ЮЗ простираения. Развитие Деканской синеклизы приходится на датский век — палеоцен, начало образования Камбейского и Полкского грабенов — на эоцен. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что восточное ограничение Камбейского грабена находится строго на одной линии с западным побережьем Индостана, а западное ограничение Полкского грабена — на одной линии с восточным побережьем полуострова. Это однозначно доказывает, что современные контуры субконтинента начали формироваться в эоцене и что к этому времени относится окончательное отделение Шри Ланка и, вероятно, Сейшельско-Мадагаскарского микроконтинента. С этим хорошо согласуется палеоценовый возраст основания осадочного слоя океанической коры Аравийского моря.

На этом этапе продолжалось погружение Синд-Пенджабского (от Катиавара на юге до Соляного кряжа на севере) и Западно-Бенгальского перикратонных прогибов, со смещением зоны максимальных погружений соответственно к западу и востоку. Вдоль Майменсингской флексуры в позднем палеоцене — эоцене, вероятно, возник барьерный риф. Этот риф мог протягиваться далее на северо-восток вдоль южного края Шиллонгского массива вплоть до Ассама. Подобный же барьерный риф устанавливается по границе Синд-Пенджабского перикратонного прогиба и Белуджистанской геосинклинали (Мовшович, 1974).

Во внутренней части платформы погружения в эоцене прекратились и она стала втягиваться в общее поднятие, резко усилившееся в олигоцене и особенно неогене.

Неоген-четвертичный (позднеальпийский, неотектонический) этап. По существу этот этап начинается уже в олигоцене, когда по всему периметру платформы происходит крупная регрессия моря. Напротив, в начале миоцена море снова наступает (как и по периферии Африканского континента); морские осадки впервые появляются на Малабарском берегу Индостана, в Каче и Катиаваре, трансгрессия отмечается и в Западной Бенгалии. Плиоцен и плейстоцен — эпохи нового осушения и накопления континентальных обломочных осадков.

Внутренняя часть полуострова испытала на этом этапе значительное поднятие и сводово-глыбовые деформации, хорошо прослеживаемые по изменению отметок донеогеновой поверхности выравнивания, достигающих 2500 м над уровнем океана. Амплитуда неотектонического воздымания составляет 2—2,5 км и более в Западных и Восточных Гатах (максимальная гипсометрическая отметка полуострова

2698 м в Кардамоновых горах на крайнем юге) и порядка 1—1,5 км в горах Аравалли, Виндхья, Сатпура и на Шиллонгском плато. Шри Ланка представляет собой сводогорст с максимальной отметкой 2524 м. Легко заметить, что, за отдельными исключениями (северная часть Западных Гат), области наибольшего новейшего поднятия соответствуют зонам наиболее поздней докембрийской складчатости и повторной орогенной активизации. Долины же крупнейших рек полуострова следуют вдоль древних линеаментов, использованных «гондванскими» авлакогенами. В целом огромный сводогорст Индостана отделен флексурно-разрывными зонами подчеркнутыми линиями водопадов от молодых океанических впадин Аравийского моря и Бенгальского залива. На север, под Предгималайский прогиб, и отчасти северо-запад он погружается более плавно. Перикратонные прогибы севера платформы постепенно втягиваются в общее ее поднятие и приобретают наклон в сторону передовых прогибов Белуджистанской и Араканской альпийских складчатых систем. Вдоль западного и восточного побережий полуострова имеются многочисленные следы контрастных вертикальных движений, отразившихся, в частности, на судьбе портовых и храмовых сооружений древности.

Новейшей тектонике Индостана специально посвящены обзорные статьи В. А. Апродова (1966) и А. А. Чистякова (1972).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апродов В. А. Новейшие тектонические структуры платформенной Индии. — В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М., Наука, 1966. 508 с.
- Белый Н. И., Пашков Ю. В. Особенности геологического строения и нефтегазоносность Камбейского бассейна Западной Индии. — М., ВНИИОЭНГ, 1972. 85 с.
- Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Мовшович Э. Б., Соколов Б. А. Очерк геологии Пакистана. М., Недра, 1971. 166 с.
- Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индия и Шри Ланка/С. Е. Колотухина, В. М. Моралев, Г. А. Топунова, Л. И. Кляповская, В. В. Бурков, А. Е. Рожанец. М., Наука. 152 с.
- Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 8—19.
- Калинин Н. А. Проблемы геологии нефти и газа Индии. М., Недра, 1966. 108 с.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954. 424 с.
- Лазько Е. М. О нижнем докембрии южной части Индийской платформы. — Сов. геология, 1966, № 11, с. 55—67.
- Матур Л. П., Эванс П. Нефть в Индии. М., Недра, 1966. 143 с.
- Моралев В. М., Перфильев Ю. С. К геологии докембрия Южной Индии. — Сов. геология, 1972, № 6, с. 98—107.
- Мовшович Э. Б. Палеогеографические критерии поисков крупных месторождений нефти и газа (на примере Южной Азии). М., Недра, 1974. 128 с.
- Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10, с. 10—29.
- Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., Наука, 1966. 508 с.
- Салоп Л. И. К стратиграфии нижнего докембрия Южной Индии. В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М., Наука, 1966. 508 с.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2. М., Недра, 1970. 430 с.
- Чистяков А. А. Новейшая тектоника Индостанского полуострова. — Тр. НИЛ-зарубежгеологии, вып. 22, 1972, с. 198—212.
- Balasundaram M. S. a. Balasubrahmanyam M. N. Geochronology of the Indian Precambrian. — Geol. Soc. Malaysia, Bull. 6, 1973, p. 213—226.
- Balasundaram M. S. a. Ray D. K. Tectonic framework and evolution of India. — Geol. Soc. Malaysia, Bull. 6, 1973, p. 17—26.
- Berger A. R. The Precambrian metamorphic rocks of Ceylon: a critique of a radical interpretation. — Geol. Rdsch., 1973, Bd. 62, p. 342—347, M. B. Katz. A reply. Там же. p. 347—350.
- Cooray P. C. An introduction to the geology of Ceylon. Natl. Museum Colombo, 1967, 324 pp.
- Crawford A. R. a. Oliver R. L. The Precambrian geochronology of Ceylon. Spec. Publ. Geol. Soc. Australia, 1969, vol. 2, p. 283—306.
- Crawford A. R. a. Compston W. The age of the Cuddapah and Curnool systems, Southern India. J. Geol. Soc. Australia, 1973; vol. 19, pt. 4, p. 453—464.

—*Dar K. K.* Evolution of the Aravalli—Dharwar geosynclinal orogenic belt in India and the development of its structural pattern. *Int. Geol. Congr.*, 24 sess., sect. 3. Montreal, 1972.

Davies R. G. a. Crawford A. R. Petrography and age of the rocks of Bulland Hill, Kirana Hills, Sarghoda district, West Pakistan. — *Geol. Mag.*, 1971, vol. 108, N 3, c. 235—246.

Divakara Rao V., Naqvi S. M., Satyanarayana K., a. Hussain S. M. Geochemistry and origin of the Peninsular gneisses of Karnataka, India. — *J. Geol. Soc. India*, 1974, vol. 15, N 3, p. 270—277.

Eremenko N. A., Nagi B. S. (ed.) Tectonic map of India. Oil a. Natural Gas Commission, Dehradun, 1968.

— *Frakes L. A., Kemp E. M., Crowell J. C.* Late Paleozoic glaciation: Part IV, Asia. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, vol. 86, p. 454—464.

Ghose N. C., Shmakin B. M. a. Smirnov V. N. Some geochronological observations on the Precambrians of Chotanagpur, Bihar, India. — *Geol. Mag.*, 1973, vol. 110, N 5, p. 472—482.

Katz M. B. The Precambrian metamorphic rocks of Ceylon. — *Geol. Rdsch.*, 1971, Bd. 60, p. 1523—1549.

Krishnan M. S. Geology of India and Burma, 5 ed. Madras, Higginbothams, 1968.

Kumar S. Structure of Western Indian continental shelf between Bombay and Goa. — *J. Geol. Soc. India*, 1971, vol. p. 90—93.

Mc Elhinny M. M. Formation of the Indian ocean. *Nature*, 1970, vol. 227, p. 977—979.

Naqvi S. M., Divakara Rao V. a. Narain H. The protocontinental growth of the Indian shield and the antiquity of its rift valleys. „Precamb. Res.“, 1974, N 1, p. 345—398.

Pascoe E. H. (ed.) A manual of Geology of India and Burma 3 ed. Calcutta, Government Press, vol. 1, 1957, vol. 2, 1959; vol. 3, 1963.

Perragu P. a. Natarajan V. „Peninsular gneisses“ in the northern parts of Andhra Pradesh. — *J. Geol. Soc. India*, 1977, vol. 18, N 5, p. 224—232.

Pichamuthu C. S. The Precambrian of India. In „The Precambrian“, vol. 3. N. Y.—L.—Sydney, Wiley Interscience Publ., 1967, c. 1—96.

Pichamuthu C. S. The Precambrian of Ceylon. In „The Precambrian“, vol. 2. N. Y., Wiley Interscience, 1967, p. 97—121.

Pichamuthu C. S. Charnockite—Peninsular Greiss relationship in Mysore state. — *Curr. Sci.*, 1970, vol. 39.

Pichamuthu C. S. Precambrian geochronology of Peninsular India. — *J. Geol. Soc. India*, 1971, vol. 12, No. 3, c. 262—273.

Pichamuthu C. S. The Dharwar craton. — *J. Geol. Soc. India*, 1974, vol. 15, N 4, p. 339—346.

Pichamuthu C. S. Some problems pertaining to the Peninsular gneissic complex. — *J. Geol. Soc. India*, 1976, vol. 17, N 1, p. 1—16.

Prakash R., Swarup P. a. Srivastava R. N. Geology and mineralisation in the southern parts of Bundelkhand in Lalitpur district, Uttar Pradesh. — *J. Geol. Soc. India*, 1975, vol. 16, N 2, p. 143—156.

Radhakrishna B. P. Peninsular gneissic complex of the Dharwar craton—a suggested model for its evolution. — *J. Geol. Soc. India*, 1974, vol. 15, N 4, p. 439—454.

Radhakrishna B. P. a. Vasudev V. N. The Early Precambrian of the Southern Indian shield. — *J. Geol. Soc. India*, 1977, vol. 18, N 10, p. 525—541.

Rama Rao L. Marine transgressions along the East coast of South India. — *Curr. Sci.*, 1973, vol. 42, N 14, p. 481—483.

Ramakrishnan M., Viswanatha M. N. a. Nath J. Swami Basement—cover relationships of Peninsular gneiss with high grade schists and greenstone belts of Southern Karnataka. — *J. Geol. Soc. India*, 1976, vol. 17, N 1, p. 97—111.

Ray D. K. (ed.) Tectonic map of India, 1 ed., 1963; 2 ed., 1972.

Ray S. a. Bose M. K. Tectonic and petrologic evolution of the Eastern Ghats Precambrian belt. „Chayanica Geologica“, 1975, vol. 1, N 1, p. 1—13.

Sarkar S. N. Present status of Precambrian geochronology of Peninsular India. — *Int. Geol. Congr.*, 24 sess., sect. 1, Montreal, 1972.

Sastri V. V., Ragu A. T. R., Singha R. N., Venkatachala B. S. a. Banerji R. K. Biostratigraphy and evolution of the Cauvery basin, India. — *J. Geol. Soc. India*, 1977, vol. 18, N 8, p. 355—377.

Shah S. C., Singh G. a. Gurujaja M. N. Observations on the Posttriasic Gondwana sequence of India. *Palaeobotanist*, 1971, vol. 20, N 2, p. 221—237.

Srinivasan R. a. Sreenivas B. L. Dharwar stratigraphy. — *J. Geol. Soc. India*, 1972, vol. 13, No. 1, c. 75—78.

Sriramadas A. a. Murty M. S. Lithology and structure of the Eastern Ghats of Visakapatnam, Andhra Pradesh. — *J. Geol. Soc. India* 1975, vol. 16, N 2, p. 188—192.

Venkatasubramanian V. S. Geochronology of the Dharwar craton—a review. *J. Geol. Soc. India*, 1974, vol. 15, N 4, p. 463—468.

Viswanathan S., Radhakrishna B. P. Group discussion on „The Peninsular Gneissic complex of the Southern Indian shield“, Bangalore, 8th to 11 th March 1975. — *J. Geol. Soc. India*, 1976, vol. 17, N 3, p. 239—243.

Wadia D. N. Geology of India, 3 ed. L., 1957. 531 c.

АВСТРАЛИЯ

Глава XII

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Австралия — самый небольшой из шести континентов земного шара, по площади она уступает даже Антарктиде. По своей структуре Австралия напоминает Южную Америку и Антарктиду, так как состоит из древней платформы и более молодого складчатого пояса. Но в отличие от двух последних континентов платформа занимает западную и центральную части Австралии, а складчатый пояс — восточную и, кроме того, имеет в целом более древний, позднепротерозойский — палеозойский возраст. Как и на других материках, древняя платформа представляет собой равнину, среди которой лишь местами возвышаются низкогорные массивы высотой до 1200—1500 м (хребты Хаммерсли, Макдоннел, Масгрейв), возникшие в результате недавней активизации. В противоположность этому, восточная часть палеозойского горного пояса, претерпев более интенсивное омоложение, выражена средневысотными хребтами (Большой Водораздельный хребет, Австралийские Альпы), поднимающимися до 1500—2200 м (наивысшая точка гора Косцюшко — 2234 м). Западная часть пояса, перекрытая мезозойским осадочным чехлом, избежала омоложения и сохранила равнинный рельеф, образуя наиболее пониженную, в значительной мере лишенную стока, часть континента (Большой Артезианский бассейн и др.). Исключение здесь составляют лишь отдельные затронутые новейшими поднятиями участки раннепалеозойской складчатой системы Аделаиды, обладающие низкогорным рельефом (хребты Лофти, Флиндерс и др. в Южной Австралии).

Геологическая изученность Австралии за последние десятилетия в целом достигла достаточно высокого уровня. Наилучше изучены наиболее доступные и населенные восточные и юго-восточные области: южные районы Квинсленда, Новый Южный Уэльс, Виктория, восточные районы Южной Австралии, о-в Тасмания, особенно участки, где располагаются основные рудные месторождения и угольные бассейны. Австралия вообще богата залежами ценного минерального сырья, в том числе железными рудами, рудами цветных металлов — цинка, свинца, никеля, урановыми рудами, углями, бокситами, составляющими важную статью австралийского экспорта. В последние годы в Австралии обнаружены месторождения нефти и газа, правда еще недостаточные для обеспечения всех потребностей страны. Но поиски нефти и газа, как и других полезных ископаемых, серьезным образом стимулировали развитие геологических исследований, причем не только самого континента, но и его подводной окраины.

Современный этап геологического изучения Австралии охватывает последние десятилетия; все более ранние публикации и карты приходится считать устаревшими. К началу данного этапа относится появление монографии Д. А. Брауна, К. С. Кемпбелла и К. А. Крука «Геологическая эволюция Австралии и Новой Зеландии» (оригинал 1968 г., русский перевод 1971 г.). В 1971 г. была издана новая «Текто-

ническая карта Австралии и Новой Гвинеи» в масштабе 1 : 5 000 000. Появились монографии по геологии отдельных штатов Австралии (Квинсленд, 1960; Новый Южный Уэльс, 1969; Южная Австралия, 1969).

В 1976 г. в Сиднее состоялась XXV сессия Международного геологического конгресса, что естественно способствовало публикации большого объема новой информации. К сессии были изданы новая геологическая карта Австралии в масштабе 1 : 2 500 000 и карта гравитационного поля в масштабе 1 : 5 000 000. На сессии был организован специальный симпозиум «Структура Австралии и вариации тектонического стиля», тексты докладов на котором составили том 48 журнала «Tectonophysics» (1978). Кроме того, к сессии был издан специальный номер (vol. № 2/3) журнала «Earth Science Review», посвященный геологии Австралии. Все это образует ценный источник новых сведений, широко использованных при составлении данного раздела книги.

В советской литературе строению Австралии были посвящены обзорные статьи В. Н. Соболевской (1965) и В. Е. Хаина (1970 г.) по древней платформе, монография Н. А. Богданова (1967) по Восточно-Австралийской складчатой области и раздел в его же монографии по палеозою Тихоокеанского пояса (Богданов, 1975), книга В. Б. Оленина по нефтегазоносности континента, книга С. Е. Колотухиной и др. по геологии и месторождениям редких элементов (Колотухина и др., 1974), раздел, посвященный докембрию Австралии и написанный Ч. Б. Борукаевым в книге «Докембрий. Австралия и Африка» (1976). Из всей этой литературы наибольший интерес представляют труды Н. А. Богданова, поскольку они написаны не только на основании сводки литературных материалов, но и по данным собственных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Браун Д. А., Кемпбелл К. С., Крук К. А. Геологическая эволюция Австралии и Новой Зеландии. М., Мир, 1971. 347.
Geological map of Australia, 1 : 2 500 000 Bureau of Miner. Res. Hobbart, 1976.
Handbook of South Australian geology (Parkin L. W., ed.). — Geol. Surv. S. Aust., Adelaide, 1969.
Plumb K. A. The tectonic evolution of Australia. Bureau of Miner. Res., Geol. a. Geoph., Rec. 1976/72, p. 1—14.
Rutland R. W. R. Orogenic evolution of Australia. — Earth Sci. Rev., vol. 12, 1976, p. 161—196.
Tectonic map of Australia and New Guinea, 1 : 5 000 000. Geological Society of Australia, Sydney, 1971.
The geology of New South Wales (Packham G. H., ed.). — J. Geol. Soc. Aust., vol. 16. 1969, p. 654.
The geology of Queensland (Hill D. a. Denmead A K, eds). — J. Geol. Soc. Aust., v. 7, 1960, p. 474.
Veevers J. J. a. Mc Elhinny M. W. The separation of Australia from other continents. — Earth Sci. Rev., 1976, vol. 12, p. 139—159.

Глава XIII

АВСТРАЛИЙСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА

1. Границы древней платформы и ее основные подразделения

Древняя, добайкальская Австралийская платформа не только охватывает западную и центральную части материка, но и большую часть его подводной окраины на севере, западе и юге. На севере в границы платформы попадают о-ва Ару и южный полуостров Новой Гвинеи (Ириана) вместе с большой частью Тиморского и Арафурского мо-

рей — так называемый шельф Сахул. На западе и юге граница платформы в общем совпадает с континентальным склоном, вернее его подножием; она становится менее четкой на участках, где подводная окраина континента осложнена выступами плато Скотт-Эксмут, Уоллоби и Натуралиста, вдающихся в Западно-Австралийскую котловину Индийского океана.

Западно-Австралийский хребет (плато Брокен), весьма вероятно, представляет собой погруженный обломок той же Австралийской платформы. Наиболее спорной является восточная граница платформы — с Восточно-Австралийским складчатым геосинклинальным поясом. Достаточно отчетлива она лишь на северном отрезке, где совпадает с меридиональным разломом Палмервилл в восточной части п-ва Йорк и с разломом Бардекин юго-западного направления по юго-восточному ограничению Джорджтаунского блока платформы. Далее она исчезает под мощным чехлом осадков Большого Артезианского бассейна и здесь проводится по-разному, в значительной мере в зависимости от включения или невключения в состав платформы раннепалеозойской складчатой системы Аделаида. Независимо от того или иного решения этого вопроса, совершенно очевидно, что система Аделаида подстилается фундаментом, составляющим продолжение фундамента древней платформы. Более того, к востоку от системы Аделаида известно еще два выступа этого фундамента на поверхность — массивы Уилльяма (Брокен Хилл) и Уоннамина. Интерполяция между восточными ограничениями массивов Джорджтаун и Уоннамина позволяет наметить примерно границу распространения древнего фундамента в Большом Артезианском бассейне, но и это делается по-разному. Ряд исследователей проводит эту границу вдоль нарушений чехла с севера на юг сначала в юго-западном направлении, продолжая разлом Бардекин (линеамент Диамантина), а затем в юго-восточном, вдоль разлома Лэйк-Бланш, т. е. в виде прямого входящего угла, обращенного вершиной к западу. По мнению, недавно высказанному Д. Даннетом (Dunnett, 1976), граница кратона вдоль северного ограничения системы Аделаида испытывает резкое, на 320 км смещение к востоку вдоль субширотного правого сдвига, находящегося на продолжении интракратной подвижной зоны Амадиес. Между тем Х. Дж. Харрингтон намечает под Большим Артезианским бассейном выпуклую к востоку дугу Небайн и проводит границу Тасманской геосинклинали по ее внешнему восточному контуру, правда выделяя к западу от нее область раннепалеозойского окраинного моря Барку. Намеченная Харрингтоном линия Бурка (на юге линеамент Дарлинг) может рассматриваться как восточная граница первоначального достоверного распространения фундамента древней платформы, в дальнейшем подвергшегося некоторой переработке в своей восточной части. Как бы то ни было, можно констатировать, что граница Австралийской платформы определяется разломами разных направлений и что, подобно другим кратонам, она обладает угловатым, полигональным контуром. Поперечник платформы составляет по меридиану около 3000 км, а по широте до 2700 км. Ее площадь около 4,7 млн. кв. км, что ставит ее на шестое место среди других древних платформ Земли (Косыгин, Синюков, 1974).

Как и для других гондванских платформ, расчленение Австралийской платформы на щиты и плиты представляется затруднительным, так как выступы фундамента не сосредоточены в какой-либо одной ее части, а разбросаны по площади, чередуясь со впадинами чехла (рис. 72). Относительно монолитное образование представляют лишь выступы архея в Западной Австралии — массивы Пилбара и Йилгарн, образующие в совокупности Западно-Австралийский щит. Остальная площадь платформы делится примерно пополам полосой повышенной подвижности и глубоких опусканий, прослеживающейся

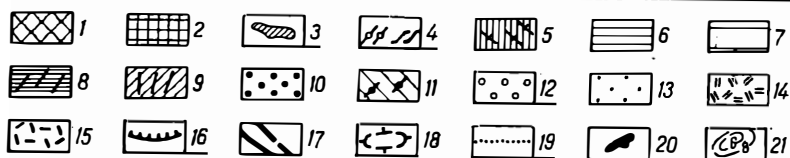
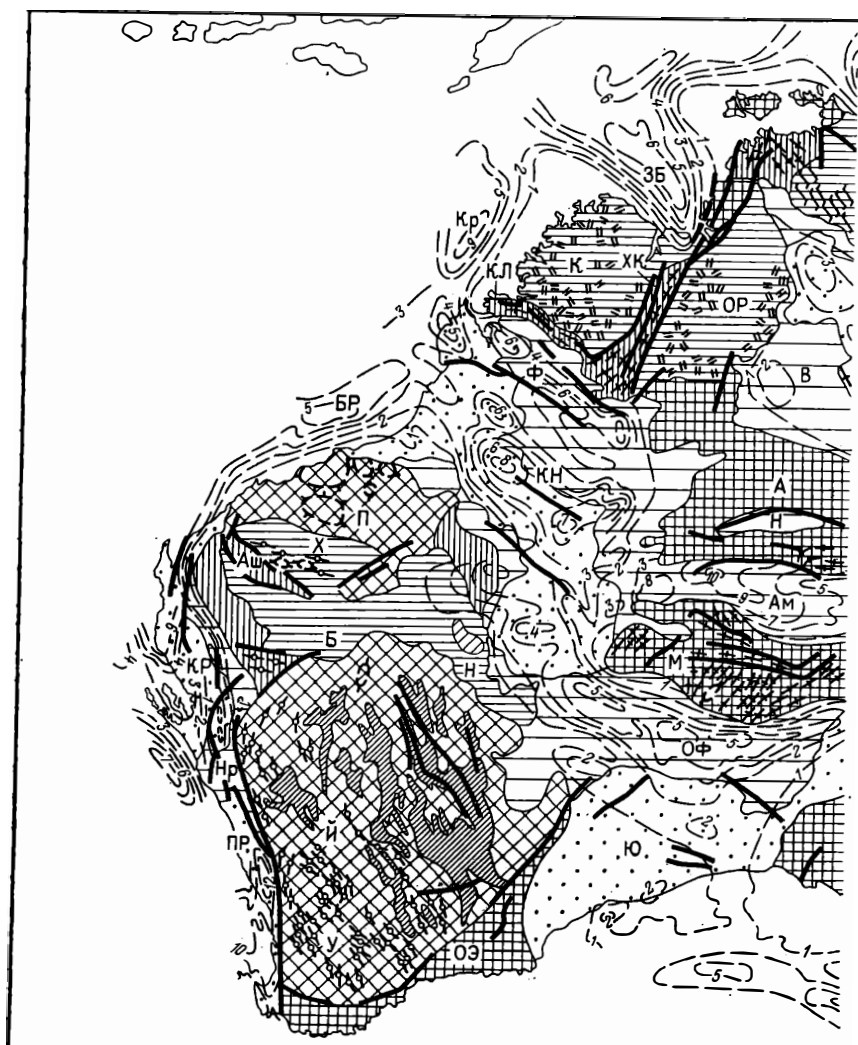
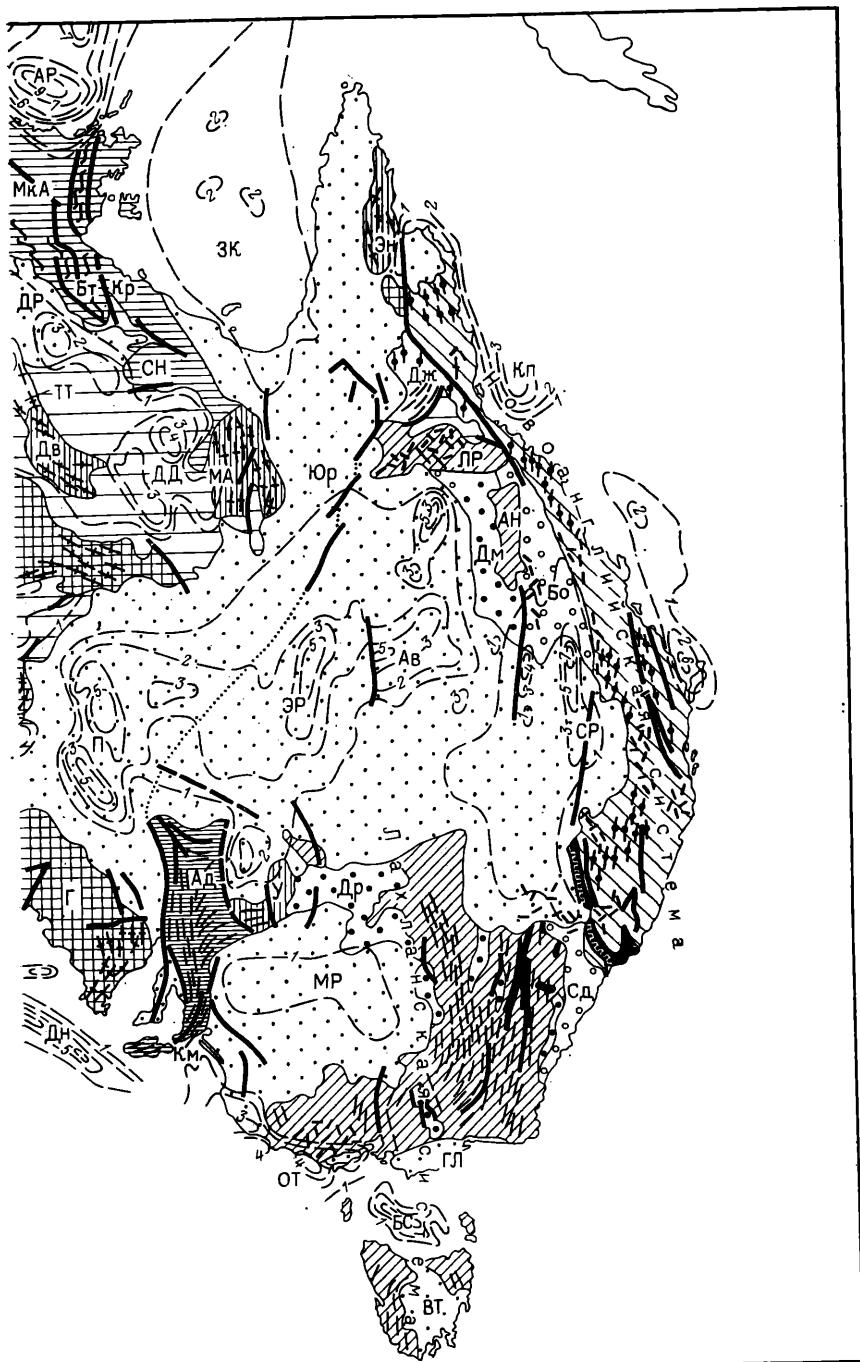


Рис. 72. Тектоническая схема Австралии.

1 — выступы архейского фундамента; 2 — то же, переработанные в раннем — среднем протерозое, и раннем рифее; 3 — архейские зеленокаменные пояса; 4 — гранито-гнейсы архея; 5 — ранне- и среднепротерозойские складчатые зоны; 6 — осадочный чехол протерозойского возраста; 7 — то же, палеозойский; 8 — складчатая система Аделаиды салаирского возраста; 9 — позднекаледонская Лакланская складчатая система; 10 — девонский орогенный и раннеплатформенный комплекс; 11 — позднегерцинская Новоанглийская складчатая система; 12 — офиолитовые пояса; 13 — мезозойский и кайнозойский осадочный чехол; 14 — платобазальты Антрим; 15 — мезозойско-кайнозойские наземные вулканы; 16 — крупные надвижки и шарьяжи; 17 — прочие разломы на поверхности (а) и погребенные (б); 18 — гранито-гнейсовые купола; 19 — предполагаемая погребенная восточная граница платформы (наиболее западное из возможных положений); 20 — серпентинитовые пояса; 21 — изогипсы подошвы чехла.

Выступы раннедокембрийского фундамента платформы: П — Пилбара, И — Йилгарн, М — Мас-



грейв, А — Аранта, Г — Гоулер, У — Уилльяма; Дж — Джорджтаун; ранне- и среднепротерозойские складчатые системы: КЛ — Кинг-Лиополд, ПК — Пайн-Крик, ХК — Холлс-Крик, ТТ — Танама — Теннант-Крик, Дв — Дейвенпорт, Аш — Ашбертон, МА — Маунт-Айза, Эн — Эйнасли, ОЭ — зона Олбени-Эсперанс-Фрейзер; впадины протерозойского чехла: Х — Хаммерсли, Н — Набберу, Б — Бангемолл, К — Кимберли; МКА — Мак-Артур; Ад — позднепротерозойская складчатая система Аделаиды; Км — раннепалеозойская складчатая система Канманту; впадины (синеклизы) фанерозойского чехла: КН — Каннинг, ЗБ — залива Бонапарта, ЗК — залива Карпентария, ДД — Джорджина, ОР — Орд, ОФ — Офисер, В — Виктория, ДР — Дели-Ривер, ЭР — Эроманга, СР — Сурат, МР — Марри, П — Педирка; авлакогены: Ф — Фитцрой, Ам — Амадиес, Бт — Баттен; периферические прогибы: ПР — Перт, КР — Карнарвон, Бр — Броуси, Кп — Каприкори; Ю — Юкла, От — Отвей, Кр — Картос, ГЛ — Гипсленд; седла: Юр — Юрока, Нр — Нортхемптон; прогибы: Др — Дарлинг-Ривер, Ав — Адавейл, Дм — Драммонд, Бо — Боузи, Сд — Сидней, Бс — Бассов. Поднятия: Бр — Брокен-Ривер, Ан — Анаки

через синеклизу Каннинг и авлакоген Амадиес; ее можно назвать вместе с прилегающими поднятиями Центрально-Австралийской интракратонной подвижной зоной. К северу от этой зоны можно выделить Северо-Австралийский щит, к югу — Южно-Австралийский щит. В отличие от Западно-Австралийского щита, в строении двух последних основную роль играют уже не архейские, а ниже- и отчасти среднепротерозойские образования, хотя в обоих щитах имеются и выходы архейских пород. Как отмечает Р. У. Ратленд (Rutland, 1976), в строении Австралийской платформы, как и Австралии в целом, наблюдается закономерная смена более древних складчатых комплексов более молодыми — архей Западной Австралии сменяется сначала нижним протерозоем, затем верхним протерозоем (Аделаида) и, наконец, палеозоем (Тасманский пояс).

В составе каждого из щитов выделяется несколько блоков — массивов, обычно архейского или омоложенного архейского возраста, разделяющих и одновременно спаивающих их протерозойских (PR_{1+2}) складчатых зон, а также наложенных на те и другие синеклиз или небольших плит осадочного чехла, в составе которого очень значительную роль играют древние протерозойские отложения. Накопление этих осадков и вулканитов началось еще в раннем — среднем протерозое, и вместе с осадками и вулканитами раннего и среднего рифея (1750—1000 млн. лет) они образуют структуры, самостоятельные по отношению к более молодым структурам чехла и поэтому заслуживают специального рассмотрения. Нескладчатые или пологоскладчатые образования самых верхов докембрия слагают уже структуры, более или менее единые со структурами фанерозоя. Точно так же сложенная этими, а также кембрийскими отложениями складчатая система Аделаида тяготеет уже к Восточно-Австралийскому складчатому геосинклинальному поясу и вместе с последним описывается в следующей главе.

По периферии платформы, обращенной к океану, простираются зоны периокеанических опусканий, наиболее отчетливо выраженные на северо-западе, западе и юге, а отчасти и на севере, и занимающие, помимо полосы побережья, всю подводную окраину материка.

2. Выступы фундамента — щиты и блоки (массивы) и структуры древнейшего чехла. Западно-Австралийский щит

Блок Иилгарн. Это наиболее крупный из выступов фундамента Австралийской платформы, до 900 км в поперечнике, занимающий ее юго-западный угол. Он почти со всех сторон ограничен разломами, и только на северо-востоке плавно (?) погружается под осадочный чехол впадины Офисер, но и здесь на некотором расстоянии вероятно наличие разлома, так как впадина Офисер по глубоким горизонтам, скорее всего, носит характер авлакогена (Оленин, 1969; Борукаев, 1970). Разломы, ограничивающие блок Иилгарн, возникли, очевидно, в начале протерозоя; это разлом Дарлинг меридионального простираения по западной границе блока, отделяющий его от одноименной протерозойской подвижной зоны, разломы Стерлинг и Бремер на юге, южнее которых простирается аналогичная зона Олбени-Эсперанс, разлом Фрейзер на юго-востоке.

Юго-западная, меньшая по площади часть блока Иилгарн отличается развитием гнейсов и гранулитов, она известна под названием пояса Уит (т. е. Пшеничного). Гнейсово-гранулитовый комплекс слагает также подвижные зоны Дарлинг и Олбени-Эсперанс на периферии блока Иилгарн, но здесь этот комплекс обнаруживает радиометрическое

«омоложение», указывающее на неоднократную активизацию. На остальной площади блока Йилгарн развиты в основном породы двух типов — зеленокаменные измененные вулканы и гранитоиды. Все эти породы, за исключением некоторых тел гранитов, имеют выдержанное северо-северо-западное простирание, причем зеленокаменные толщи слагают синклинальные (синклинорные) структуры, а граниты и гнейсы выступают в промежуточных антиклиналях. Иначе говоря, здесь наблюдаются те же соотношения, что и в пределах Южного Индостана с его чарнокитовыми поясами, полуостровными гнейсами и зеленокаменными толщами Дарвара. Эти соотношения порождают и аналогичные проблемы, для которых предлагаются аналогичные же решения.

Наиболее последовательными представляются выводы А. И. Гликсона и И. Б. Ламберта (Glikson a. Lambert, 1976). Эти авторы полагают, что в пределах блока Йилгарн развиты две разновозрастные, местами наложенные непосредственно одна на другую зеленокаменные толщи; они были выделены уже раньше Р. К. Горвицем и Дж. Софулисом, отметившими их несогласные взаимоотношения. Нижнюю толщу Гликсон и Ламберт считают древнейшим элементом разреза блока (и Австралийской платформы в целом), полагая, что она представляет собой реликт первичной океанической коры. Эта толща сложена в своей нижней части ультраосновными (коматититы) и основными лавами, метаморфизованными, как правило, в условиях зеленосланцевой фации, в чередовании с граувакками, метапелитовыми сланцами и джеспилитами. Нижняя зеленокаменная толща, по мнению Гликсона и Ламберта, должна быть древнее гранито-гнейсов пояса Уит с радиометрическими датировками 3,1—2,9 млрд. лет, так как она не содержит в конгломератах и брекчиях пород этого типа, в то время как гранито-гнейсы заключают многочисленные и нередко крупные включения мафитов и ультрамафитов. Нижняя зеленокаменная толща интродуцирована так называемыми «натровыми гранитами» (гранодиоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами); их радиометрический возраст порядка 2,8—2,7 млрд. лет.

Верхняя зеленокаменная вулканогенно-кластическая толща отличается от нижней тем, что в ее составе представлены лавы и пирокластиты кислого — среднего состава (от андезитов до щелочных риолитов), венчающиеся мощной (до 2 км) пачкой песчаников, алевролитов и конгломератов. Прорывающие ее граниты являются уже существенно калиевыми и относятся к адамеллитам, гранофирам, кварцевым сиенитам. Они сопровождаются мигматитами и нередко слагают купола, обтекаемые узкими, часто изоклинальными складками верхней зеленокаменной серии. Возраст этих гранитов, а также метаморфизма вмещающей их толщи от 2,67 до 2,15 млрд. лет.

По представлениям других исследователей, обе зеленокаменные толщи, не только верхняя, но и нижняя, моложе натровых гранитоидов, образующих древнейший фундамент блока с минимальным возрастом 2,7—2,8 млрд. лет. Региональный метаморфизм в пределах блока Йилгарн закономерно повышается с востока на запад от зеленосланцевой ступени до гранулитовой, и это нередко рассматривается как основная причина отличия гнейсово-гранулитового комплекса от зеленокаменного, если считать их разновозрастными.

Гликсон и Ламберт, как мы видели выше, иначе трактуют взаимоотношения этих комплексов, подкрепляя свои соображения данными гравиметрии и взрывной сейсмологии, указывающими на подъем сейсмических границ в коре и утонение «гранитного» ($v_p=6,13$ км/с) и «базальтового» ($v_p=6,72$ км/с) слоев с востока на запад. Весьма любопытной особенностью является появление в основании коры и увеличение в мощности к западу в сторону океана слоя с $v_p=7,42$, ниже которого отбивается граница с $v_p=8,25$ (на востоке он выклинивает-

ся). Если этот слой относить к коре, то окажется, что мощность коры возрастает в широтном сечении блока Йилгарн с 34 км в районе Калгурли до 44 км в районе Перта, где мощность данного слоя достигает почти 30 км. Возможно, что он сложен гранатовыми гранулитами, а его подошва отвечает фазовому переходу от гранатового гранулита к эклогиту (Mathur, 1974).

Другое предположение, на мой взгляд более правдоподобное, состоит в том, что этот западный слой образован основной магмой, скопившейся вдоль границы кора — мантия в период распада Гондваны в позднем палеозое — раннем мезозое, и давшей дайковый рой вдоль разлома Дарлинг (Glikson a. Lambert, 1976).

Блок Пилбара расположен к северу от блока Йилгарн, на северо-западном побережье Австралии, и отделен от последнего раннепротерозойской интракратонной геосинклиналью Ашбертон и наложенным на нее платформенным прогибом Хаммерсли (см. ниже). По размерам этот блок значительно меньше блока Йилгарн и состоит из «семейства» гранито-гнейсовых куполов и заполняющих пространство между ними синклинирных участков, сложенных породами зеленокаменной серии — ультраосновными и основными вулканитами, лавами более кислого состава, джеспилитами, граувакками, метапелитами, кремнистыми породами. Подобно блоку Йилгарн разрез зеленокаменной серии блока Пилбара венчается кластической толщей. В этом блоке большая древность гранито-гнейсового комплекса по сравнению с зеленокаменным достаточно очевидна; первый надежно датирован (3,12—2,9 млрд. лет) и прорван калиевыми гранитами с возрастом 2,67 млн. лет; второй должен был образоваться в интервале между датировками. При этом древние гранитоиды (натриевые граниты) содержат, как и в блоке Йилгарн, ксенолиты мафитов и ультрамафитов; не исключено, что местами могли сохраниться более крупные реликты этих древних вулканитов¹. Блоки Йилгарн и Пилбара вторично разделены на западе средне- или, скорее, раннепротерозойской складчатой зоной Гаскойн, северная часть которой известна также как зона Ашбертон, а на востоке прогибами Хаммерсли и Набберу этого же возраста и перекрывающим их более молодым (1,6—1,0 млрд. лет) прогибом Бангемолл, наложенным также на зону Гаскойн.

Складчатая зона Ашбертон запад-северо-западного простираения сложена осадочными и вулканогенными породами нижнего протерозоя общей мощностью 10—14 км (!), в общем очень слабо-метаморфизованными, за исключением южной периферии зоны. В составе нижней части разреза зоны, наряду с обломочными, в том числе довольно грубыми породами аркозового и кварцевого состава, существенную роль играют пузырчатые базальты. В средней части толщи развиты в основном кремнистые и глинистые сланцы, джеспилиты и доломиты, которые присутствуют и в низах, но в подчиненном количестве. В верхней части разреза известны вулканиты умеренной мощности и кислого состава. В самых верхах толщи снова появляются базальты, джеспилиты практически исчезают, основное значение приобретают обломочные и глинистые породы, встречаются карбонатные прослои со строматолитами.

Слагающие зону отложения деформированы достаточно интенсивно: крупные, часто изоклинальные складки, осложненные разрывами, кливаж. В эту структуру внедрены штоки гранитоидов. Возраст

¹ Недавние определения возраста из зеленокаменной группы Варавуна U/Pb методом по циркону — 3450 млн. лет (Pidgeon, 1978) принесли как будто подтверждающие выводы о большей древности этих вулканитов по сравнению с гранитоидами и об их примерной синхронности группе Онфервахт Южной Африки. Однако сам автор этой работы призывает к осторожности в выводах, так как теперь требуется провести соответствующие исследования для самих гранитоидов.

последних определен в 1720 млн. лет, а вмещающих отложений в 2250—2020 млн. лет.

На востоке складчатая зона сопрягается, видимо, по разлому с выполненным разновозрастными, но уже очень слабдеформированными и неметаморфизованными отложениями прогиба Наллагайн, наложенным на южный склон массива Пилбара. На юге этот прогиб перекрывается северным крылом более молодого нижне-среднерифейского прогиба Бангемолл, а на востоке вместе с последним уходит под еще более молодой верхнерифейский и моложе чехол «плиты» Гибсон (см. ниже). Прогиб Наллагайн сложен отложениями нижнего протерозоя (наллагайния австралийских геологов), разрез которых мало отличается от разреза смежной складчатой зоны Ашбертон и образован тремя согласно напластованными толщами — нижней в основном базальтовой, средней джеспилитовой и верхней красноцветно-песчаниковой. Средняя толща, известная как группа Хаммерсли, и представляет особый интерес, поскольку входящие в ее состав джеспилиты образуют крупнейшие залежи железных руд, имеющие для Австралии огромное экономическое значение; руда, в частности, вывозится отсюда в Японию.

В отличие от зоны Ашбертон в прогибе Наллагайн нижнепротерозойские отложения залегают достаточно спокойно, с общим очень слабым наклоном к югу, в северном крыле нарушенном гранито-гнейсовыми куполами типа окаймленных куполов, пологими складками в южном крыле. Как зона Ашбертон, так и прогиб Наллагайн перекрыты на юге более молодым чехлом с возрастом 1600—1000 млн. лет. Чехол этот залегают резко несогласно на подстилающих образованиях, в том числе на наллагайнии, прорванном гранитами (офталмийская эпоха диастрофизма австралийских геологов) и в общем слагают прогиб или синеклизу Бангемолл. Выполняющие синеклизу толщи обладают огромной мощностью и разделены поверхностью размыва на две «группы». Нижняя из них, группа Бреснахан (верхний карпентарий — нижний рифей?) мощностью до 12 км (!), сложена исключительно обломочными породами — кварцевыми и аркозовыми песчаниками и гравелитами, часто окремненными. Верхняя, группа Бангемолл (нижний аделаидий — средний рифей?), имеет существенно иной состав — глинистые сланцы, доломиты, песчаники; любопытно присутствие эвапоритов. Залегание слоев весьма пологое, усложненное лишь приразрывной складчатостью на периферии прогиба. Прогиб Бангемолл отделен на юге от массива Йилгарн прогибом Набберу того же возраста, что и прогиб Хаммерсли и, вероятно, первоначально составлял с ним одно целое. На востоке все три структуры уходят под несогласно перекрывающий их субгоризонтальный чехол наиболее молодых (<1000 млн. лет) докембрийских осадков, уходящей через пустыню Гибсона в прогибы (авлакогены) Амадиес и Офисер (см. ниже).

3. Северо-Австралийский щит

Этот щит характеризуется гораздо более гетерогенным строением и сложен в основном протерозойскими (PR₁₊₂), а не архейскими образованиями. Достоверно архейские породы выступают на небольших участках на севере щита, в гнейсовых куполах среди раннепротерозойских геосинклинальных отложений зоны Пайн-Крик (см. ниже). Архейские породы предположительно слагают также основание большей части впадины Кимберли, которой соответствует одноименное плато на северо-западном побережье Австралии. Этот гипотетический архейский блок ограничивается с юга и востока протерозойскими складчатыми зонами Кинг-Лиополд и Холлс-Крик, смыкающимися почти под прямым углом. Сложный рисунок протерозойских складчатых зон поз-

воляет предполагать наличие в составе фундамента щита и других обломков архейского субстрата, но они полностью перекрыты чехлом и еще более гипотетичны, чем блок Кимберли. На основании высокой, гранулитовой ступени метаморфизма архейский возраст мог предполагаться также для блока Аранта на юге щита, но современные австралийские исследователи (Plumb, 1976; Rutland, 1976) сопоставляют разрез блока Аранта с разрезом протерозойских геосинклиналей Холлс-Крик и др. Рассмотрим поэтому сначала эти геосинклинальные складчатые зоны.

Складчатая зона Кинг-Лиополд простирается в южном обрамлении впадины и гипотетического архейского блока Кимберли, а на юге перекрыта молодой фанерозойской синеклизой Каннинг, отделяющей эту зону от массива Пилбара. На западе подобно зоне Ашбертон (Гаскойн) она уходит в пределы подвижной окраины континента, а на востоке плавно сочленяется с одновозрастной складчатой зоной Холлс-Крик северо-северо-восточного простиранья. Вместе они окаймляют с юга и востока впадину (блок) Кимберли.

Разрез обеих зон в общем однотипен, за одним, но существенным исключением — в зоне Кинг-Лиополд неизвестны вулканы, играющие заметную роль в разрезе зоны Холлс-Крик и представленные базальтами (пузырчатыми, агломератовыми) и отчасти кислыми лавами. В остальном обе зоны сложены турбидитами кварцево-грауваккового состава, а также глинистыми породами, частично превращенными в филлиты, серицитовые и кварц-сланцевые сланцы и в резко подчиненном количестве карбонатно-кремнистыми породами. Общая мощность более 7 км.

Все эти отложения смяты в мелкие крутые или изоклинальные складки, разбиты кливажем (две фазы) и в той или иной степени метаморфизованы, причем метаморфизм усиливается до амфиболитового и местами гранулитового в центральной части зоны Холлс-Крик и на юге зоны Кинг-Лиополд. Не исключено, впрочем, что наиболее сильно-метаморфизованные породы древнее основного разреза обеих зон. С полосой развития метаморфитов совпадает максимальное распространение плутонов гранитоидов двух генераций — более древней синтетонической гранодиоритового состава, связанной постепенным переходом с метаморфитами, и более молодой — посттектонической, приуроченной к антиклиналям и куполам. Возраст метаморфизма и гранитоидов первой генерации 1960 млн. лет. Древнее всех этих гранитоидов развитие в зоне Холлс-Крик складчатые тела основных и ультраосновных пород, от долеритов до перидотитов, первично представлявшие собой, вероятно, силлы и дайки. В той же зоне складчатый комплекс несогласно перекрыт кислыми вулканитами Уайтуотер, в сочетании с которыми встречаются субвулканические тела порфиоров; коматичны с ними и батолиты порфировидных гранитов Тау-Ривер, и гранодиориты Макхейл с возрастом 1875—1855 млн. лет. Эти породы образуют, очевидно, вулкано-плутонический пояс, тяготеющий к разломному сочленению зоны Холлс-Крик с блоком Кимберли. Вулканы Уайтуотер сами также рассечены продольными разрывами типа сдвигов, образующими сложно ветвящуюся сеть. Эти разрывы смещают более древние близширотные разломы, один из которых ограничивал распространение вулканитов в южном направлении.

На севере, на побережье в районе г. Дарвина, с зоной Холлс-Крик смыкается с востока складчатая зона Пайн-Крик несколько более молодого возраста, но северо-западного простиранья, окаймляющая с юго-запада блок Арнем; она наиболее хорошо обнажена и изучена. Здесь прежде всего известно древнее основание геосинклинали, сложенное кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами с

возрастом 2520—2400 млн. лет и выступающее в ядрах гранито-гнейсовых куполов (см. выше). Осадочное выполнение геосинклинали начинается конгломератами и представлено песчаниками и алевролитами, от кварцевых до граувакковых, часто с градационной текстурой, наиболее отчетливо выраженной в верхней половине разреза, а также кремнистыми и карбонатными (доломиты, мергели) породами, распространенными в осевой, наиболее глубокой части бассейна. По периферии бассейна протягивались водорослевые барьерные рифы, мощность построек которых достигала 300 м. Вулканиды основного состава развиты лишь локально в верхней части разреза. Общая мощность геосинклинального комплекса измеряется многими тысячами метров; вкрест простираения в нем наблюдаются сложные фациальные замещения.

Геосинклинальный комплекс перекрывается с разрывом или угловым несогласием плутоно-вулканическо-молассовой ассоциацией. Она включает андезито-дацит-риолитовые лавы, игнимбриты и туфы Эдит-Ривер, субвулканические тела порфиров, штоки и батолиты гранитоидов (от тоналитов до адамеллитов), граувакковые и аркозовые песчаники, реже конгломераты и брекчии. Возраст магматитов определен в 1800—1750 млн. лет.

Складчатые деформации геосинклинального комплекса линейные, в целом умеренной интенсивности, но дисгармоничные, в высокопластичных толщах до изоклинальных и опрокинутых. Выдержанность простираения складок нарушена на периферии гранито-гнейсовых куполов. Кроме того, строение зоны осложнено крупными разрывами, частично продольными конседиментационными, частично косопоперечными постседиментационными, сдвигового характера. Региональный метаморфизм местами достигает амфиболитовой фации.

К югу от складчатой зоны Пайн-Крик и на восточном продолжении складчатой зоны Кинг-Лиополд в широтном направлении простирается складчатая зона Танами—Теннант-Крик—Уоррамунга—Дейвенпорт. На юге она примыкает к массиву Аранта, а на севере и частично в средней части перекрыта верхнепротерозойским—нижнепалеозойским чехлом, под которым возможно скрывается архейский массив.

Складчатая зона Танами—Теннант-Крик сложена терригенным комплексом Уоррамунга мощностью до 5—6 км, состоящим из граувакковых и кварцевых песчаников, алевролитов, часто с градационной текстурой, и глинистых сланцев. Складчатость линейная, от умеренной до интенсивной, развит кливаж, имеются многочисленные штоки гранитоидов и кислые вулканиды с возрастом 1800—1720 млн. лет. Аналогичные магматиты выступают северо-восточнее выступа Теннант-Крик в гряде Мерфи.

На юго-восточном фланге зоны Танами—Теннант-Крик, на ее границе с массивом Аранта выделяется складчатая зона Дейвенпорт переходного типа от интракратонных геосинклиналей среднего докембрия к авлакогенам позднего докембрия. На Тектонической карте Австралии и Новой Гвинеи 1971 г. она показана как дислоцированный платформенный чехол. Разрез зоны в основном слагают пестрые и довольно грубые песчаники серии Хатчес-Крик—кварцевые, полевошпатовые, граувакковые; присутствуют также алевролиты, глинистые сланцы, встречаются конгломераты. В верхней части разреза имеются вулканиды, от основных до кислых. Мощность более 6 км. Толща эта залегает несогласно на серии Уоррамунга, смята в узкие линейные складки и прорвана мелкими штоками калиевых гранитов и кварцевых порфиров с возрастом 1800—1700 млн. лет. Лежащий южнее блок (массив) Аранта составляет уже переходный элемент к Центрально-Австралийской подвижной зоне. В рельефе блок этот, выраженный широтным хребтом Макдоннелл высотой до 1510 м, пережил

достаточно сложную тектоно-метаморфическую историю. Он сложен, по-видимому, раннедокембрийскими кристаллическими сланцами и гнейсами амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также кварцитами и мраморами. Возраст метаморфизма этих пород, достигающего гранулитовой фации, определяется в 1800—1700 млн. лет; в их разрезе устанавливаются аналоги развитых севернее серий Холлс-Крик, Уоррамунга и Хатчес-Крик, разделенные несогласиями (Plumb, 1976). Возможно, однако, что наиболее древние и наиболее глубокометаморфизованные породы, выступающие на юге блока (региональный наклон к северу), принадлежат уже архею (Rutland, 1976). Метаморфические породы блока Аранта первоначально были смяты в изоклинальные складки долготного простирания и прорваны калиевыми гранитоидами — микроклиновыми гранитами и адамеллитами. Они испытали повторный метаморфизм и внедрение гранитов на рубежах 1600 и 1400 млн. лет и интенсивную мигматизацию в южной части на рубеже 1050 млн. лет.

В позднем рифее массив Аранта (частично) превратился в область осадконакопления и оставался в ее пределах в течение венда — ордовика. Отложения верхов докембрия — нижнего палеозоя сохранились в центральной части блока в широтном прогибе Нгалия, а также по южной периферии. Вдоль своей южной окраины блок Аранта полого надвинут на ограничивающий его с юга авлакоген Амадиес с образованием покровного комплекса Арлтунга, минимальная амплитуда горизонтального перемещения которого составляет 24 км. Надвигание это произошло в конце раннего карбона и сопровождалось ретроградным метаморфизмом зеленосланцевой фации; ему, вероятно, и отвечают радиометрические датировки, полученные K/Ar методом (Fogman, 1971).

Одной из наиболее интересных и хорошо изученных, благодаря известным в ее пределах полезным ископаемым, является протерозойская складчатая зона Маунт-Айза в северо-западном Квинсленде (Картер, Брукс, 1965; Dunnett, 1976). Зона эта имеет меридиональное простирание, выходя на севере к заливу Карпентария и скрываясь здесь под чехлом более молодых осадков. На западе она, очевидно, отделена от одновозрастных складчатых зон Пайн-Крик и Теннант-Крик — Дейвенпорт узким поднятием более древних пород, перекрытым чехлом карпентария; аналогичное, но несколько более крупное поднятие — массив Джорджтаун ограничивает зону Маунт-Айза на юго-востоке. Строение карпентарийского чехла к западу от зоны Маунт-Айза осложнено в северной части грабеном Парадайз северо-западного простирания. Этот грабен составляет возможное продолжение авлакогена Баттен (см. ниже) и заполнен осадками аналогичного состава с участием основных вулканитов.

В поперечном сечении зона Маунт-Айза отчетливо подразделяется на центральный горст-антиклинорий Калкадун-Лейнхардт и ограничивающие его западный и восточный синклинии. В ядре горст-антиклинория выступают метаморфизованные до амфиболитовой фации кислые вулканиты и гранитоиды (батолиты, штоки) с возрастом 1800—1750 млн. лет; они отвечают, очевидно, вулcano-плутонической ассоциации, аналогичной той, которая завершает развитие смежных с запада раннепротерозойских складчатых зон. Синклинии выполнены более молодыми отложениями — кварцитами, метапелитами, в том числе кремнистыми и углистыми сланцами, metabазальтами, в подчиненном количестве кислыми вулканитами мощностью до 15 км, перекрываемыми карбонатной, в основном доломитовой формацией мощностью до 5 км. Кроме того, породы восточного синклиния метаморфизованы значительно сильнее, чем западного — до амфиболитовой фации. Разрезы синклиниев заметно отличаются и по первичному

составу осадков, что объясняется образованием их в самостоятельных прогибах, разделенных центральным поднятием. Базальты, развитые на западе, по геохимическим особенностям сходны с континентальными, а на востоке — с океаническими толеитами (Gliksop et al., 1976). Интенсивность складчатых деформаций также заметно выше на востоке, чем на западе, — на востоке складчатость типично линейная, часты опрокинутые складки, повсеместно развит кливаж, на западе складчатость скорее дежективная (широкие антиклинали, узкие синклинали), дисгармоничная, а на периферии даже куполовидная. В восточном синклинии также больше интрузий гранитов (батолиты, штоки) с возрастом 1530 млн. лет, сопровождающихся пегматитами и аплитами. Эти граниты не прорывают, однако, самую верхнюю часть разреза обоих синклинириев, время заключительного метаморфизма которых (и омоложения биотитов в гранитах) определяется в 1450—1400 млн. лет.

Наиболее северо-восточные выступы фундамента Австралийской платформы находятся на п-ове Йорк. Это складчатая зона Этеридж, или Коен, меридионального простираения. В основании п-ова Йорк простираение изменяется на юго-восточное; здесь зона примыкает к массиву Джорджтаун. На востоке, на побережье Кораллового моря она граничит по краевому разлому Палмервилл непосредственно с палеозойской Тасманской складчатой системой и, таким образом, представляет периферическую структуру древней Австралийской платформы в целом. По своему строению зона Этеридж напоминает зону Маунт-Айза; в ней также различаются центральная полоса, сложенная более древними, вероятно, нижнепротерозойскими метаморфитами (они прорваны дайками долеритов с возрастом 1800 млн. лет), и окаймляющие ее прогибы, выполненные терригенной толщей (кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые известняки), с метаморфизмом, усиливающимся близ центрального поднятия, а также по периферии многочисленных и крупных гранитных плутонов, из которых часть является заведомо докембрийской (позднедокембрийской — 1200—1044 млн. лет), часть омоложена, а часть образовалась в девоне и пермо-карбоне, что является очевидным следствием близости зоны к палеозойской геосинклинали. В верхах разреза массива Джорджтаун залегают вулканиты Кройдон с возрастом 1470 млн. лет. Структура зоны весьма напряженная; наряду с мелкими крутыми складками многочисленны разломы. Наиболее молодой метаморфизм и деформации имеют девонский возраст.

Довольно широким распространением в пределах Северо-Австралийского щита пользуется протерозойский и нижнепалеозойский осадочный чехол. Протерозойский чехол здесь состоит в основном из двух четких подразделений местного верхнего докембрия: — карпентария (1750—1400 млн. лет), т. е. нижнего рифея, и аделаидия (1400—575 млн. лет), т. е. среднего и верхнего рифея и венда. На ограниченных участках известен более древний чехол, аналог наллагаиния (2300—1750 млн. лет). Одной из наиболее ранних структур чехла является уже упоминавшаяся впадина (бассейн) Кимберли, возникшая, вероятно, над архейским блоком и наложенная своими бортовыми частями на окаймляющие ее раннепротерозойские складчатые зоны Кинг-Лиополд и Холс-Крик. Погружение впадины и заполнение ее осадками началось одновременно с деформацией и поднятием более восточных среднепротерозойских складчатых зон (Plumb, 1976).

Нижняя часть разреза впадины Кимберли сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками, пестроцветными алевролитами и аргиллитами, покровами миндалекаменных базальтов, пачками водорослевых доломитов и в верхней части тиллитов. Эта толща мощностью до 5 км интродуцирована дайками и мощными силлами долеритов с дифферен-

циями до гранофилов общей мощностью до 3 км. Возраст долеритов — 1800 млн. лет — указывает на принадлежность вмещающей толщи к среднему протерозою. Местами во впадине известны и более молодые, верхнерифейские осадки.

Степень деформации отложений впадины Кимберли в общем незначительна, но очень заметно возрастает вблизи обрамляющих складчатых зон, где в конце среднего протерозоя происходили надвиговые (Кинг-Лиополд) или сдвиговые (Холлс-Крик) перемещения. Вблизи зоны Кинг-Лиополд породы впадины испытали локальный метаморфизм, достигающий амфиболитовой фации.

Другим крупным участком накопления протерозойского чехла в Северной Австралии является в п а д и н а М а к - А р т у р, расположенная между выступами складчатого фундамента в зонах Пайн-Крик, Арнемленд и Мерфи и вытянутая в общем северо-запад — юго-восточном направлении. На ее продолжении к юго-востоку в сторону Маунт-Айзы находятся более мелкие впадины Саут-Николсон и Лоун-Хилл, а сама впадина Мак-Артур осложнена на востоке меридиональным горстом Баттен, представляющим инверсировавший авлакоген 50—60 км шириной и с мощностью осадков до 12 км. На всей этой площади в течение карпентария (нижнего рифея) возникла сходная последовательность отложений, общая также с геосинклиналью Маунт-Айзы, где наблюдается лишь резкое увеличение мощностей и содержания вулканитов. Разрез этот состоит из нижней серии (до 6 км в грабене Баттен) обломочных пород, частью красноцветных, покровных базальтов и подчиненных карбонатов и пелитов, средней серии карбонатных пород (до 5 км в трогее Баттен) и верхней серии кварцевых аренитов и слюдистых пелитов, до 5—6 км мощностью¹. Эти три серии, особенно средняя и верхняя, разделены несогласиями, причем верхняя серия отложилась уже после основных деформаций в зоне Маунт-Айза. После ее накопления весь платформенный чехол бассейна Мак-Артур и смежных впадин подвергся слабым и умеренным деформациям в связи с вертикальными и горизонтальными (сдвиговыми) подвижками вдоль разломов, в частности ограничивающих грабен Баттен. Деформациям предшествовало на северо-западе внедрение силлов долеритов.

Осадочный чехол того же возраста и состава, но без базальтов развит еще на пространстве между складчатыми зонами Холлс-Крик и Теннант-Крик — это в п а д и н а Б и р р и н д у д у с мощностью осадков карпентария до 6 км и местами значительно больше и пологими формами пликативных дислокаций. Возможно, что фундамент под этим чехлом частично архейский (гипотетический блок Стёрт).

4. Южно-Австралийский щит

В пределах этого щита известно два крупных выступа фундамента — блок (массив) Масгрейв на севере и блок (массив) Гоулер на юго-востоке.

Блок Масгрейв. Этот блок расположен к югу от блока Аранта и отделяется от него интракратонной складчатой зоной (авлакогеном) Амадиес; в рельефе он выражен одноименным хребтом с отметками до 1440 м. На западе блок связан с блоком Пилбара погребенным кряжем Патерсон-Масгрейв; на юге ограничен также погребенным авлакогеном Офисер. О первоначальном единстве этого блока с блоком Аранта свидетельствует преобладание и в блоке Масгрейв складок меридионального простирания, а также данные аэромагнитной

¹ Недавно в составе группы Мак-Артур обнаружены реликты эвапоритов сульфатного состава (Walker et al., 1977).

съемки, указывающие на непосредственную связь структур этой ориентировки в обоих блоках и через фундамент разделяющего их авлакогена Амадиес. Породы, слагающие центральную часть блока Масгрейв, метаморфизованы в гранулитовой фации. На севере и на юге они сменяются по разрывам породами амфиболитовой или переходной от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма. Северный разлом — Вудроф — носит характер надвига, направленного к северу в сторону авлакогена Амадиес, южный разлом — Дейвенпорт — тоже является надвигом. Породы гранулитовой фации представлены высокоглиноземистыми гнейсами, кислыми и основными гранулитами, в том числе близкими к чарнокитам. Они испытали одну главную фазу складчатых деформаций. Именно к породам гранулитовой фации приурочены пластовые тела основного — ультраосновного состава (от дунитов до анортозитов и диоритов), объединенные в стратиформный комплекс Джайлс. Породы переходной фации претерпели уже две, а амфиболитовой фации три фазы деформаций. Они вмещают плутоны калиевых гранитов и адамеллитов. Кроме того, породы блока подверглись деформации в период образования надвигов Вудроф и Дейвенпорт очевидно уже в среднем палеозое. Однако первоначально эти разломы должны были возникнуть значительно раньше (по Р. У. Ратленду, ранее 1100 млн. лет), поскольку ограниченная ими зона не подверглась складчатым деформациям второй и третьей фаз. Такой «иммунитет» объясняется ее «безводным» (Collerson et al., 1972) характером в отличие от смежных зон амфиболитовой фации.

При столь сложной тектонической истории неудивительно, что радиометрические определения для гранулитов, выполненные К/Аг методом, дают резко омоложенные значения, порядка 1390 млн. лет; Rb/Sr метод дал несколько более высокие цифры, около 1655 млн. лет, но и они, возможно, занижены. Тем не менее К. Д. Коллерсон, Р. Л. Оливер и Р. У. Ратленд считают, что гранулитовый комплекс не является переработанным раннедокембрийским основанием, поскольку он пережил лишь одну фазу деформаций и, скорее всего, представляет метаморфизованный нижнерифейский (карпентарий) чехол. По мнению этих исследователей, роль древнего основания здесь может выполнять зона, сложенная породами от гранулитового до амфиболитового типа метаморфизма и полифазными деформациями. Эти породы по сопоставлению с блоком Гоулер (см. ниже) являются скорее всего нижепротерозойскими.

По возрасту метаморфизма и составу пород блок Масгрейв обнаруживает также общность с зоной Олбени-Фрейзер юго-восточного ограничения блока Йилгарн, на северо-восточном продолжении которой он и находится.

Блок Гоулер расположен в юго-восточной части Австралийской платформы, к юго-юго-востоку от блока Масгрейв и выходит к побережью Южной Австралии между Большим Австралийским заливом и заливом Спенсер, занимая п-ов Эйр. От блока Масгрейв он отделен авлакогеном Офисер, а на востоке его основная часть ограничена разломом Рупена, за которым древний фундамент погружается под верхнедокембрийский чехол, слагающий весьма пологую, нарушенную сбросами моноклиналь, граничащую в свою очередь со складчатой системой Аделаида раннепалеозойского возраста. На юге блок погружается в направлении океана по системе широтных разрывов.

Раннедокембрийский фундамент блока Гоулер известен под названием «гнейсового комплекса» (Thompson, 1970) и подразделяется на два структурных этажа. Нижний сложен породами, метаморфизованными до гранулитовой фации, — различными гранулитами и гнейсами, а также кварцитами и мраморами мощностью более 6 км. Верхний комплекс метаморфизован в амфиболитовой фации и образован

амфиболитами, гнейсами, кварцитами, джеспилитами и мраморами мощностью более 2 км. Джеспилитовая серия параллелизуется с аналогичной серией блока Масгрейв, что доказывает đồngовозрастность слагающих их толщ. Граниты Гленлот и Ундди, прорывающие нижний комплекс блока Гоулер, ныне датируются в 2400—2350 млн. лет, определяя его вероятный архейский возраст (Thompson, 1976)¹. Несогласно залегающий выше комплекс с участием джеспилитов относится соответственно к нижнему протерозою. Оба комплекса испытали воздействие метаморфизма и деформаций на рубеже 1600 млн. лет.

Породы фундамента блока Гоулер образуют сжатые, часто опрокинутые складки субмеридионального простираения, которые нередко испытывают изгибы, связанные с куполовидными и чашеподобными формами, относящимися к проявлениям гранито-гнейсовой тектоники.

На востоке, как отмечалось, раннедокембрийский фундамент с резким несогласием перекрыт молассово-вулcano-плутонической ассоциацией, разделенной угловым несогласием на нижнюю и верхнюю части. Обломочные породы имеют аркозовый или кварцевый состав, вулканы представлены риолитами, плутоны сложены гранитами. Граниты, прорывающие нижнюю толщу, датированы в 1740—1550 млн. лет, вулканы верхней толщи в 1500 млн. лет. Полосу, сложенную ниже- и среднерифейскими вулканидами на восточной периферии блока Гоулер, можно рассматривать как краевой вулcano-плутонический пояс на границе Австралийской платформы и зарождающегося Восточно-Австралийского геосинклинального пояса.

5. Структуры позднепротерозойского и фанерозойского осадочного чехла

С рубежа 1400 млн. лет, т. е. с границы карпентария и аделаидия австралийской шкалы или раннего и среднего рифея нашей шкалы, начался новый большой этап развития Австралийской платформы, к этому времени полностью кратонизированной. Структуры этого этапа можно разделить на три группы: а) внутренние впадины, развивавшиеся лишь на протяжении позднего протерозоя и раннего палеозоя, б) внутренние впадины более длительного развития, относящиеся к Центрально-Австралийской подвижной зоне, в) зоны периферических опусканий.

Первая группа впадин расположена в основном в пределах Северо-Австралийского щита. Это сравнительно небольшие и неглубокие впадины. Наиболее древняя крупная и относительно глубокая из них впадина Виктория-Ривер, к востоку от складчатой зоны Холлс-Крик, развивавшаяся на древнем (архейском?) устойчивом блоке Стёрт в интервале 1200—900 млн. лет. Выполнена она существенно кварцевыми аренитами, пелитами и карбонатами мощностью до 3,5 км. В направлении подвижной зоны Холлс-Крик — Фитцморис мощность возрастает до 9 км и слои вовлекаются в складчатые деформации. В кембрии — ордовике море проникало в пространство между зонами Холлс-Крик, Пайн-Крик, Танами — Теннант-Крик — Дейвенпорт и здесь возникла группа мелких впадин — Орд, Дэли-Ривер, Визо, Джорджина, выполненных карбонатной формацией мощностью от нескольких сот метров до 1—2 км. Аналогичной структурой в пределах Южно-Австралийского щита является впадина (синеклиза) Офисер. Начало образования большей части этих впадин предшествовало

¹ Архейский возраст пород блока Гоулер получил новое подтверждение в работе (Cooper et al., 1976), которые определили Rb/Sr методом изохронный возраст 2643 ± 130 млн. лет для метаморфитов гранулитовой фации из южной части п-ова Эйр, на крайнем юго-востоке блока. Для выступающих по соседству гранито-гнейсов был определен протерозойский возраст (1855 ± 10 млн. лет)

излияние плато-базальтов в раннем кембрии (базальты Антрим в Северной Австралии), но впадина Офисер существовала уже в позднем рифее и венде и возобновила свое погружение в девоне — триаса.

Вторая группа впадин, подчиненная Центрально-Австралийской подвижной зоне, включает синеклизу Каннинг с авлакогеном Фитцрой, авлакоген Амадиес и прогиб Нгалия.

Авлакоген Амадиес — наиболее интересная и своеобразная структура всей Австралийской платформы. Она возникла, очевидно, в качестве рифта на фоне интенсивного поднятия, объединявшего смежные блоки Аранта и Масгрейв в конце среднего — начале позднего рифея. В течение позднего рифея — раннего карбона в авлакогене накопилась 9-километровая толща осадков — мелководно-морских кварцевых аренитов, карбонатов и пелитов с эвапоритовой формацией в низах (R_3) и молассоидными образованиями в верхах (D_3 — C_1). Примерно на рубеже протерозоя и палеозоя блок Масгрейв был надвинут на южный борт прогиба Амадиес («орожения Петерман-Рейндж»), но в его северной половине осадконакопление продолжалось без перерыва до конца девона — начала карбона, когда произошла резкая активизация движений в блоке Аранта и этот блок, в свою очередь, оказался надвинутым на северный борт авлакогена Амадиес («орожения Алис Спрингс»). В итоге возникла современная «рамповая» структура авлакогена со сложнопостроенными бортами и относительно более спокойным строением осевой части, осложненным, однако, соляно-гипсовым диапиризмом.

Синеклиза Каннинг — самая крупная и одна из наиболее (до 9 км) глубоких внутренних впадин Австралийской платформы. Она имеет северо-западное простирание, занимая все пространство между архейским массивом Пилбара на юго-западе и раннепротерозойской складчатой зоной Кинг-Лиополд на северо-востоке. От авлакогена Амадиес синеклиза Каннинг отделяется узкой меридиональной перемычкой, а на северо-западе открывается в зону периокеанических опусканий. Хотя северо-восточная часть синеклизы начала испытывать погружение еще в позднем протерозое, в целом эта структура образовалась лишь в ордовике. В течение ордовика — среднего девона наибольшее погружение испытала юго-западная часть синеклизы, лежащая на продолжении авлакогена Амадиес. В среднем — позднем девоне в северо-восточной части синеклизы, прилегающей и частично перекрывающей складчатую зону Кинг-Лиополд, возник грабен (авлакоген). Фитцрой, интенсивно развивавшийся до триаса включительно. Вдоль ограничивающих грабен разломов в девоне развивались барьерные рифы, а осевая часть грабена характеризовалась некомпенсированным осадками погружением. Грабен Фитцрой обладает значительным сходством с позднепалеозойскими — раннемезозойскими грабенами (авлакогенами) других гондванских платформ, в частности Индостанской, но возник раньше большинства из них. Подобно этим грабенам, основную часть осадочного выполнения грабена Фитцрой составляют отложения верхов карбона и перми, ледниковые и выше морские. В конце триаса грабен Фитцрой, накопив около 6 км осадков, испытал частичную инверсию с образованием ряда крупных пологих антиклиналей, осложненных мелкими диагональными сбросами. В основной части синеклизы также произошли деформации, но более слабые — блоковые подвижки, сопровождаемые отраженной складчатостью. К началу юры синеклиза была уже в основном сформирована в современном виде, и в средней и поздней юре и раннем мелу испытала лишь незначительное и неповсеместное опускание (за пределами грабена Фитцрой), за которым последовало ее вовлечение в общее поднятие платформы.

Третья группа впадин Австралийской платформы подчинена зонам периокеанических опусканий — западной, северо-западной и южной.

Западно-Австралийская периокеаническая зона отделена на востоке от Западно-Австралийского щита разломом Дарлинг, возникшим, как указывалось выше, в среднем протерозое. Она разделена на две части, северную и южную, известные соответственно как бассейны Карнарвон и Перт приподнятым блоком фундаментом — блоком Нортхемптон, и имеет сложное внутреннее строение. Схематически оно выражается в следующем — вдоль побережья протягивается система сложных грабенов, активно развивавшихся с перми до середины позднего мела; на востоке она сменяется параллельной полосой горстового строения, остававшейся приподнятой до начала сенона. В сантоне эта полоса оказалась втянутой в опускания периферии Индийского океана, и все последующие отложения образуют в общем моноклиналь, погружающуюся на запад, в сторону океана, и несогласно перекрывающую более древнюю блоковую структуру. На юге зона осложнена еще одним поднятием фундамента — блоком Натуралист, образующим юго-западную оконечность материка и продолжающимся в виде «шпоры» широтного простираения в океан. На севере зона расширяется и в пределах подводной окраины континента сливается с морским продолжением синеклизы Каннинг (см. ниже). Протяженность зоны составляет, таким образом, около 1500 км, а ширина в пределах суши достигает 250—300 км, а вместе с подводной частью — 350 км.

Опускания в рассматриваемой зоне начались еще в позднем ордовике — силуре, сопровождаясь накоплением континентальных, вероятно аллювиально-озерных песчаных осадков мощностью в несколько сот метров. В позднем силуре в пределы этой депрессии, которая распространялась и на шельф, проникло море, занявшее, однако, лишь две северные трети бассейна Карнарвон. В течение позднего силура, девона и карбона в этом бассейне, открытом к северу и замыкавшемся на юге, в районе Карнарвон — Шарк-Бэй отлагались мелководные карбонатные или песчано-глинистые осадки; трансгрессии (S , D_2-3) чередовались с регрессиями (D_1 , C).

В начале перми палеотектоническая и палеогеографическая обстановка резко изменилась. К западу от разлома Дарлинг возник узкий грабен, протянувшийся далеко на юг, в бассейн Перт, и параллельно ему горст, занявший побережье и шельф. Грабен стал заполняться тиллитами, а затем дельтовыми и морскими песками и глинами. В кунгуре площадь осадконакопления резко сократилась, а в поздней перми вся зона превратилась в область размыва. В раннем триасе на крайнем севере зоны вновь появилось море и возобновилось накопление песчано-глинистых мелководно-прибрежных осадков; такое положение сохранялось здесь до неокома включительно.

В апте началась широкая трансгрессия; пески вскоре сменились глинами; море частично перекрыло западный горст; мощность осадков апта — турона на север превысила 900 м. Новые изменения наступили в сантоне; на этот раз море наступало не с севера или северо-запада, как раньше, начиная с силура, а с запада, совершенно очевидно в связи с завершением формирования прилегающей части Индийского океана. Западный горст стал зоной накопления обломочных, а система грабенов — пелитоморфных известняков. В палеоцен-эоцене эта последняя литофация распространилась на большую часть зоны, но на окраине Западно-Австралийского щита отлагались пески. В олигоцене зона подверглась осушению. В миоцене карбонатное осадконакопление возобновилось в узкой прибрежной полосе севернее Карнарвона и на шельфе южнее. В конце среднего миоцена произошли поднятия, сопровождавшиеся образованием пологих складок в северной части бассейна Карнарвон, связанных с подвижками вдоль разломов фундамента и доаптского чехла.

Общая мощность осадков составляет >7 км в бассейне Карнарвон и >9 км в бассейне Перт; из них примерно три четверти приходится на выполнение грабенов и четверть на верхнемеловой и третичный чехол, перекрывающий как грабены, так и горсты, и связанный непосредственно с развитием океана.

6. Северо-западная и северная зона периокеанических опусканий

Западно-Австралийская зона периокеанических опусканий непосредственно продолжается на северо-запад, где она сначала примыкает к котловине Уортон Индийского океана, а затем к Тиморскому глубоководному желобу. Помимо шельфа и континентального склона зона включает подводные плато Эксмут и Скотт, лежащие на глубинах 1—2 км; в их районе континентальный склон расщепляется на две части — верхнюю на глубинах до 2 км и нижнюю ниже 2 км.

Северо-западное продолжение периокеанического прогиба Карнарвон сливается с подводной частью синеклизы Каннинг, а далее к северо-западу, против приподнятого, сложенного с поверхности протерозоем (нижним рифеем), блока Кимберли в море находится впадина Броуси. Оба эти участка были в триасе, юре и неокоме областью речного, дельтового и авандельтового осадконакопления, происходившего одновременно с интенсивным дроблением будущей континентальной окраины. С апта началось более плавное погружение этой окраины в сторону новообразованного океана, на смену паралическим осадкам пришли терригенные морские, а зона максимальных мощностей переместилась в направлении океана. Начиная с сантона и вплоть до современной эпохи накапливаются карбонатные осадки; по мере их накопления происходит разрастание шельфа и дальнейшее смещение оси зоны максимальных мощностей, наряду с погружением краевого поднятия, на месте которого образовалось подводное плато Эксмут.

Впадина Броуси сменяется к северо-западу более крупной, глубокой и древней, вдающейся в сушу впадиной залива Бонапарта. Эта впадина наметилась еще в кембрии — ордовике, но затем подверглась осушению, возродившись в виде грабена (авлакогена) того же северо-западного простирания в позднем девоне и карбоне. Осадки нижнего палеозоя представлены карбонатами и эвапоритами; с последними связано образование диапировых структур в более молодых осадках. Отложения верхнего девона и карбона носят, как и везде, молассоидный характер. В перми и триасе грабен вновь переродился во впадину, причем ее северо-западная, ныне подводная часть приобрела простирание, параллельное современной окраине континента. В юре и раннем мелу основные погружения, снова по разломам, были приурочены уже к этой полосе, расположенной кулисообразно по отношению к впадине Броуси. В кайнозое зона максимальных погружений переместилась в полосу южного склона Тиморского желоба; здесь накопилось 6 км третичных осадков, еще в плиocene мелководных; они перекрываются 2 км плейстоценовых отложений.

К бассейну залива Бонапарта с востока примыкает впадина Арафур, или Маши-Шол. Она также зародилась в кембрии и развивалась до девона в виде грабена ЗСЗ-ного простирания. С позднего девона и до триаса включительно основная часть впадины оставалась сухой. В юре начались опускания, распространившиеся с запада. При этом западная часть впадины, отделенная поперечной меридиональной флексурой от восточной, испытала более интенсивное погружение, чем восточная; осадки мезо-кайнозоя достигают здесь мощности 6 км против 4,5 км на востоке и являются в основном морскими и относительно глубоководными, в то время как на востоке они преимущественно паралические и аллювиальные. Западная часть бассейна ныне примы-

кает к Тиморскому желобу; слагающие ее третичные карбонаты деформированы, как и во впадине залива Бонапарта.

На востоке впадина Арафура смыкается с синеклизой залива Карпентария широкой, но неглубокой. В ней установлено отрывочное распространение пермских (?) и маломощных юрских осадков, 800 м меловых осадков — аллювиальных и мелководно-морских и до 200 м континентальных обломочных пород (Branson, 1976).

Крайний северный выступ Австралийского кратона, занимающий южную часть западного Ириана (Ириан-Джайя), также окаймляется зоной периферических опусканий, обозначившейся, вероятно, еще в раннем — среднем палеозое и затем развивавшейся сопряженно с Тихоокеанским геосинклинальным поясом. С возникновением в более северной части Новой Гвинеи орогена северная часть этой зоны превратилась в его передовой прогиб (с миоцена) и была частично вовлечена в складчатые и надвиговые деформации.

7. Южно-Австралийская периокеаническая зона

Эта зона примыкает с севера к Большому Австралийскому заливу и занимает на континенте равнину Нулларбор. Континентальная часть зоны известна как бассейн Юкла и сложена в основном карбонатными третичными отложениями, начиная со среднего эоцена. Однако, как показало изучение подводной окраины, строение и история зоны являются значительно более сложными. Ее наиболее древним элементом является прогиб Делман, выполненный пермскими и более древними отложениями мощностью более 1,5 км. Южнее простирается другой прогиб — Полда, заключающий осадки юры и нижнего мела. Верхний мел в области континентального склона достигает мощности 10 км к северу от барьера фундамента.

Накопление этих отложений, происходившее в озерно-речной и дельтовой обстановке, относится, очевидно, еще к фазе рифтообразования, предшествовавшей раскрытию прилегающей части Южного океана, начавшемуся в палеоцене (Branson, 1976). Лишь после этого развилась трансгрессия моря на материк, приведшая к заполнению бассейна Юкла и формированию шельфа.

8. Основные этапы развития

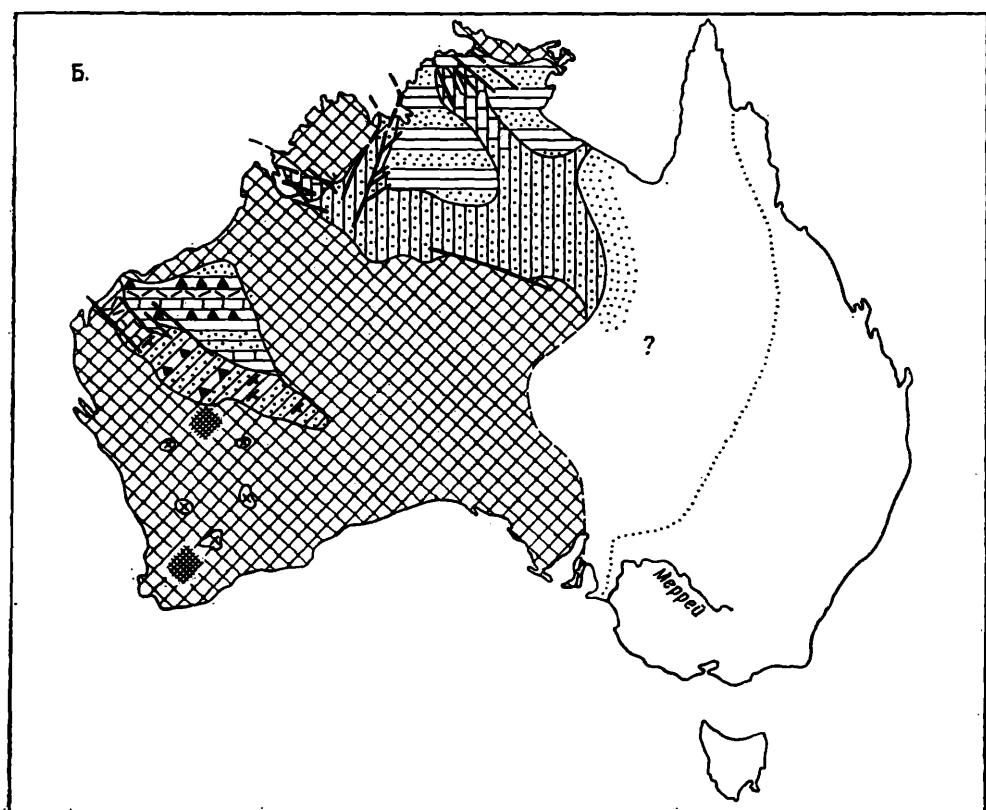
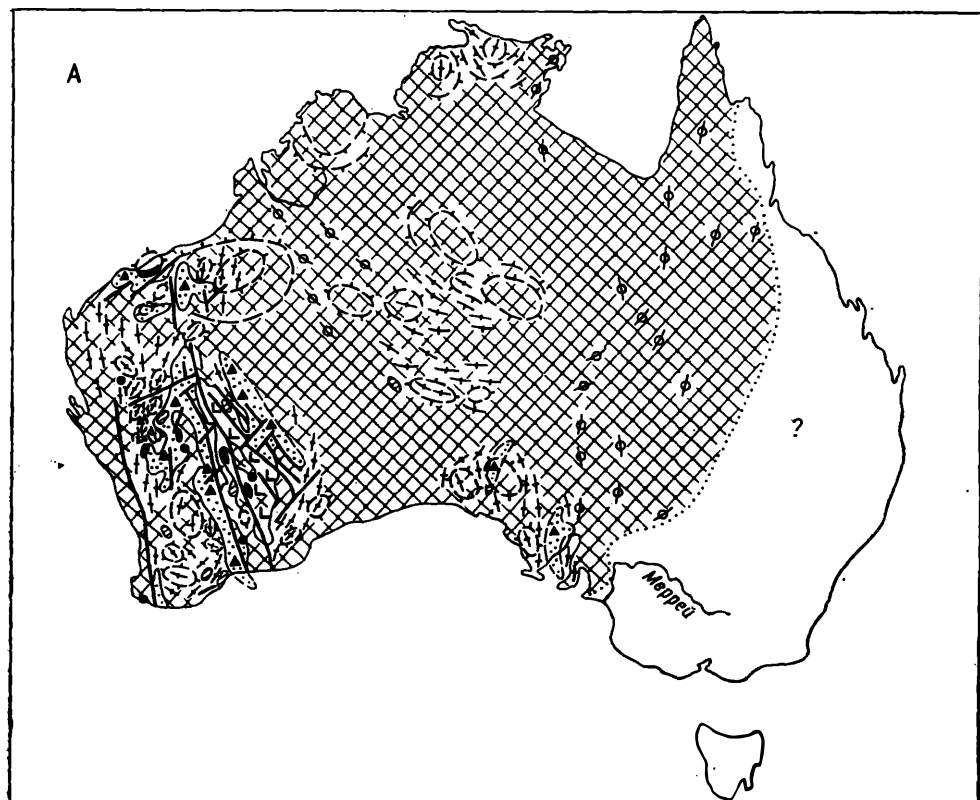
Раннеархейский этап (>3000 млн. лет). История становления Австралийского кратона начинается, очевидно, с накопления нижней зеленокаменной серии Западно-Австралийского щита в океанической обстановке, завершившегося формированием островных дуг и прото-континентальной коры в результате широко проявленной гранитизации на рубеже около 3000 млн. лет. В настоящее время реликты этого древнейшего меланократового комплекса выступают в блоке Пилбара и на некоторых участках блока Йилгарн, а раннеархейский гранито-гнейсовый комплекс образует купола в блоке Пилбара и более линейные поднятия в юго-западной части блока Йилгарн.

Позднеархейский этап (3000—2400 млн. лет). Образования этого этапа пользуются уже более широким распространением (рис. 73, А). Их типичным представителем являются верхние зеленокаменные серии Западно-Австралийского щита, петрологически и геохимически сходные с более древними, но накапливавшиеся уже на гранито-гнейсовом фундаменте. Фундамент этот, однако, как показывает пример зоны Истерн Голдфилдс блока Йилгарн, подвергся раздроблению и растяжению с образованием грабенов (проторифтов), в которых сосредоточена основная масса никеленосных ультрамафитов и обломочных пород, завершивших позднеархейский цикл развития. Вполне возможно, что в

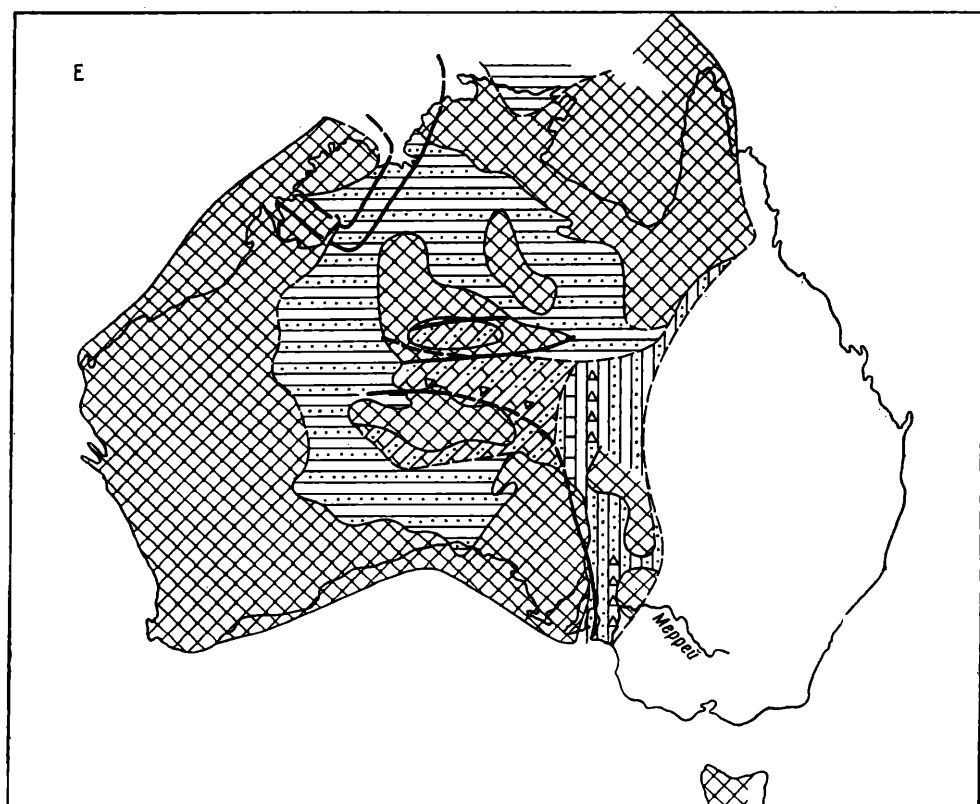
основании таких рифтов протоконтинентальная кора была существенно утонена или даже полностью уничтожена растяжением и внедрением ультраосновной магмы. Заключительная часть этапа характеризовалась становлением нескольких поколений гранитов в интервале 2700—2600 млн. лет с последующей перекристаллизацией в период 2540—2150 млн. лет. Граниты эти, в отличие от раннеархейских, являются уже нормальными калиевыми гранитами, но их родоначальная магма, вероятно, представляет продукт ремобилизации и плавления более древнего гранито-гнейсового основания. Более древние, синкinemатические плутоны имеют диапировую природу, более молодые посткinemатические плутоны носят характер батолитов и в их образовании значительную роль играли процессы метасоматоза. Помимо Западно-Австралийского щита, выходы архея известны и на севере платформы, в зоне Пайн-Крик и на юго-востоке, в блоке Гоулера и, возможно, в ее центральной части, в блоке Аранта. Кроме того, присутствие архейского фундамента предполагается в блоках Кимберли, Стёрт и на некоторых других участках. Все это справедливо рассматривается как указание на то, что протоконтинентальная кора в конце архея была сформирована на всей площади современной древней Австралийской платформы (Plumb, 1976; Rutland, 1976).

Раннепротерозойский (раннекарельский) этап (2400—1950 млн. лет). Как и на других континентах, начало протерозоя ознаменовалось дроблением архейской континентальной коры и заложением сравнительно узких подвижных зон, ориентированных вдоль крупных разломов-линеаментов (см. рис. 73, Б). В Австралии эти зоны ориентированы в основном в северо-западном (или ЗСЗ) и северо-восточном (или ССВ) направлении. Они носят явно интракратонный характер, но образование по крайней мере некоторых из них сопровождалось заметным растяжением континентальной коры и даже ее замещением мафическим материалом. В частности, это предполагается, по гравиметрическим данным, для зоны, разделившей блоки Пилбара и Йилгарн. Но вулканический материал пользуется в раннепротерозойских геосинклиналях ограниченным распространением и представлен в основном базальтами, а ультрамафиты нигде не известны. Однако мощность геосинклинальных комплексов достигает значительной величины, а широкое развитие турбидитов свидетельствует об их отложении в глубоководных условиях. Заключительные фазы развития этих геосинклиналей выражены достаточно типично — с интенсивными складчатыми деформациями, региональным метаморфизмом до амфиболитовой или даже гранулитовой фации, гранитообразованием, орогенным вулканизмом, продолжавшимся до 1850 млн. лет. По периферии геосинклинальной зоны Гаскойн (Ашбертон) — Патерсон, обращенные к ней склоны массивов Пилбара и Йилгарн испытали значительное опускание с накоплением мощного осадочного чехла прогибов Хаммерсли и Набберу — наиболее древнего из чехлов Австралийской платформы. Переход геосинклинальных отложений в платформенные, вернее перикратонные на периферии древних блоков (массивов), характерен и для других районов, а также для более поздних этапов развития платформы, опять же аналогично другим древним платформам мира (Канадский щит).

Среднепротерозойский, позднекарельский этап (1950—1750 млн. лет). К началу этого этапа часть раннепротерозойских интракратонных геосинклиналей закончила свое развитие (Гаскойн-Патерсон), другая продолжала находиться в стадии орогенеза (Кинг-Лиополд, Холлс-Крик) и одновременно возникло новое поколение аналогичных структур, представленное такими геосинклиналями, как Пайн-Крик и Танами — Теннант-Крик (см. рис. 73, В). Эти геосинклинальные зоны по составу осадков сходны с раннепротерозойскими, отличаясь еще меньшим содержанием вулканитов и более высоким процентом карбонатов. Они



B



вступили в орогенную стадию развития на рубеже 1850—1800 млн. лет, испытав внедрение долеритовых силлов, интенсивные складчатые деформации и региональный метаморфизм местами до амфиболитовой фации.

Затем в интервале 1800—1700 млн. лет последовало образование орогенной вулканоплутонической ассоциации и молассовых осадков; последние заполняют прогиб Дейвенпорт и слагают прилегающую северную часть массива Аранта. Складчатые образования, метаморфиты и орогенные магматиты среднего протерозоя широко распространены в Северо-Австралийском щите; помимо упоминавшихся выше структур, они известны на п-ове Арнемленд, в кряже Мерфи и зоне Маунт-Айза, слагая в последней осевое поднятие, а также в массиве Коев (Эйнасли) на п-ове Йорк. К той же эпохе 1800—1700 млн. лет относится метаморфизм и внедрение гранитов в зоне Гаскойн (Ашбертон) — Патерсон, а платформенные аналоги образований этой зоны испытали деформацию. Интенсивная активизация и региональный метаморфизм до гранулитовой фации охватили блоки Аранта и Масгрейв, вероятно еще представлявшие одно целое, в Центральной Австралии, и блок Гоулер на юго-востоке платформы. В начале рассматриваемого интервала произошло опускание блока Кимберли с излиянием плато-базальтов, накоплением мощного осадочного чехла и внедрением силлов долеритов с возрастом 1800 млн. лет.

Таким образом, рассматриваемый этап завершился почти всеобщей активизацией платформы, проявившейся преимущественно в виде эпигеосинклинального орогенеза и сопутствующего магматизма в ее северной части, поднятия и регионального метаморфизма в южной.

Раннерифейский (готский) этап (1750—1400 млн. лет). К началу данного этапа на значительной части Австралийской платформы, включающей Западно-Австралийский и Северо-Австралийский щиты, кроме восточной окраины последнего установился уже платформенный режим (см. рис. 73, Г). Большая часть этой территории испытывала поднятие, а отдельные участки — впадины Бангемолл, Бирриндуду, Мак-Артур — опускание с излиянием плато-базальтов и накоплением мощных обломочных осадков карпентария — свидетельство того, что тектоническая активность оставалась все же довольно высокой, что в особенности относится к авлакогену Баттен — Парадайз. Она несколько снизилась лишь во второй половине этапа, когда преобладание перешло к карбонатным осадкам. В восточном направлении платформенный чехол Северной Австралии переходит в геосинклинальные от-

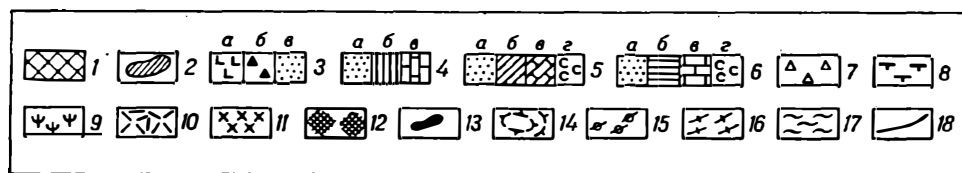


Рис. 73. Палеотектонические схемы Австралии. (А, Б, В — по Г. Р. Рошкован, упрощено, Г, Д, Е — по Н. А. Божко).

А — архей; Б — ранний протерозой; В — средний протерозой; Г — ранний рифей; Д — средний рифей; Е — поздний рифей и венд
 1 — области поднятия; 2 — зеленокаменные пояса; 3 — выполнение зеленокаменных поясов: а — основные и ультраосновные вулканы, б — кремнистые породы, в — граувакки; 4 — геосинклинальные образования: а — обломочные, б — глинистые, в — карбонатные, г — отложения, выполняющие авлакогены: а — обломочные, б — глинистые, в — карбонатные, г — эвапоритовые; 5 — платформенные отложения: а — обломочные, б — глинистые, в — карбонатные, г — эвапоритовые; 6 — платформенные отложения: а — обломочные, б — глинистые, в — карбонатные, г — эвапоритовые; 7 — брекчии; 8 — траппы; 9 — вулканы среднего состава; 10 — вулканы кислого состава; 11 — чарнокиты; 12 — перматитовые поля; 13 — гипербазиты; 14 — гранито-гнейсовые купола; 15 — метаморфизм гранулитовой фации; 16 — гранитизация и метаморфизм амфиболитовой фации; 17 — зоны диафтореза и криптометаморфизма; 18 — разломы, установленные и предполагаемые

ложения Маунт-Айзы и п-ова Йорк¹. Обращает на себя внимание, что эта Северо-Квинслендская геосинклиналь обладала уже меридиональным простиранием, как бы предваряющим простирание Восточно-Австралийского геосинклинального пояса. Знаменательны также изменения в составе базальтов вкрест простирания зоны Маунт-Айза, указывающие на вероятность существования океана далее к востоку — первые указания такого рода.

В конце рассматриваемого этапа, в интервале 1500—1400 млн. лет отложения Северо-Квинслендской геосинклинали были в свою очередь вовлечены в деформации, метаморфизм и интродуцированы гранитами; за этим последовали излияния кислых вулканитов. Аналогичная вулканоплутоническая ассоциация распространена в восточном обрамлении блока Гоулер и в пределах блока Уилльяма, намечая в совокупности мощный краевой вулканоплутонический пояс на границе Австралийской платформы и Тихого океана. Этот пояс частично наложен, а частично смещен к востоку по отношению к более раннему поясу с возрастом 1800—1700 млн. лет, существование которого также служит косвенным признаком того, что здесь протягивалась континентальная окраина андского типа (Wilson, 1976).

Центральная и южная части Австралийской платформы на рассматриваемом этапе продолжали оставаться ареной воздымания, высокого теплового потока, регионального метаморфизма и гранитообразования. Зона наиболее активного проявления этих процессов протягивается от юго-восточной окраины блока Йилгарн (пояс Олбени-Фрейзер) к массиву Аранта-Масгрейв и охватывает также блоки Гоулер и Уилльяма. Активизация отмечается и по западной периферии блока Йилгарн, в поясе Дарлинг. Частично все эти события дотянулись до 1350—1300 млн. лет.

Среднерифейский (гренильский) этап (1400—1000 млн. лет). Этот этап в целом характеризовался более спокойным тектоническим режимом, чем предыдущий, т. е. прогрессирующей кратонизацией платформы. Большая часть Северо- и Западно-Австралийского щитов испытывала поднятие (см. рис. 73, Д). Осадконакопление локализовалось в прогибе Бангемолл и впадине Виктория-Ривер, в первом сопровождаемая извержением кислых вулканитов и внедрением силлов долеритов, а в последней сильно возрастающая в мощности к подвижным зонам периферии блока Кимберли. Однако в конце этапа новая волна активизации, а с нею и метаморфизма затронула в основном центральную и южную части платформы — периферические зоны Западно-Австралийского щита (Дарлинг, Олбени-Фрейзер) и блока Гоулер и особенно массив Аранта-Масгрейв. В последнем произошло внедрение сперва крупного стратиформного ультрамафического — мафического комплекса Джайлс, а затем гранитных интрузий. В пределах Северо-Австралийского щита в ту же эпоху местами имели место складчатые деформации, а кое-где и подвижки по разрывам (зона Холлс-Крик).

Позднерифейский — вендский — раннекембрийский (байкальский) этап (1000—550 млн. лет). К началу данного этапа кратонизация Авст-

¹ В недавней работе Д. Даннета (Dunnet, 1976) геосинклинальная природа зоны Маунт-Айзы ставится под сомнение в связи с отсутствием граувакк, кремней и андезит-риолитовых вулканитов; наблюдаемые вулканиты являются толеитовыми базальтами и локально трахитами. Вместе с тем отмечается значительное утонение коры в восточном направлении и краевое положение зоны Маунт-Айзы по отношению к кратону. Поэтому Д. Даннет определяет эту зону как «краевой кратонический подвижный пояс», указывая на его рифтовое происхождение, небольшую величину раздвига и сходство с интракратонными системами. Очевидно, многое в истолковании природы зоны Маунт-Айзы будет зависеть от выяснения возраста и первичного, дометаморфического характера развитых восточнее докембрийских образований. Возможно, что последние представляют глыбу типа массива Уилльяма к востоку от системы Аделаиды.

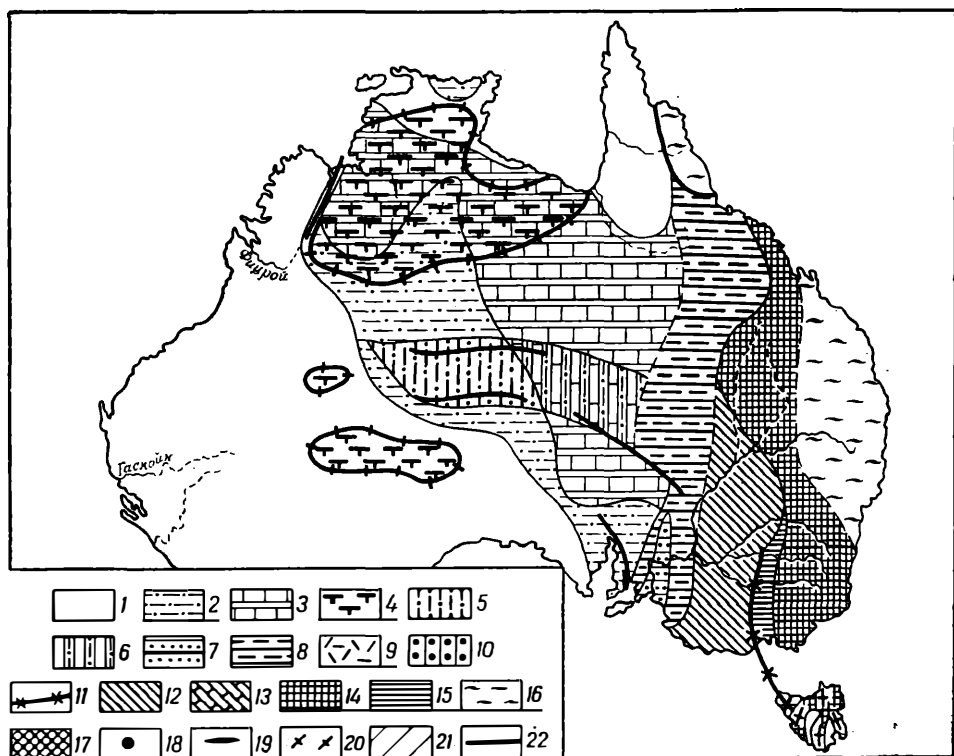


Рис. 74. Палеотектоническая схема Австралии. Кембрий (по К. Б. Сеславинскому).

Условные обозначения к рис. 74—77.

1 — области поднятий; 2—17 — области преимущественных погружений: с накоплением комплексов платформенного чехла — 2 — преимущественно кварцево-аркозовых, 3 — кварцево-аркозовых и карбонатных, 4 — траппов; с накоплением комплексов авлакогенов — 5 — преимущественно кварцево-аркозовых, 6 — кварцево-аркозовых и карбонатных; с накоплением комплексов пассивных континентальных окраин (многоэосинклинальных) — 7 — флишевых, 8 — преимущественно песчано-глинистых; с накоплением комплексов активных континентальных окраин (орогених) — 9 — континентальных вулканоплутонических, 10 — преимущественно континентальных моласс межгорных прогибов и впадин; с накоплением островодужных комплексов — 11 — вулканических дуг, 12 — граувакковых и кремнисто-граувакковых, 13 — шельфовых карбонатных; с накоплением океанических комплексов (эвгеосинклинальных) — 14 — вулканогенно-осадочных и офиолитовых, 15 — граувакковых и флишевых континентальных подножий, 16 — условно протоокеанических комплексов; 17 — рифтогенных вулканогенно-осадочных комплексов (внутриконтинентальных); 18 — гранитоидные интрузии; 19 — гипербазиты; 20 — складчатость и региональный метаморфизм; 21 — зоны тектономагматической активизации; 22 — разломы

ралийской платформы завершилась на всей ее площади. Вместе с тем отдельные ее участки сохраняли или приобрели повышенную подвижность. На юго-восточной периферии платформы возникла зона интенсивных погружений — пери- или интракратонная геосинклиналь Денисон-Аделаида (см. рис. 73, Е). На ее северо-западном продолжении массив Аранта-Масгрейв раскололся с образованием авлакогена Амадиес и прогиба Нгалия, а еще северо-западнее погружения распространились на периферию складчатого обрамления блока Кимберли. Наконец, к югу от массива Масгрейв заложился прогиб (авлакоген?) Офисер.

На рубеже рифея и венда северная периферия массива Масгрейв со смежной частью авлакогена Амадиес, а также складчатая зона Кинг-Лиополд испытали интенсивные деформации, вплоть до образования шарьяжей, сопровождавшиеся метаморфизмом. Однако эти деформации не затронули ни основную часть авлакогена Амадиес, ни Аделаидскую геосинклиналь.

Позднекембрийский — раннедевонский (каледонский) этап (550—400 млн. лет). В начале этого этапа развитие Денисон-Аделаидской геосинклинали завершилось интенсивными складчатыми деформациями и

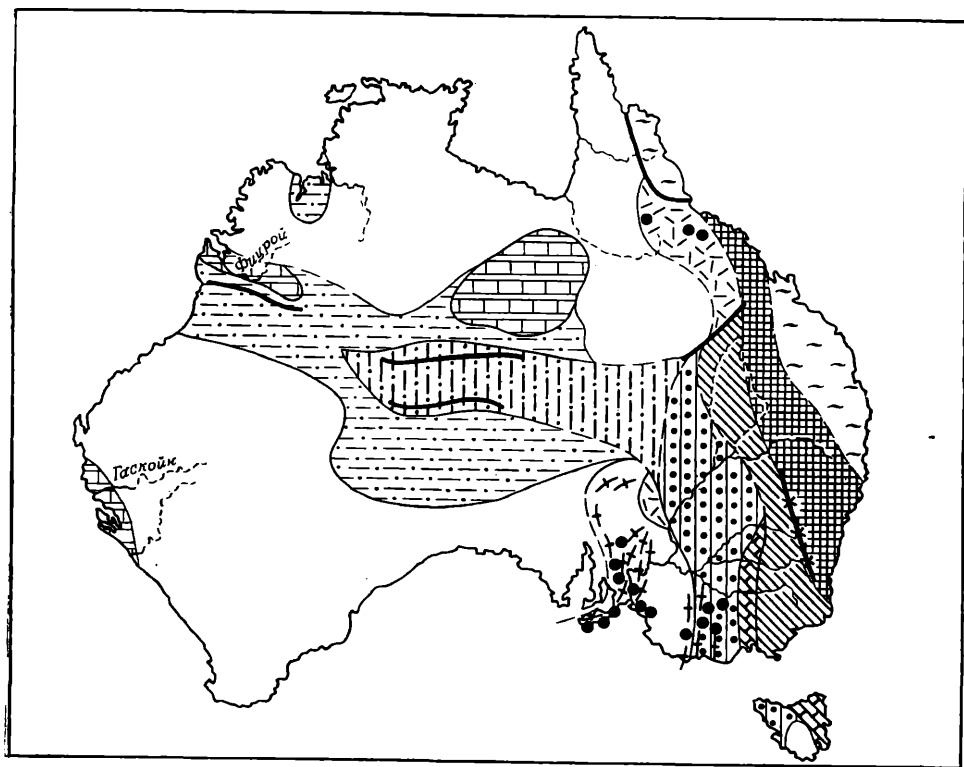


Рис. 75. Палеотектоническая схема Австралии. Ордовик (по К. Б. Сеславинскому).
Условные обозначения см. рис. 74.

поднятием, после чего данная зона вновь вошла в состав платформы. Эти деформации — деламерская эпоха тектогенеза по местной номенклатуре охватили также наиболее внешнюю зону Тасманской геосинклинали — зону Канманту. Сама Тасманская геосинклиналь отчетливо проявляет себя начиная с кембрия (рис. 74).

Развитие основной части платформы на рассматриваемом этапе характеризуется преобладанием опусканий (рис. 75). На ряде участков (плато Антрим, западная часть прогиба Офисер) опусканиям предшествовали излияния плато-базальтов (ранний кембрий). Наряду с унаследованными от предыдущего этапа прогибами Офисер, Амадиес, Нгалия, на данном этапе возникают новые впадины, первоначально, вероятно, в виде грабенов (рифтов) — бассейны Каннинг, залива Бонапарта, Арафура, а также, возможно, Карпентария, в дальнейшем активно развивавшиеся на протяжении большей части фанерозоя и, кроме того, серия небольших и неглубоких впадин в Северной Австралии и западном Квинсленде (Дэли-Ривер, Орд, Визо, Джорджина). Во второй половине этапа, в силуре — раннем девоне (рис. 76) поднятия на большей части платформы стали преобладать над погружениями, которые сохранились в основном лишь в бассейнах Каннинг, Амадиес и Арафура. Однако уже в конце ордовика начались, а в силуре и в девоне продолжались интенсивные погружения в бассейне Карнарвон, а опускания бассейна Арафура распространились на все море Арафура и юго-западную Новую Гвинею.

Среднедевонский — раннекаменноугольный (позднекаледонский — раннегерцинский) этап. Во второй половине девона — начале карбона (рис. 77) произошла значительная активизация движений, особенно в Центральной Австралии, где блок Аранта испытал ремобилизацию и

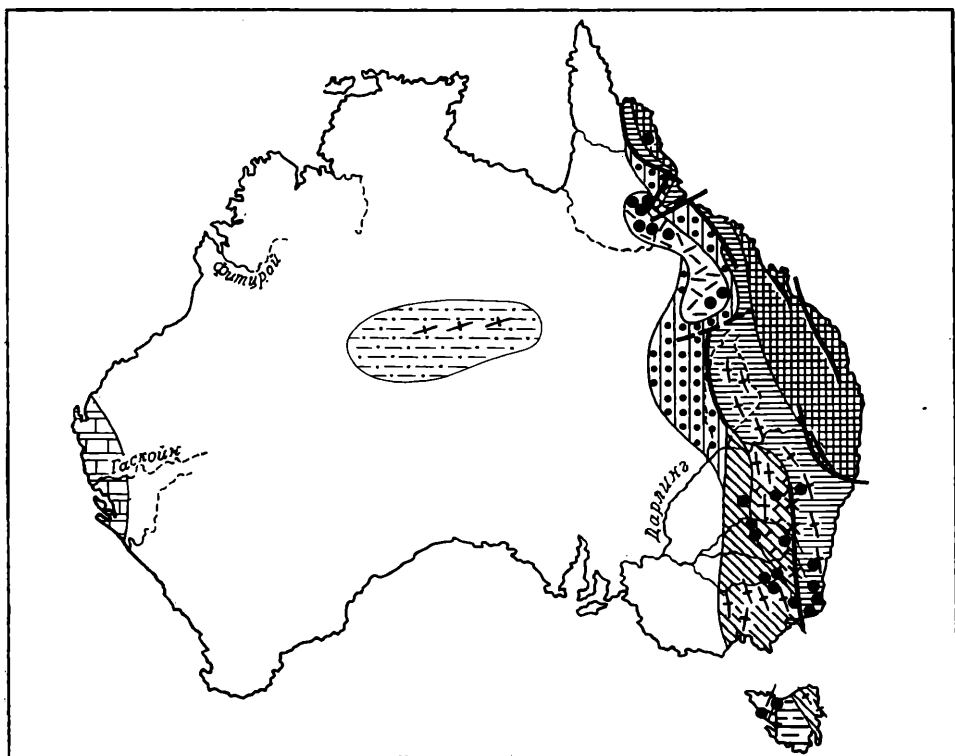


Рис. 76. Палеотектоническая схема Австралии. Силур — средний девон (по К. Б. Сеславинскому).
Условные обозначения см. рис. 74.

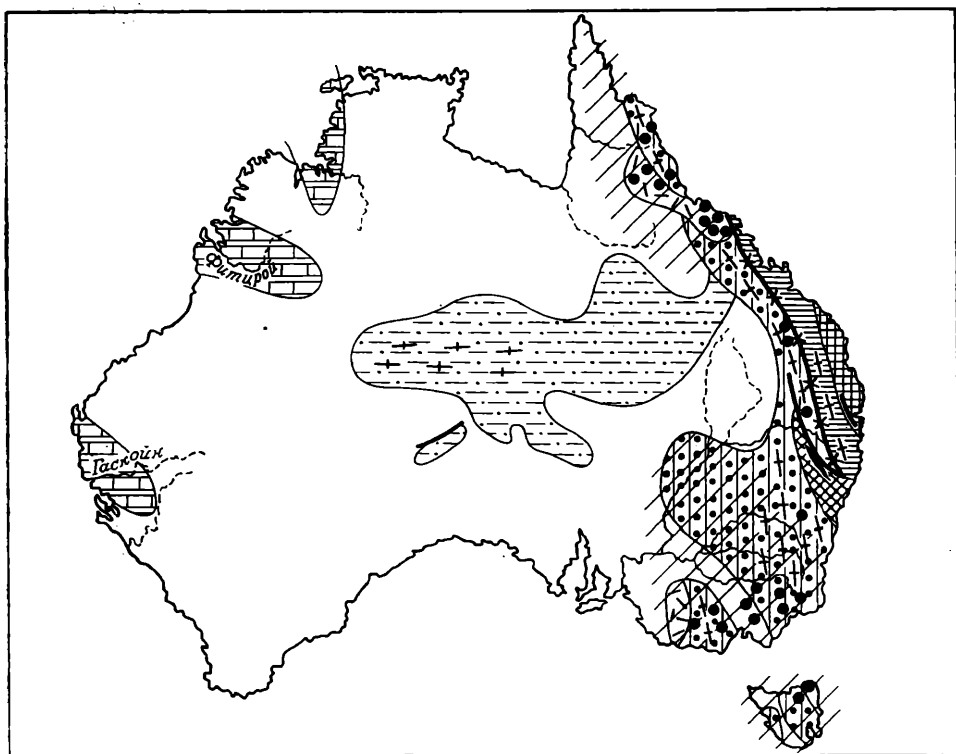


Рис. 77. Палеотектоническая схема Австралии. Поздний девон — ранний карбон (по К. Б. Сеславинскому).
Условные обозначения см. рис. 74.

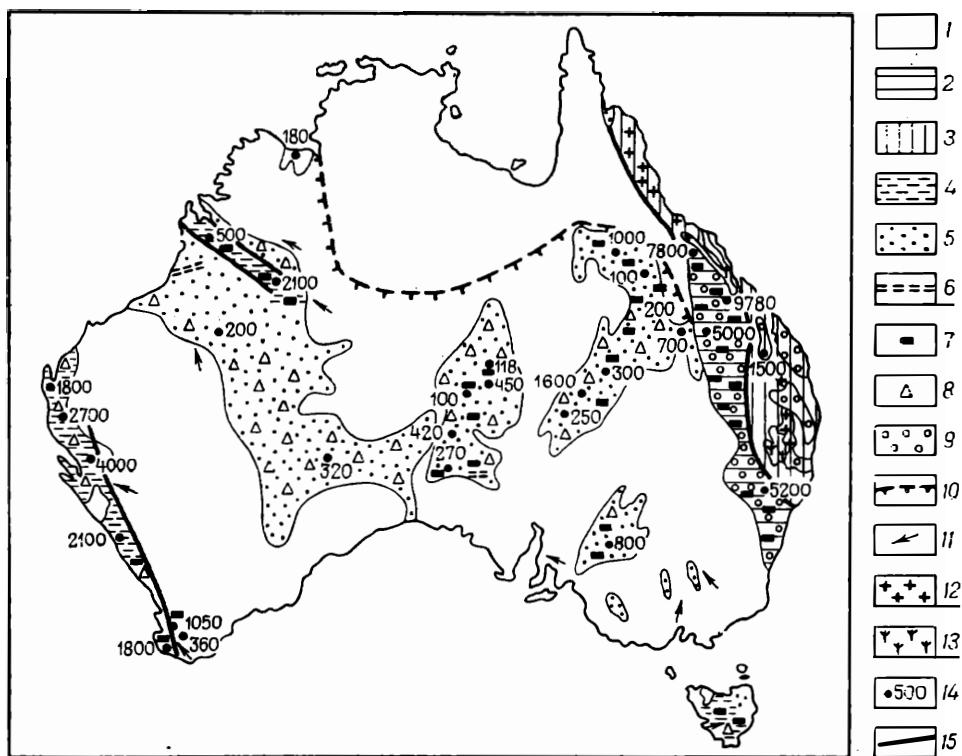


Рис. 78. Палеотектоническая схема Австралии. Пермский период (по Д. С. Сафронову, упрощено). 1 — области поднятий; 2 — передовые прогибы; 3 — геосинклиналь Новой Англии; 4 — морские формации; 5 — континентальные формации; 6 — паралические формации; 7 — угленосные формации; 8 — ледниковая формация; 9 — площади, покрытые льдом; 10 — молассы; 11 — предполагаемое движение льдов; 12 — гранитные интрузии; 13 — вулканогенные формации; 14 — мощность отложений, м; 15 — активные разломы

оказался надвинутым на северный борт авлакогена Амадиес (орогенез Алис-Спрингс). В эту же эпоху началось развитие грабенов Фитцрой и залива Бонапарта и продолжалось активное погружение прогибов Карнарвон и Офисер. Во всех прогибах отложения верхнего девона — нижнего карбона, как и в авлакогене Амадиес, представлены молассоидными образованиями, свидетельствующими об активных поднятиях их обрамления.

Позднепалеозойский — триасовый (позднегерцинский) этап. В конце карбона начался принципиально новый период развития Австралийской платформы — период ее отделения от остальной Гондваны в связи с распадом суперконтинента. Уже в перми вдоль северо-западного побережья Австралии возникла сплошная зона рифтовых опусканий с ответвлениями вдоль грабенов Фитцрой и залива Бонапарта. Остальная территория платформы испытывала общее поднятие, за исключением остаточных погружений в бассейне Каннинг и Офисер и на некоторых других участках, а также на северной периферии, в Ириане. На фоне этого поднятия, распространившегося и на большую закончившую свое геосинклинальное развитие часть Тасманской геосинклинали, территория Австралии испытала широкое покровное оледенение с максимумом в начале перми (рис. 78).

Юрский — раннемеловой (киммерийский) этап. На этом этапе наметившиеся ранее тенденции обособления Австралии от остальных частей Гондваны продолжали прогрессировать (рис. 79, 80). В конце юры образовалась северо-восточная часть Индийского океана — бассейн Уортон, а в конце раннего мела возникла Западно-Австралийская кот-

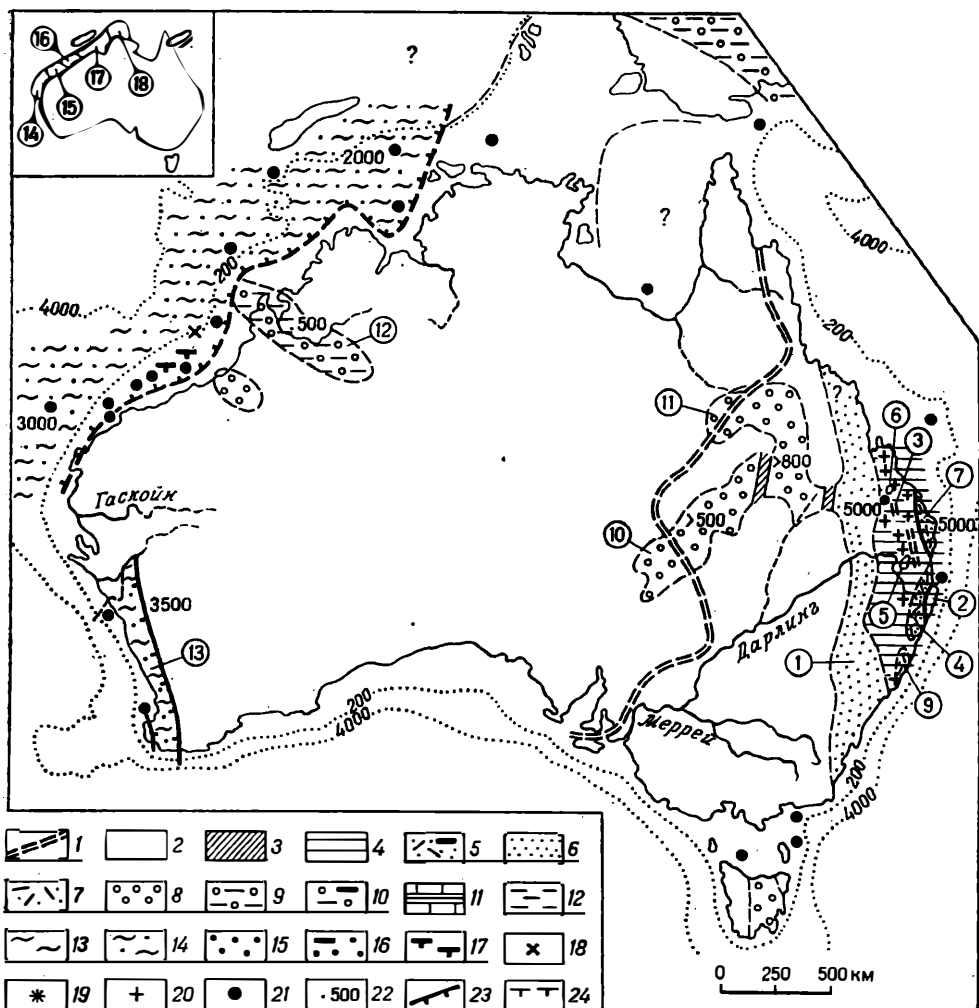


Рис. 79. Палеотектоническая схема Австралии. Триас (по Г. А. Логиновой).
Условные обозначения к рис. 79—82.

1 — граница Тасманской складчатой системы; 2 — поднятия; 3 — участки относительного поднятия; 4—7 — область тектонически активного орогенного пояса (4) — с накоплением континентальных комплексов; 5 — вулканогенно-осадочных и угленосных, 6 — песчано-глинистых, 7 — вулканогенно-осадочных и морских глинистых; 8—12 — области слабого погружения стабильных участков платформы с накоплением: 8 — континентальных песчано-глинистых комплексов, 9 — континентальных и морских песчано-глинистых комплексов, 10 — континентальных угленосных и морских песчано-глинистых комплексов, 11 — морских глинисто-карбонатных комплексов, 12 — морских песчано-глинистых комплексов; 13—16 — области интенсивного погружения подвижных окраин платформы с накоплением: 13 — морских песчано-глинистых комплексов, 14 — морских и континентальных песчано-глинистых комплексов, 15 — континентальных песчано-глинистых комплексов, 16 — континентальных угленосных комплексов; 17 — базальты; 18 — интрузии основного состава; 19 — интрузии среднего состава; 20 — интрузии кислого состава; 21 — глубокие скважины; 22 — мощность в метрах; 23 — сбросы установленные; 24 — сбросы предполагаемые.

Депрессии: 1 — Сидней-Боуэн, 2 — Эск, 3 — Аберкорн, 4 — Ипсвич, 5 — Тэронг, 6 — Каллайд, 7 — Гимпи, 8 — Мэриборо, 9 — Лори, 10 — Купер, 11 — Галили, 12 — Каннинг, 13 — Перт, 14 — Карнарвон, 15 — Каннинг, 16 — Броден, 17 — зал. Бонапарта, 18 — Арафура, 19 — Юкла, 20 — Байт, 21 — Стшелецки. 22 — Отуэй, 23 — Гипсленд, 24 — Басс, 25 — Квинсленд, 26 — Каприкорн, 27 — Карпентария, 28 — Лори, 29 — Стикс, 30 — Мортон, 31 — Сурат, 32 — Эроманга, 33 — Полда, 34 — Уинтон, поднятия: 35 — Ранкин, 36 — Скотт, 37 — Ашмор, 38 — Плато Эксмут

ловина, что определило весь западный контур Австралийской платформы от плато Натуралиста до юго-западного Ириана. Вместе с тем возникшая ранее система рифтов еще продолжала отделяться от океана прерывистой полосой горстовых поднятий. Развитие этих структур местами сопровождалось базальтовыми или щелочно-базальтовыми из-

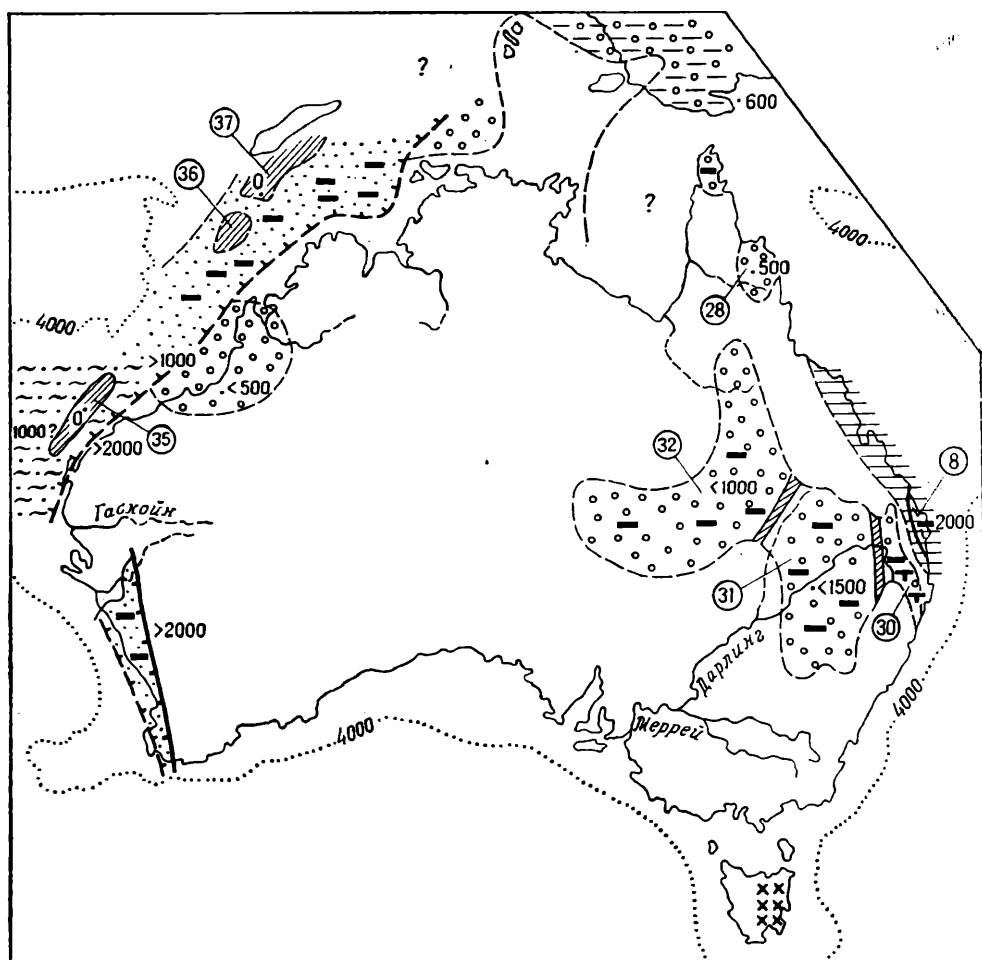


Рис. 80. Палеотектоническая схема Австралии. Ранняя — средняя юра (по Г. А. Логиновой)
Условные обозначения см. рис. 79

лияниями. Аналогичная система рифтов — горстов возникла в рассматриваемое время вдоль южного побережья Австралии, где отдельные грабены появились еще в перми, но вплоть до начала палеогена Австралия еще сохранялась связь с Антарктидой и море в эту полосу не проникало. Более внутренние районы платформы испытывали в юре и раннем мелу либо умеренное поднятие, либо столь же умеренное опускание (рис. 81). На севере впервые четко наметилась синеклиза залива Карпентария, южнее восточная окраина древней платформы оказалась частично вовлеченной в опускания Большого Артезианского бассейна (синеклиза Эроманга), опускания частично продолжались в синеклизе Каннинг и на западе синеклизы Юкла, отделенной горстовым поднятием от глубокого грабена подводной окраины континента.

Позднемеловой — олигоценовый (раннеальпийский) этап. С конца раннего мела западная и северо-западная подводные окраины континента приобретают современный облик, а дифференциальные движения фазы рифтообразования практически прекращаются. В палеоцене Австралия отделяется от Антарктиды и этот процесс распространяется и на южную окраину континента, который с образованием Тасманова, а затем Кораллового морей приобретает близкие к современным очертания, за исключением того, что юг Ириана — Новой Гвинеи еще пред-

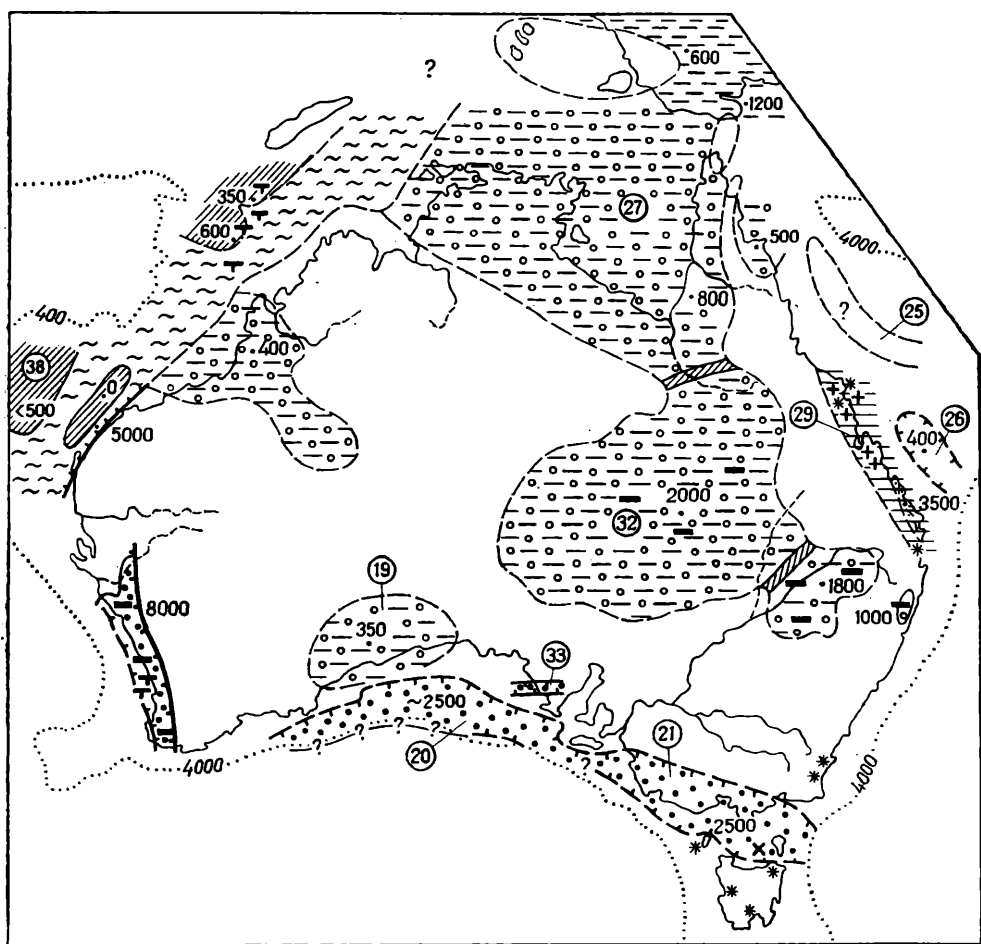


Рис. 81. Палеотектоническая схема Австралии. Поздняя юра — ранний мел (по Г. А. Логиновой).
Условные обозначения см. рис. 79

ставляет его продолжение. Практически вся платформа втягивается в слабое поднятие, противостоящее интенсивному погружению периферических прогибов; опускания продолжают лишь в северной части прогиба Карнарвон на западе и во впадине Юкла на юге. Осадки на периферии континента имеют почти исключительно карбонатный состав, в отличие от более древних — мезозойских и верхнепалеозойских (рис. 82).

Миоценовый — современный (позднеальпийский) этап. Структурный план, характерный для предыдущего этапа, в общем сохраняется и на этом этапе. Основные изменения сводятся к смещению оси периферических прогибов из области внешнего шельфа в пределы континентального подножия и к образованию очень плоского, но занятого в недавнее время морем понижения между материком и Новой Гвинеей. Кроме того, произошло усиление поднятия внутренних районов платформы, особенно блоков Аранта и Масгрейв (до 1,5 км) и в меньшей степени Западно-Австралийского щита (до 1,2 км) и блока Кимберли. Центральное поднятие очень ярко выражено в распределении аномалий силы тяжести — аномалии Буге здесь местами превышают минус 160 мгал. Вообще же гравиметрическая карта Австралии, изданная к 25-й сессии МГК, очень хорошо отражает основные черты структуры континента и его подводной окраины.

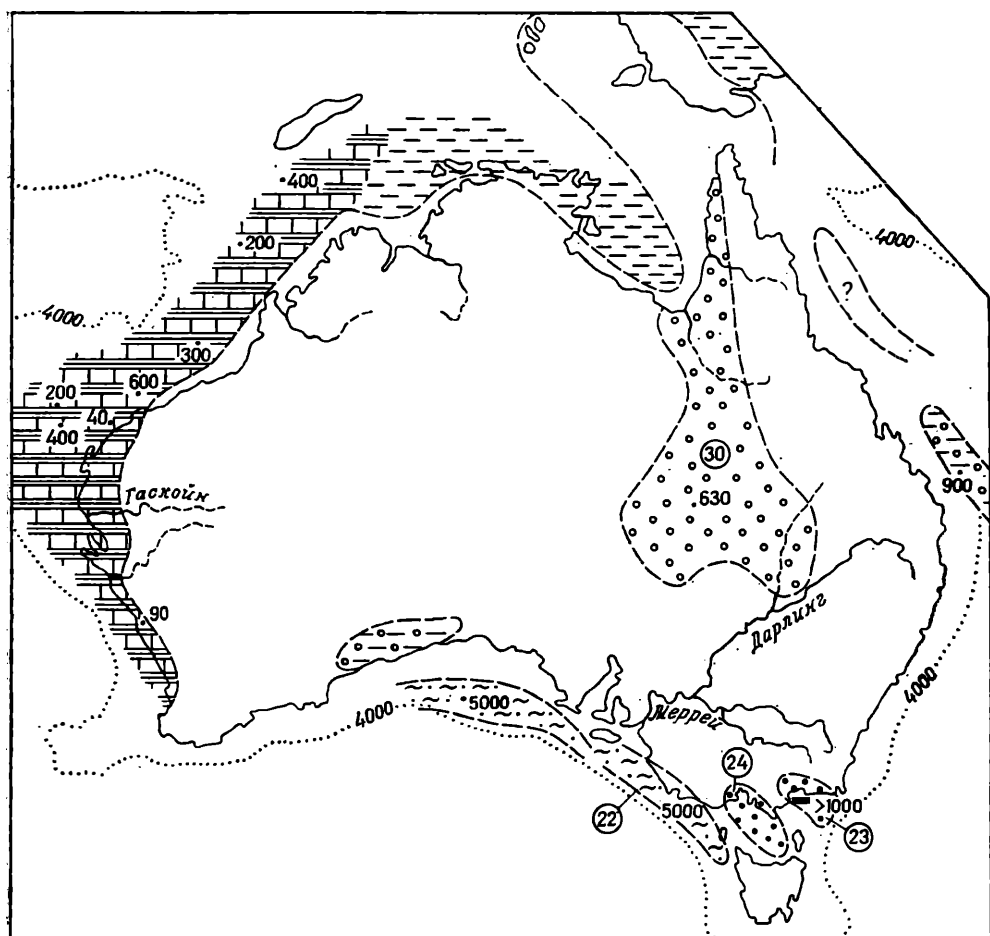


Рис. 82. Палеотектоническая схема Австралии. Поздний мел (по Г. А. Логиновой).
Условные обозначения см. рис. 79

9. Некоторые выводы

История и основные закономерности развития Австралийской платформы в целом вполне согласуются с тем, что нам известно относительно других древних платформ, особенно гондванских. Начало формирования континентальной коры здесь также восходит к рубежу 3000 млн. лет, а завершение ее становления к 1800—1700 млн. лет. В интервале между этими датами, несмотря на достаточно высокую подвижность и магматизм, будущая Австралийская платформа развивалась уже как единое целое, без существенных горизонтальных трансляций отдельных блоков (Veevers and Mc Elhinny, 1976). Имели место лишь ограниченного (первые сотни километров) масштаба раздвиги и сдвиги. Некоторой спецификой является запаздывание геосинклинального процесса в Северном Квинсленде — до 1500—1400 млн. лет, но полная кратонизация наступила в Австралии заметно раньше, чем на других гондванских платформах, — в основном к 1000 млн. лет, если не считать событий в Центральной Австралии. Существенным отличием от остальных гондванских платформ является почти полное отсутствие фанерозойской (послераннекембрийской) магматической активности. Тектоническая и особенно неотектоническая активность в Австралии была также ниже, чем на других гондванских платформах. Зато клас-

сически выражены процессы рифтообразования на континентальных окраинах.

На примере Австралии, как отмечал уже Э. Ш. Хиллс, очень хорошо прослеживается устойчивость древних линеаментов, образующих довольно правильную геометрическую сетку — ортогональную и диагональную. Большая часть линеаментов возникла не позднее 2,3—2,2 млрд. лет, т. е. в начале протерозоя, и многие сохранили свою активность вплоть до кайнозоя, находя отчетливое выражение и в современном гравитационном поле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борукаев Ч. Б.* Докембрий Австралии и Новой Зеландии. — В кн.: Докембрий континентов. Австралия, Африка. Новосибирск, Наука, 1976, с. 5—107.
- Branson J.* The Australian continental slope and shelf. — Bureau of Miner. Res., — Geol. a. Geophys., Rec., 1976/72, p. 1—18.
- Collerson R. D., Oliver R. Z. a. Rutland R. W. R.* An example of structural and metamorphic relationships in the Musgrave orogenic belt, Central Australia. — J. Geol. Soc. Australia, 1972, vol. 18, pt. 4, p. 379—393.
- Cooper J. A., Fanning C. M., Flook M. M. a. Oliver R. L.* Archaean and Proterozoic metamorphic rocks on southern Eyre peninsula, South Australia. J. Geol. Soc. Aust., 1976, vol. 23, pt. 3, p. 287—292.
- Doutch H. F. a. Nicholas E.* The Phanerozoic sedimentary basins of Australia and their tectonic implications. — Bureau Miner. Res., Geol. a. Geoph., Rec. 1976/72, p. 1—15.
- Duff A. a. Langworthy A. P.* Orogenic zones in Central Australia: intraplate tectonics? — Nature, 1974, vol. 249, p. 645—646.
- Forman D. J.* The Arltunga nappe complex, Macdonnell Ranges, Northern territory, Australia. — J. Geol. Soc. Australia. 1971, vol. 18, pt. 2, pp. 173—182.
- Glikson A. Y. a. Lambert J. B.* Vertical zonation and petrogenesis of the Early Precambrian crust in Western Australia. — Tectonophysics, 1976, vol. 30, N 1, p. 55—89.
- Mathur S. P.* Crustal structure in Southwestern Australia from seismic and gravity data. — Tectonophysics., 1974, vol. 24, N p. 151—182.
- Plumb K. A.* The Precambrian shields and platforms of Northern Australia. — Bureau of Miner. Res., Geol. a. Geoph., Rec. 1976/72, p. 1—17.
- Plumb K. A.* The tectonic evolution of Australia. — Bureau Min. Res., Geol. a. Geoph., Rec. 1976/72, p. 1—14.
- Rutland R. W. R.* Orogenic evolution of Australia. — Earth. Sci. Rev., vol. 12, 1976, p. 161—196.
- Thomson B. P.* A review of the Precambrian and Lower Paleozoic tectonics of South Australia. Trans. R. Soc. S. Austr., 1970, vol. 94, p. 193—221.
- Thomson B. P.* The Precambrian shields and platforms of Southern Australia. In „The Structure of Australia and variations in tectonic style“, 25th IGC Symposium 1033, 1976, p. 1—12.
- Veevers J. J.* Western continental margin of Australia. In: „The Geology of Continental margins“, 1974, Springer, N. Y., p. 605—616.
- Veevers J. J., Falvey D. A., Hawkins L. V. a. Ludwig W. J.* Seismic reflection measurements of Northwest Australian margin. — Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 1974, vol. 58, N 9, p. 1731—1750.
- Veevers J. J. a. Mc Elhinny M. W.* The separation of Australia from other continents. — Earth Sci. Rev., vol. 12, p. 139—159.

Глава XIV

ВОСТОЧНО-АВСТРАЛИЙСКАЯ ПАЛЕОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

1. Основные черты структуры и рельефа и главные структурные подразделения

В то время как Западная и Центральная Австралия представляет собой типичную древнюю платформу, через восточную часть Австралийского континента примерно в субмеридиональном направлении простирается позднедокембрийский — палеозойский геосинклинальный складчатый пояс, относящийся к системе Круготихоокеанского подвижного

кольца. На Тектонической карте Австралии и Новой Гвинеи (1971) этот пояс обозначен как Восточно-Австралийская орогеническая провинция. При этом же в его состав не включена занимающая наиболее юго-западное положение позднебайкальская складчатая система Аделаиды, за исключением ее крайней юго-восточной части, выделенной в пояс Канманту. Система Аделаиды отнесена на этой карте к области развития Центрально-Австралийского складчатого чехла, т. е. рассматривается в качестве интракратонной складчатой зоны. Некоторые австралийские геологи, например Э. Шайбнер, склонны считать систему Аделаиды авлакогеном. Действительно, для таких представлений имеются определенные основания и прежде всего то, что система Аделаиды отделена от основной части Восточно-Австралийского пояса, ранее обычно именовавшейся Тасманской геосинклиналью, докембрийским массивом Уилльяма (Брокен-Хилл), который, если он соединяется с массивом Джорджтаун по другую сторону наложенной впадины Большого Артезианского бассейна, образует непрерывный барьер между системой Аделаиды и собственно Восточно-Австралийской областью. Так или иначе система Аделаиды, очевидно, затухает на севере, в теле древней платформы, возможно в виде авлакогена Амадиес. И, наконец, в разрезе отложений, слагающих систему, мы почти не видим вулканитов, нет вообще типично геосинклинальных формаций, складчатость носит не альпинотипный, а скорее промежуточный характер, метаморфизм полностью отсутствует, граниты крайне редки. Тем не менее огромная мощность отложений (до 15 км) и окраинное положение по отношению к весьма активной геосинклинальной области заставляют, на наш взгляд, считать систему Аделаиды геосинклиналью, хотя бы интракратонной.

Основная часть Восточно-Австралийской области простирается от восточной части п-ова Кейп-Йорк на севере до о-ва Тасмания включительно на юге. По возрасту складчатости она разделяется на две самостоятельные зоны, вернее системы,—Лахланскую складчатую систему на западе и Новоанглийскую систему на востоке (Paskham, 1947). Лахланская система является позднекаледонской, Новоанглийская — позднегерцинской, их разделяет молассовый прогиб Сидней-Боуэн, являющийся передовым прогибом герцинид (рис. 83).

Общая длина Восточно-Австралийской области от мыса Кейп-Йорк до южной оконечности Тасмании составляет более 3500 км, а максимальная ширина достигает 1500 км, что делает эту область сравнимой с Уральской. При такой длине совершенно естественно, что Восточно-Австралийская область подобно другим складчатым областям подразделяется на несколько сегментов поперечными разломами. На севере это узкий сегмент Ходжкинсон, сопрягающийся с Коен-Джорджтаунским выступом кратона по краевому разлому Палмервилл. Разлом Бардекин северо-восточного направления отделяет этот сегмент от значительно более широкого Квинслендского сегмента. Здесь получают типичное развитие обе системы — позднекаледонская и позднегерцинская, на первая в последнее время получила название Томсонской (Kirkegaard, 1974); предполагается, что она отвечает не только Лахланской системе s. str., но и зоне Канманту, выделяемой между нею и Аделаидской системой в более южном

Яррол; Гм — зона Гимпи; Др — прогиб Драммонд; Г — прогиб Галилея; Б — прогиб Боуэн; ЦА — Центральный антиклинорий Новой Англии; Т — синклиниорий Тамуорт; С — прогиб Сидней; ХЭ — синклиниорий Хилл-Энд; М — антиклинорий Молонг — Южного берега; КЯ — синклиниорий Каура-Ясс; Ф — антиклинорий Форбс; БГ — синклиниорий Боган-Гейт; ГУ — антиклинорий Гириламбон-Уогга; КБ — синклиниорий Кобар; МБ — Мельбурнский синклиниорий; Х — серпентинитовый пояс Хиткот; Ба — синклиниорий Балларат; Р — антиклинорий Роки-Кейп; Т — антиклинорий Тинна; ВТ — Восточно-Тасманская впадина; Разломы: 1 — Палмервилл, 2 — Бардекин-Ривер, 3 — Корк, 4 — Дамантина, 5 — Лейк-Бланш, 6 — Пил, 7 — Муки-Хантер, 8 — Дарлинг-Ривер, 9 — Кобар-Ингльвуд, 10 — Марри-Ривер, 11 — Гамбие-Биконсфилд-Сорелл, 12 — Торренс

сегменте. Этот последний именуется Новоюжноуэльско-Викторианским; от Квинслендского сегмента его отделяет погребенный под молодым чехлом (как и большая часть Томсонской системы) линейный Дарлинг-Ривер (не путать с западноавстралийским!). Новоюжноуэльско-Викторианский сегмент дает наиболее полное сечение всей Восточно-Австралийской области; все его зоны здесь представлены наиболее типично и лучше всего обнажены. Четвертый, наиболее южный сегмент — Тасманский; он отделен от смежного к северу крупной зоной разломов — Гамбье-Биконсфилд-Сорелл, вдоль которой в мезо-кайнозойе возникла рифтовая зона Бассова пролива и его западного продолжения, а для более раннего времени предполагаются крупные сдвиговые смещения (Crawford, Campbell, 1973; Harrington et al., 1973). Основанием для подобных предположений является значительно большее сходство структуры Тасмании со структурой не противоположащего ей побережья Виктории, а более западных участков этого сегмента.

В новейших мобилистских реконструкциях (например, Harrington et al., 1973) микроконтиненты Лорд-Хау и Кемпбелл, а также юго-западная часть Новой Зеландии тоже рассматриваются как отторженцы Тасманской области, а его южное (ныне) продолжение намечается в море Росса и Западной Антарктиде.

На центральную часть Восточно-Австралийской области наложена огромная, в основном мезо-кайнозойская впадина Большого Артезианского бассейна. Эта впадина скрывает от наблюдений северное продолжение или окончание системы Аделаиды и связи между южной и северной (Томсонской) частями Лахланской системы. Кроме того, на южную часть Лахланской системы и ее стык с системой Аделаиды наложена еще одна впадина меньших размеров — впадина Марри. И только Новоанглийская система протягивается почти непрерывно вдоль восточного побережья материка, но подвергается существенным изменениям по простиранию.

За исключением области опусканий Большого Артезианского бассейна, остальная часть Восточно-Австралийского складчатого пояса испытала орогеническую активизацию в неоген-четвертичное время. Эта активизация была наиболее интенсивной на юго-востоке континента, где создала горный хребет Австралийских Снежных Альп с высотами до 2230 м; однако северо-восточное простирание этого хребта не вполне соответствует меридиональному простиранию Тасманского складчатого пояса. В пределах системы Аделаиды возникли невысокие (несколько более 1000 м) хребты Флиндерс и Маунт-Лофти. Остальная часть этой системы, а также Лахланской и Новоанглийской систем представляет собой либо мелкосопочник, либо возвышенное плато, обрывающееся в сторону Тасманова моря.

2. Позднебайкальская (салаирская) складчатая система Аделаиды

Основная часть складчатой системы Аделаиды с меридиональным простиранием протягивается через штат Южная Австралия и отделяется от смежного блока фундамента платформы — массива Гоулера и его восточного склона — «шельфа» (перикратонного опускания) Стюарт-разломом Торренса. Этот разлом пересекает на севере одноименное озеро, затем проходит касательно к северо-восточному побережью залива Спенсер и выходит к заливу Св. Винсента. На севере главная ветвь складчатой системы поворачивает на северо-восток, упираясь в древний массив (срединный?) Уилльяма. Другая ветвь уходит к северо-западу между озерами Торренс и Эйре в направлении островной возвышенности гор Пик и Денисон. Эта ветвь системы Аделаиды, вероятно, соединяется с лежащим далее к северо-западу авлакогеном

Амадиес. Складки в северной части системы Аделаиды, расположенные между обеими ее ветвями, имеют субширотное простирание, образуя пологую дугу, выпуклую к югу. Ширина системы достигает в средней ее части 400—450 км.

На юге, в районе Аделаиды происходит поворот складчатой системы к юго-востоку и восток-юго-востоку; продолжаясь через о-в Кенгуру в этом направлении, она далее наискось срезается континентальным склоном.

Осадочное выполнение Аделаидской геосинклинали относится в основном к верхнему докембрию и кембрию. В основании разреза на периферии геосинклинали залегают вулканиты Вултана (Рупена) — трахиты, андезиты, риолиты с возрастом порядка 1400 млн. лет. Соответственно остальной докембрий Аделаиды должен отвечать среднему и верхнему рифею и венду нашей стратиграфической шкалы.

В этом разрезе выделяется четыре серии — виллурская, торренс-ская, стёртская и меринойская, разделенные общими (первые две) или местными по периферии геосинклинали несогласиями. Весьма вероятно соответствие первой серии среднему рифею, второй — верхнему рифею, несогласия между ними — гренильской эпохе тектогенеза, третьей серии — нижнему венду и четвертой — верхнему венду.

Примечательной особенностью является присутствие покровно-ледниковой формации в основании как третьей — стёртской, так и четвертой — меринойской серий. Между ними залегают межледниковые отложения. Среди нижнестёртских ледниковых образований имеются покровы базальтов. Остальная часть верхнего докембрия сложена морскими карбонатными (доломиты, известняки, магнезиты) и терригенными (кварциты, песчаники, аргиллиты) формациями. В кровле докембрия залегают кварцит Паунд с его знаменитой эдиакарской фауной медуз-зоеид, октокораллов и червей. Общая мощность стратиграфической «системы» Аделаида превышает 11 км, уменьшаясь к югу, судя по схемам изопاخ, составленным Д. А. Броуном и его коллегами, и достигая максимума в центральной части системы или на севере.

Нижекембрийские отложения на большей части геосинклинали, за исключением районов к югу и востоку от Аделаиды, согласно сменяют верхнедокембрийские. Но темп погружения сначала замедлился и оно стало более равномерным с отложением шельфовых органогенных известняков умеренной (сотни метров) мощности, а затем, в конце раннего кембрия усилился приток обломочного материала; на о-ве Кенгуру обозначился глубоководный прогиб Канманту с накоплением граувакк и глинистых сланцев. В начале среднего кембрия местами снова отлагались известняки, а затем началось накопление континентальной молассы мощностью до 3 км, заполнившей северное продолжение трога Канманту. Основные тектонические деформации всей системы относят к концу среднего кембрия; следовательно, ее следует считать позднебайкальской — салаирской, австралийские геологи именуют эту эпоху дельтамерской, датируя ее начало концом раннего кембрия, а окончание — началом ордовика.

Стиль и интенсивность складчато-разрывных деформаций сильно варьируют в разных частях системы. В общем интенсивность нарастает с севера на юг, достигая максимальной степени в зоне Канманту. Здесь развита мелкая изоклиальная складчатость с общей северо-западной и западной вергентностью, и отложения одноименной серии метаморфизованы до андалузит-ставролитовых сланцев и гнейсов, особенно вдоль ограничивающего зону на северо-западе разлома. Севернее, в районе п-ова Флерию структура становится значительно более спокойной, но складки еще довольно сильно сжатые и осложнены по крыльям многочисленными взбросо-надвигами. В ядрах складок появляется древнедокембрийский фундамент. Метаморфизм практически

исчезает. Далее к северу, в хр. Лофти складчатость сохраняет линейный характер, наблюдается правильное чередование антиклиналей и синклиналей; в центральных частях наиболее крупных из синклиналей залегают кембрийские отложения. Наклон слоев в ядрах антиклиналей крутой, на дне синклиналей значительно более пологий. В целом складки образуют антиклинорий, в котором преобладает западная вергентность. Крутые разрывы ССВ простираения осложняют его строение.

Наиболее заметное изменение характера складчатости происходит севернее 33—32° ю. ш. с переходом в зону хр. Флиндерс (Богданов, 1967). Здесь линейная складчатость сменяется брахиморфной, ориентировка складок утрачивает свою выдержанность (преобладает близширотное направление) и, что самое замечательное, в ядрах брахантиклиналей появляются диапировые прорывы глинисто-соленосных масс. Источником этих внедрений служит самая нижняя, виллурская серия «системы» Аделаида, в составе которой существенную роль играют черные сланцы с линзами галита. Проявления интрузивного магматизма, как отмечалось, в системе Аделаида почти полностью отсутствуют. Лишь в районе Олари стёртские слои вмещают гранит Анабама, вероятно раннепалеозойского возраста, возможно связанный уже с развитием Лахланской геосинклинали.

3. Лахланская позднекаледонская складчатая система

Наиболее полные сечения Лахланской системы наблюдаются по южной и западной периферии впадины Марри, в пределах Виктории и Нового Южного Уэльса. К ней целиком принадлежат также о-в Тасмания и о-ва Бассова пролива, а на севере, по другую сторону Большого Артезианского бассейна, структуры каледонид появляются вновь в Квинсленде, прослеживаясь, однако, в типичном виде лишь до разлома Бардекин. Севернее к древней платформе непосредственно примыкает складчатая зона Ходжкинсон раннегерцинского возраста.

Граница Лахланской системы и системы Аделаида остается не вполне ясной, особенно к югу от массива Уилльяма (Брокен-Хилл); севернее она проводится по разлому Лейк-Бланш на основании данных гравиметрии. Прогиб Канманту, глубоководная флишоидная серия которого может охватывать весь кембрий и даже подниматься в ордовик, является, очевидно, скорее краевой структурой Лахланской геосинклинали (Scheibner, 1976), с чем созвучны и тип осадков, и северо-западная вергентность слагающих его складок, и разломное ограничение, и то обстоятельство, что отложения серии Канманту развиты и к востоку от массива Вилльяма. Тогда систему Аделаида действительно будет логичным рассматривать как деформированный чехол перикратонного опускания, как это и показано на новой тектонической карте континента. Следует иметь к тому же в виду, что среднекембрийский возраст ее складчатости допускается лишь на основании отсутствия в ее пределах отложений моложе среднекембрийских, но он вполне может быть и более молодым, одинаковым с зоной Канманту.

В собственно Лахланской системе наиболее древние, заведомо докембрийские породы выступают в западной Тасмании (антиклинории Роки-Кэйп и Тиенна) и на о-ве Кинга в Бассовом проливе. Здесь различают два комплекса — метаморфизованный (сланцы, филлиты, кварциты, амфиболиты) в ядрах антиклинорий и практически метаморфизованный (кварциты, алевролиты, подчиненные доломиты и вулканиты) на крыльях, причем не исключено, что эти комплексы одновозрастны. Встречаются кремни и основные вулканиты. Венд и кембрий залегают на этих образованиях несогласно; прорывающий их гранит на о-ве Кинг дал возраст 835 ± 60 млн. лет, а дайка долерита на самой

Тасмании — 720 млн. лет, что позволяет считать эти отложения скорее всего верхним рифеем, а время дислокаций — раннебайкальским.

На остальной площади Лахланской системы развиты отложения от кембрия до нижнего девона включительно. Здесь последовательно проявились складчатые движения конца кембрия — начала ордовика (деламерские), конца ордовика — начала силура (бенамбрские), середины силура (квидонгские), конца силура — начала девона (боунингские) и середины девона (табберабберские). В результате этих движений структура геосинклинали последовательно усложнялась и произошла дифференциация на ряд структурно-формационных зон, отличающихся одна от другой по возрасту отложений, по их формационному составу, а также по типу и возрасту деформаций. Соответствующие схемы предложены Дж. Пакхэмом (Packham, 1969) и Э. Шайбнером (Scheibner, 1972, 1976). Мы будем следовать здесь в основном номенклатуре, принятой в объяснительной записке к Металлогенической карте Австралии (Warren, 1972), как наименее сложной.

Наиболее внешней зоной Лахланской системы можно считать упоминавшуюся уже выше зону Канманту с ее продолжением в прогиб Банкания к северо-востоку от массива Уилльяма, выполненные кембрием и деформированные в деламерскую эпоху тектогенеза, после которой здесь установились условия, переходные к платформенным. Прогиб Банкания на востоке ограничен докембрийским блоком Уонаминта; южнее ограничение данной зоны скрыто под более молодыми отложениями, а севернее она, возможно, продолжается в поднятие Анаки и блок Равенсвуд.

Первой с запада зоной собственно Лахланской системы является прогиб (синклинорий) Балларат. На востоке эта зона ограничена зоной разлома Хиткот, являющейся одновременно шовным антиклинорием, отделяющим прогиб Балларат от Мельбурнского прогиба (синклинория). В то время как вдоль Хиткотского шва выступают кембрийские основные вулканиты, кремни и черные сланцы, а также серпентиниты, прогиб Балларат сложен в основном глубоководными осадками ордовика — граувакками и пиритовыми сланцами, смятыми, вероятно, в конце ордовика, в сильно сжатые складки, часто изоклинальные, осложненные осевыми разрывами (реже разрывы приурочены к крыльям складок). В этой зоне известны интрузии гранитоидов разного типа и возраста, от гнейсовидных гранодиоритов, очевидно синтетектонических, до посттектонических, вероятно позднедевонских — раннекарбоновых. Зона Балларат известна как золотоносная провинция; рудные залежи приурочены к замкам антиклиналей — классическим примером служит известное месторождение Бендиго; отмечается, что концентрация золота резко повышается при пересечении разрывами пиритовых сланцев.

Мельбурнский синклинорий расположен между разломом Хиткот на западе и метаморфической зоной Уогга на востоке. Этот прогиб обособился в начале силура после бенамбрских движений и в его осевой части силур согласно сменяет ордовик. Заключительными движениями были среднедевонские (табберабберские). Вдоль восточного ограничения прогиба в конце девона — начале карбона возник наземный вулканический пояс и внедрились посттектонические граниты. Внутренняя структура Мельбурнской зоны сложная и напряженная, причем отложения ордовика дислоцированы сложнее силурийских и несколько метаморфизованы, а нижедевонские слои залегают более полого, чем силурийские. Данная зона тоже отличается разнообразной минерализацией (Warren, 1972).

Восточно-Лахланская зона возникла на месте ордовикского прогиба Уогга и геоантиклинали — островной дуги Молонг — Канберра; прогиб Уогга в силуре испытал частичную инверсию и

разделился на два самостоятельных прогиба — Трандл и Каура. В составе ордовикских отложений Восточно-Лахланской зоны существенную роль играют вулканиты андезитового и более кислого состава. В конце ордовика проявился бенамбровский диастрофизм, сопровождавшийся инверсией, высокотемпературным метаморфизмом, гранитообразованием и мигматизацией в полосе Уогга. В конце силура широкое распространение получили кислые вулканиты, за которыми последовало внедрение синтетонических гранитов фазы Боунинг. К этому же времени относят образование серпентинитового пояса с залежами хромитов вдоль восточного края метаморфической зоны Уогга. То обстоятельство, что северное продолжение этого пояса, отклоняясь к северо-западу, пересекает структуры, созданные бенамбским тектогенезом, может толковаться как следствие крупных надвиговых перемещений с востока на запад. Осадки конца силура к югу становятся все более грубообломочными, а отложения нижнего девона имеют очень ограниченное распространение; они представлены вулканокластическими образованиями и морскими известняками. Нижнедевонские слои слабдеформированы табберабберскими (D_1/D_2) или канимблскими (C_1/C_2) движениями.

Строение Восточно-Лахланской зоны еще сложнее, чем смежной с запада Мельбурнской зоны. Особенно сложной структурой с развитием мелкой изоклиальной складчатости и многочисленных разрывов отличаются кембро (?) - ордовикские отложения полосы Уогга, где одновременно со складчатостью проявился региональный метаморфизм и где проходит серпентинитовый пояс, очевидно отвечающий фронту крупного надвига, а также антиклинория Молонг-Канберра. Этот последний обладает веерообразным строением с опрокидыванием складок и некоторым надвиганием в сторону смежных синклинориев, вдоль его оси внедрены батолиты боунингских (S/D) гранитоидов. Силурийские отложения слагают уже синклинорные участки и залегают значительно спокойнее ордовикских, образуя широкие складки; еще слабее дислоцированы породы нижнего девона.

Синклинорий Хилл-Энд и намечающийся к востоку от него антиклинорий Кеперти являются наиболее восточными обнаженными элементами Лахланской системы в Виктории и Новом Южном Уэльсе. В ордовике условия в этой зоне мало отличались от господствовавших восточнее; следует отметить развитие андезитовых вулканитов. В силуре и раннем девоне прогиб Хилл-Энд стал ареной накопления мощных вулканитов среднего и кислого состава (наряду с граувакками и сланцами), причем в отличие от смежного антиклинория Молонг-Канберра здесь практически не проявился боунингский диастрофизм. Осадочно-вулканогенное выполнение прогиба Хилл-Энд было смято в складки лишь в середине девона (фаза Таббераббера). Поднятие Кеперти впервые наметилось в конце ордовика — начале силура (фаза Бенамбра); нижний силур здесь залегает несогласно на верхнем ордовике.

Слагающие данную зону ордовикско-среднедевонские отложения смяты в целом в систему узких симметричных линейных складок с наклоном слоев до $50-60^\circ$ и более близ разрывных нарушений. Синклинорий Хилл-Энд к югу превращается в грабен, ограниченный крутыми разрывами, приводящими к его выклиниванию. Разрывы типа сбросов, возникшие, очевидно, уже в начале орогенного этапа развития Лахланской системы, осложняют строение и ее более восточных зон.

Такова зональность геосинклинального комплекса Лахланской системы в ее основной, наиболее обнаженной и наиболее широкой части в Виктории и Новом Южном Уэльсе. Прослеживание выделенных здесь зон на юг, в Тасманию, и на север, в Квинсленд, представляет довольно трудную задачу. Выше уже отмечалось, что эти два ре-

гиона отделены от основной части системы древними поперечными зонами разломов и являются самостоятельными ее сегментами.

В пределах Лахланской системы как в Виктории, так и в Новом Южном Уэльсе широко распространены впадины, выполненные верхнедевонскими (с переходом местами в нижний карбон) молассами. Они резко несогласно наложены на более древнее складчатое основание. Наиболее типичные орогенные прогибы известны в Грампианских горах западной Виктории. Здесь мощность красноцветной континентальной молассы достигает 7 км. Отложения умеренно дислоцированы и разбиты сбросами; местами в них внедрены граниты позднедевонского — раннекаменноугольного возраста. Восточнее, в восточной Виктории и смежных районах Нового Южного Уэльса в составе выполнения орогенных прогибов заметное развитие получают кислые эффузивы и пирокластиты; сами прогибы ограничены разломами и носят характер грабен-синклиналей. В наиболее восточной части Лахланской системы в составе верхнего девона появляются морские осадки.

Особый характер имеет развитие верхнедевонской обломочной толщи на северо-востоке Нового Южного Уэльса, на перемычке между синеклизой Марри и Большим Артезианским бассейном. Здесь эти отложения выполняют широкий (до 230 км) и плоский Дарлингский прогиб и сложены в очень крупные и пологие складки, местами нарушенные сбросами. По условиям залегания это уже близко платформенному чехлу, что неудивительно, так как на западе Дарлингский прогиб перекрывает зону Канманту с раннеордовикским возрастом деформаций и даже докембрийский блок Уонаминта.

Тасмания. Наиболее западным элементом структуры Тасмании является сложенный верхнедокембрийским комплексом антиклинорий Роки-Кейп, занимающий северо-западную часть острова и продолжающийся к ССВ на о-в Кинг. Кулисообразно по отношению к нему на юго-западе Тасмании располагается другое поднятие пород верхнего докембрия — антиклинорий Тиенна. Их разделяет узкий грабен-синклинорий Дандас, выполненный чрезвычайно мощной толщей кембрийских глинисто-граувакково-конгломератовых и вулканогенных образований. На восточном борту прогиба в раннем — среднем кембрии развивалась вулканическая дуга Маунт-Рид. Эти отложения были деформированы примерно на рубеже кембрия и ордовика; одновременно произошло внедрение (тектоническое) серпентинитов и небольших гранитных интрузий. В начале ордовика все ранее образованные структуры запада Тасмании подверглись выравниванию, а затем началось общее достаточно спокойное погружение с повсеместным накоплением шельфовых осадков ордовика — нижнего девона.

В центральной и восточной частях Тасмании палеозойский складчатый комплекс скрывается под пермско-юрским платформенным чехлом, вновь выступая на поверхность лишь в северо-восточной части острова, отделенной разломом Тамар (Williams, 1976), а также на о-вах Кэп-Баррен и Флиндерс в восточной части Бассова пролива. К северу от о-ва Флиндерс поднятие складчатого фундамента, получившее название Бассова, пересекает одноименный пролив и находит свое продолжение в выходах палеозоя на п-ове Вилсон, уже на материке.

Заключительные деформации, складчатые и разрывные, произошли на Тасмании в середине девона. В период между серединой девона и ранним карбоном здесь образовались довольно многочисленные и крупные интрузии гранитов, принесших с собой оловянно-вольфрамово-молибденовое оруденение.

Северный Квинсленд. Структурные зоны северного Квинсленда также не могут быть сколько-нибудь уверенно увязаны с зонами Нового

Южного Уэльса — Виктории. На продолжении Лахланской системы и в составе системы Томсона здесь выделяются, с юга на север, поднятие Анаки, блок Лолуорт-Равенсвуд и прогиб («залив») Брокен-Ривер. Прогиб (синклиниорий) Брокен-Ривер граничит на севере с Джорджтаунским массивом по поперечному разлому Бардекин-Ривер. Вдоль разлома выступают метаморфизованные ультрамафиты и мафиты, образующие пояс Грей-Крик, и интродуцированные габбро, тоналитами и трондjemитами. На них несогласно залегают граувакки, филлиты и сланцы с прослоями спилитизированных базальтов, гематитов и марганценовых яшм и кремней, без фауны (ордовик?). На этой толще в свою очередь несогласно лежат турбидиты и кислые вулканокластиты среднего — верхнего силура. Геосинклинальный комплекс завершается флишеидным нижним — средним девонem; на нем субгоризонтально залегают вулканы верхнего девона — нижнего карбона.

Блок Равенсвуд сложен метаморфическими сланцами частью осадочного (обломочного), частью вулканогенного (от базальтов до дацитов) происхождения. Возраст метаморфизма радиометрически определяется как среднеордовикский, а кислых вулканитов как верхнекембрийский; выше найдены нижнеордовикские граптолиты. Этот комплекс интродуцирован синтетектоническими гранитами ордовикского, а также посттектоническими гранитами позднесилурийского возраста. Находящийся еще южнее антиклинорий Анаки представляет выступ метаморфитов того же возраста, что и в блоке Равенсвуд, среди которых опознаются основные вулканы и тектонические линзы гарцбургитов. Выше, видимо, несогласно залегают арены и пелиты верхнего ордовика. Все эти соотношения позволяют предполагать, что блоки Равенсвуд и Анаки могут являться северным продолжением зоны Канманту Южной Австралии и Нового Южного Уэльса; это подтверждается и северо-восточным простираанием слагающих их пород. Ордовикские метаморфиты и силурийские граниты были вскрыты скважинами в центральной части Большого Артезианского бассейна (Kirkegaard, 1976).

С запада к антиклинорию Анаки примыкает орогенный прогиб Драммонд выполненный мелководно-морскими карбонатно-терригенными осадками среднего девона, паралитически-континентальными верхнего девона и континентальными нижнего карбона. На стыке поднятия Анаки с прогибом Драммонд начиная с раннего девона и до позднего карбона развивался вулканический пояс с извержениями андезит-риолитового состава. Девонско-каменноугольное выполнение прогиба Драммонд смято в пологие брахискладки, нарушенные разрывами и прорванные небольшими интрузиями гранитов конца девона — начала карбона.

На западе и на юге все эти образования скрываются под молодым чехлом Большого Артезианского бассейна. Возможным погребенным юго-западным продолжением прогиба Драммонд здесь является прогиб Адавейл. Севернее прогиба Драммонд, по другую сторону блока Равенсвуд в среднем девоне обособилась меньших размеров впадина Бардекин. Накопление осадков, частично морских, продолжалось здесь до нижнего карбона включительно, а складчатость относится к среднему карбону.

Неясна принадлежность к Лахланской системе или к более молодой складчатой системе Новой Англии зоны Ходжкинсон, занимающей обращенную к Коралловому морю сторону п-ова Кэйп-Йорк. На западе эта зона примыкает вдоль «линии Тасмана», выраженной здесь разломом Палмервилл, к массиву Джорджтаун. Погружение этой зоны началось в силуре и продолжалось в раннем — среднем девоне с накоплением отложений огромной (> 15 км) мощности шельфовых, кар-

бонатных обломочных на западе и более глубоководных, песчано-сланцевых, флишoidных, с кремнями, вулканитами пестрого состава и известняками на востоке. Складчатость зоны весьма интенсивная и на востоке сопровождается метаморфизмом, вплоть до образования гнейсов в полосе побережья и на островах. Возраст основных складчатых деформаций определяется как досреднекарбонový и, по косвенным признакам, позднедевонский — раннекарбонový. Сдвиговые перемещения вдоль южного ограничения зоны произошли перед поздним карбоном.

В конце карбона вдоль зоны разлома Палмервилл возник вулканический пояс, позднее превратившийся в плутонический, с образованием двух генераций посттектонических гранитоидов — раннепермской и позднепермской¹. Одновременно с развитием пояса, в позднем карбоне — ранней перми в зоне Ходжкинсон и смежных с юга зонах происходили блоковые подвижки и проявлялась магматическая деятельность.

4. Позднегерцинская складчатая система Новой Англии

Позднегерцинское складчатое сооружение слагает восточное побережье Австралии между городами Таунсвилл на севере и Ньюкэстл на юге, занимая тем самым юго-восточную часть Квинсленда и северо-восточную — Нового Южного Уэльса. Его максимальная ширина составляет 250 км. Почти на всем протяжении, кроме крайнего севера, «новоанглиды» отделены от «лахландид» молассовым прогибом, который в северной части носит название прогиба (бассейна) Боуэн, а в южной — прогиба (бассейна) Сидней. Центральная часть прогиба перекрыта более молодыми отложениями платформенного чехла восточной окраины Большого Артезианского бассейна, где отражением южного продолжения прогиба Боуэн служит синеклиза (суббассейн) Сурат.

Сидней-Боуэнский прогиб является передовым прогибом герцинид перед каледонидами и наложен, вероятно, на геоантиклинальную структуру — вулканическую дугу раннего и среднего палеозоя, периферические элементы которой ощущаются по обе его стороны. Выполнен прогиб сложным сочетанием вулканогенных (в нижней части), континентальных, морских, в том числе ледниковых, в основном крупнообломочных, но также угленосных пермских образований, достигающих 8-километровой мощности. Эти образования сменяются менее мощными и грубыми пестроцветными отложениями нижнего и сероцветными среднего и верхнего триаса. Основная часть разреза Сиднейского бассейна, от средней перми до нижнего триаса включительно, представляет осадки огромной, выдвинутой к югу дельты (Copolly a. Fern, 1971). Более древние (P_1) и более молодые (T_{2-3}) отложения являются в основном осадками морского залива. Как и подобает передовому прогибу, Сидней-Боуэнский прогиб построен резко асимметрично. Его наиболее глубокая часть с наибольшей мощностью молассового выполнения смещена к восточному борту, который одновременно обладает более напряженным складчатым строением и осложнен надвигами, направленными к оси прогиба. Почти вдоль всего восточного борта прогиба прослеживается зона линейных складок, которая западнее сменяется сначала брахискладками, а затем пологими складками близкого к платформенному типу. На западе прогиб Боуэн ограничен погребенным горстовым поднятием Комет, отделяющим его от узкого,

¹ По косвенным данным — обломки во флише S_2 — D_2 , вулканическая дуга здесь существовала с силура.

также погребенного грабен-прогиба Денисон. Широкое западное крыло Сиднейского прогиба представляет пологую моноклиналь, несколько осложненную широкими пологими складками и разрывами небольшой амплитуды.

Складчатая система Новой Англии как в Квинсленде, так и в Новом Южном Уэльсе отделяется от Сидней-Боуэнского прогиба сложной зоной разрывов надвигового типа, именуемой Гоганго в Квинсленде и Гундивинди — Муки-Хантер в Новом Южном Уэльсе. В Квинсленде надвиговая зона сопровождается с востока узким антиклинорным поясом Гоганго, выводящим на поверхность метаморфиты предположительно нижнепалеозойского возраста. Еще восточнее прослеживается более широкий синклиниорий Яррол (Квинсленд)-Тамуорт (Н. Ю. У.), возникший на месте одноименных среднепалеозойских прогибов, наиболее древние осадки которых принадлежат силуру¹, а главный период развития приходится на средний девон—раннюю пермь. В основном это мелководно-морские вулканокластические отложения — продукт размыва вулканической дуги. Синклиниорий Яррол-Тамуорт представляет собой асимметричную западно-вергентную структуру с осью, сильно смещенной к востоку и состоящую из узких линейных складок, осложненных крутыми надвигами и благодаря этому превращенных в чешуи. В Новом Южном Уэльсе этот синклиниорий непосредственно примыкает по зоне надвигов Муки-Хантер к Сиднейскому прогибу.

Интенсивность деформаций в пределах синклинория Тамуорт заметно возрастает к востоку, где проходит важнейшая зона разломов — надвиг (шарьяж) Пил, сопровождаемый «Большим серпентинитовым поясом» Новой Англии. По надвигу Пил оказываются смещенными к востоку породы Центрального антиклинория Новой Англии (Богданов, 1967)² — чрезвычайно сложно построенной структуры, слагаемой отложениями от ордовика до перми, преимущественно глубоководными, с основными вулканитами и кремнями в нижней части. При этом пермь залегает несогласно в более западных участках, а восточнее у побережья сама вовлечена в очень интенсивные деформации. Образования нижнего и среднего палеозоя подверглись некоторому метаморфизму. Большую площадь занимает гранитный батолит позднепермского — раннетриасового возраста и предшествующие ему плутоны С₃—Р. Имеются также среднекислые вулканиты, очевидно комагматичные с батолитом.

Более или менее аналогичное положение занимает в структуре Квинсленда антиклинорная зона, протягивающаяся от района Рокхэмптона на севере к Брисбену на юге. Этот антиклинорий также отделен от смежного с запада синклинория Яррол одноименным надвигом с выходами серпентинитов у Рокхэмптона и северо-западнее, а также на юге, близ Брисбена. Внутренняя структура чрезвычайно сложна, складчатость сложно изоклиная, нескольких порядков, с неизменным опрокидыванием на запад, вплоть до образования лежащих складок; местами породы разного возраста от предположительно нижнепалеозойских до пермских находятся в настолько хаотичном чередовании, что возникает предположение о меланже позднедевонского или каменноугольного возраста. В литературе высказывались также соображения относительно существования очень пологого надвига в районе Брисбена. Действительно, недавно обнаружен крупный офиолитовый покров, перекрывающий центральную часть синклинория Яррол (Muggau, 1974). Предположение Дж. Харрингтона о существовании других зна-

¹ Местами на восточной окраине известны чешуи мелководных осадков ордовика и кембрия.

² Центральный комплекс (Voisey, 1959; Harrington, 1974); блоки Уолломин-Тексас, Намбукка и др. (Scheibner, 1976).

чительных покровов в более внутренних зонах Новоанглийской системы и о том, что диамиктиты, которым обычно приписывается ледниковое происхождение, могут представлять продукт оползания фронтальных частей этих покровов (т. е. олистостромы — В. Х.), можно считать весьма вероятным. Особый интерес представляет наиболее восточная зона Квинслендского сегмента складчатой системы — зона Гимпи. Эта зона ограничена с востока надвигом и серпентинитовым поясом; в ней развиты основные вулканы и марганцесодержащие пелиты верхов карбона (?) и низов перми, перекрытые более мелководными осадками остальной перми и нижнего триаса; на них надвинуты филлиты неизвестного возраста. Время этих надвиговых деформаций — конец раннего — начало среднего триаса, т. е. наиболее позднее во всей системе, а офиолиты могут оказаться более молодыми, чем в остальной Тасманской геосинклинали (см. ниже).

В северной части Новоанглийской системы, как и в южной, имеются гранитные интрузии как пермского (позднетектонические), так и триасового (посттектонические) возраста. Наиболее важная минерализация связана как и в собственно Новой Англии с триасовыми гранитами.

С наиболее поздней фазой герцинского тектогенеза, проявившейся в триасе, связаны перемещения сбросового и сдвигового характера, приведшие к расчленению складчато-покровного сооружения Новой Англии на многочисленные блоки (выделяемые, например, Э. Шайбнером — Scheibner, 1976), что, естественно, затрудняет выявление более ранних покровов.

К этой же или несколько более поздней, тафрогенной стадии относится новообразование ряда впадин, резко несогласно наложенных на складчатые более древние образования до пермских включительно. К разряду типичных тафрогенных структур относится грабен (рифт) Эск, где в раннем триасе накопилось 3 км вулканитов среднего и кислого состава, а в среднем — толща кварцевых песчаников мощностью около 0,5 км. На южном продолжении грабена Эск возникла гораздо более крупная впадина Кларенс-Моретон, которая почти целиком отделила позднепалеозойские структуры Новой Англии от их северного, квинслендского продолжения. В этой впадине, а также в более северной прибрежной впадине Мэриборо и некоторых более мелких впадинах нижний триас фактически представляет собой вулканогенную континентальную молассу (во впадине Мэриборо с морскими элементами), которая в среднем — верхнем триасе сменилась лимнической угленосной формацией во впадине Кларенс-Моретон и кварцево-песчаной — во впадине Мэриборо. Внутреннее строение обеих впадин довольно простое: крылья представляют пологие моноклинали, в центральных частях развиты широкие и пологие складки, имеются сбросы, близ которых наклон слоев становится более крутым. Структура грабена Эск отличается лишь сбросовым характером ограниченный.

5. Основные этапы развития Восточно-Австралийской геосинклинальной области

Радиометрический возраст вулканитов основания «системы» Аделаида показывает, что заложение Восточно-Австралийской геосинклинальной области относится к рубежу раннего и среднего рифея. По существу это подтверждается и возрастом вулканитов Кройдон Джорджтаунского блока в Квинсленде — 1460 млн. лет. Нет сомнений, что весь Аделаидский прогиб заложен на древнедокембрийском фундаменте, поскольку этот фундамент выступает еще восточнее в массиве Уилльяма и блоке Уонаминта. В самой Аделаидской системе также

имеются выходы фундамента, в частности на юге, на п-ове Флерио, где древний докембрий выходит в ядрах антиклиналей, что говорит об участии ремобилизованного фундамента в пластических деформациях. Но существует ли такой фундамент в более восточных районах, в собственно Тасманском поясе? По геофизическим данным присутствие древнего фундамента предполагается в зоне Ходжкинсон на севере пояса, а по косвенным геологическим данным Э. Шайбнера в западной части Лахланской системы, включая всю зону Канманту. Возможно, что первоначально древняя континентальная кора могла простираться достаточно далеко на восток, но затем подверглась разрыву и возникло зияние, на месте которого и образовалась Тасманская геосинклиналь. Обломками Австралийского кратона могут являться микроконтиненты, сохранившиеся ныне в морском пространстве между Австралией, с одной стороны, и Новой Каледонией и Новой Зеландией, с другой (Лорд-Хау, Норфолк), а также к юго-востоку от Новой Зеландии (Новозеландское подводное плато). Радиометрические определения возраста обломочных цирконов из меловых отложений Новой Каледонии и серии Гринленд Южного о-ова Новой Зеландии как будто подтверждают это предположение; и уже где-то дальше к востоку мог располагаться древний Тихий океан.

Другое представление высказано Н. А. Богдановым (1967, 1975). По его мнению, Тасманская геосинклиналь являлась непосредственно окраинной частью Тихого океана, которая последовательно с запада на восток охватывалась геосинклинальным процессом с образованием сначала островных дуг, а затем причленением заполненных осадками и смятых в складки прогибов к континенту. Это представление подверглось некоторому видоизменению в свете несколько модифицированной тектоники плит в работах австралийского геолога Э. Шайбнера (Scheibner, 1972; 1974; 1976). По мнению Э. Шайбнера, как и Н. А. Богданова, в раннем палеозое будущая Восточно-Австралийская складчатая область представляла континентальную окраину Австралийско-Антарктической платформы, переходившую в древний Тихий океан. В дальнейшем в зоне перехода произошло образование системы окраинных морей, островных дуг и желобов. Микроконтиненты к востоку от Австралии Э. Шайбнер считает обломками палеозойских складчатых сооружений.

В последние годы был предложен еще ряд «плитно-тектонических моделей» развития Тасманской области (Oversby, 1971; Solomon a. Griffiths, 1972; Packham, 1973; Packham a. Leitch, 1974; Murray, 1974; Harrington, 1974). Основное отличие некоторых из этих моделей от модели Шайбнера заключается в числе предполагаемых зон Беньюфа; в противоположность этому автору, некоторые другие исследователи ограничиваются одной такой зоной. Другое отличие касается механизма процесса развития: по мнению Шайбнера, активная роль принадлежит континентальной плите, по мнению ряда других исследователей — океанической. М. Соломон и Дж. Р. Гриффитс, подобно автору этих строк, склонны считать поднятие Лорд-Хау докембрийским микроконтинентом, с чем не согласны Дж. Харрингтон и Э. Шайбнер. Остальные разногласия касаются деталей, здесь не имеющих значения.

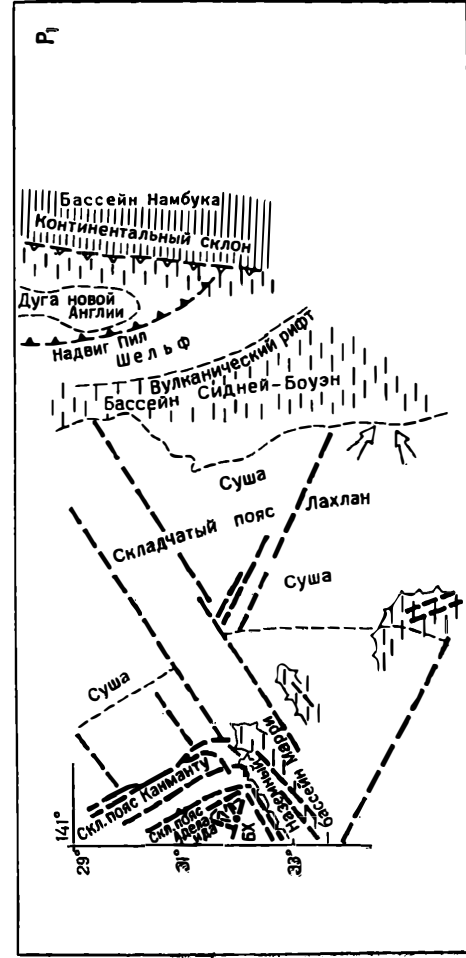
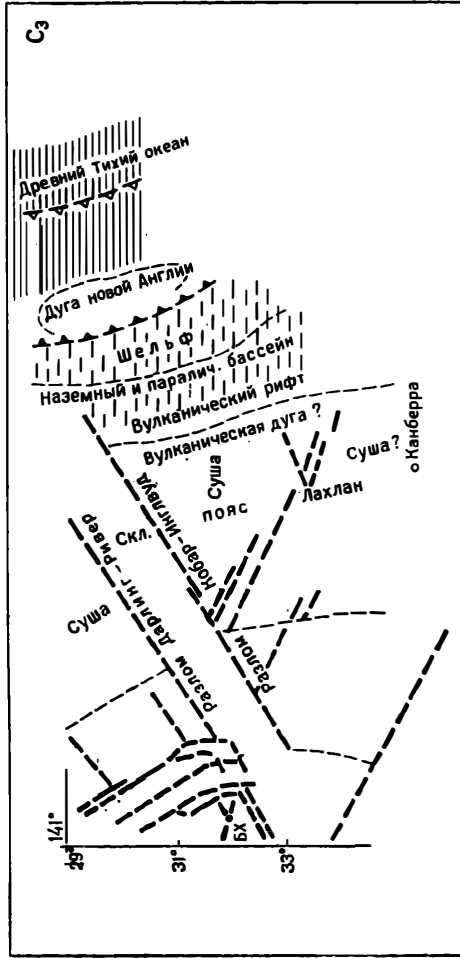
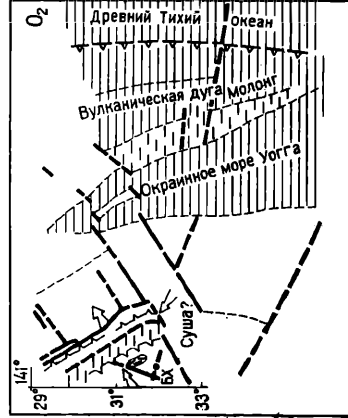
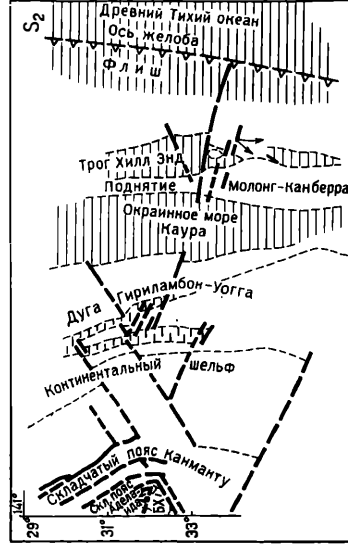
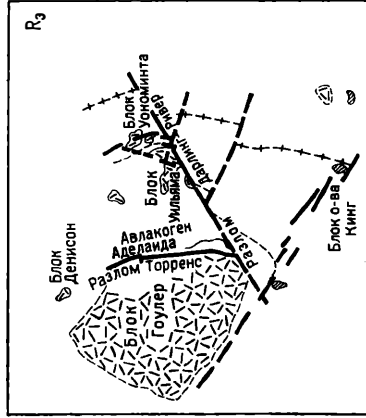
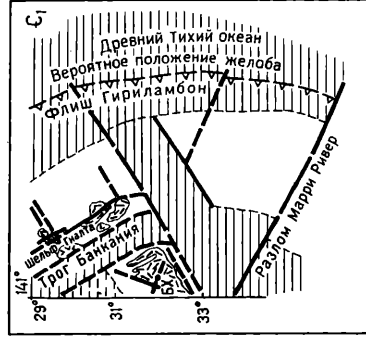
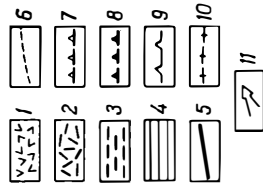
Анализ эволюции Восточно-Австралийской геосинклинальной области обычно начинают с кембрия. Действительно, наиболее древние фаунистически охарактеризованные типично геосинклинальные образования Тасманской геосинклинали имеют кембрийский возраст. Однако косвенные данные позволяют предполагать значительно более раннее ее зарождение. Выше уже отмечалось (гл. XIII), что Северо-Квинслендская раннерифейская геосинклиналь имела уже тихоокеанское простиранье; к тому же она непосредственно примыкает с запада к Тасманской геосинклинали, а в поперечном сечении через Маунт-Айзу базаль-

ты обнаруживают тенденцию изменения своего типа от континентального на западе к океаническому на востоке. Знаменательным является и положение вулканоплутонических поясов как конца раннего рифея, так и конца среднего протерозоя; они могут указывать на существование здесь континентальной окраины андского типа. Таким образом, косвенные данные позволяют предполагать, что уже начиная с конца среднего протерозоя, с 1800—1700 млн. лет, к востоку от древней Австралийской платформы находился океан — предшественник современного Тихого океана. Тем более это вероятно с 1400 млн. лет, со времени возникновения перикратонного опускания, давшего затем начало складчатой системе Аделаиды.

Гренвилльский и байкальский этапы (средний рифей — ранний кембрий). Итак, в начале среднего рифея началось сопровождаемое вулканизмом опускание современного восточного края Австралийской платформы с последующим накоплением в условиях шельфа мощной толщи карбонатно-терригенных осадков (рис. 84). Отвечающие гренвилльской тектонической эпохе перерыв и несогласие выражены слабо. Более интенсивно проявились движения, соответствующие раннебайкальской (750 млн. лет) эпохе, когда произошло поднятие одних блоков, превратившихся в источники сноса, и опускание других. В центральной части Аделаидской системы насчитывается три таких трога. С этого же времени система Аделаида и ее периферия оказываются охваченными покровным оледенением. Но накопление осадков продолжается без перерывов в венде и первой половине кембрия и окончательно прекращается лишь в конце среднего кембрия.

В Западной Тасмании в среднем рифее и возможно начале позднего происходило накопление мощных терригенно-вулканических образований, вероятно уже представлявших отложения континентального подножия или, скорее, окраинного моря. В раннебайкальскую эпоху (720—680 млн. лет) здесь поднялась островная дуга, реликтами которой являются антиклинории Роки-Кэйп и Тиенна. В ядрах антиклинорий выступают более глубокометаморфизованные породы, прорванные гранитами с возрастом 835 млн. лет. Аналогом этих образований могут быть метаморфизованные флишеидные отложения, слагающие блок Уонаминта на материке. Восточнее, вплоть до побережья Кораллова и Тасманова морей выходы докембрийских пород отсутствуют и судить об условиях рассматриваемого времени становится невозможно.

Каледонский этап — ранняя стадия (средний кембрий — ордовик). Начиная с кембрия (см. рис. 84) обстановка делается более ясной. На стыке Аделаидской и Лахланской систем обособляется глубокий флишевый прогиб Канманту-Банкания; его заложение в пределах континентальной коры не вызывает сомнений, поскольку к востоку от прогиба Банкания сохранился докембрийский блок Уонаминта. Этот блок рассматривается Э. Шайбнером как островная дуга, на тыльной западной стороне которой проявлялся вулканизм (вулканы Маунт-Райт), а на океанической, восточной между краем блока и предполагаемой зоной Беньюфа, т. е. в интервале дуга — желоб, происходило отложение флиша (серия Гириламбон), который подстилается тектонически расчлененными офиолитами. Флиш известен и на западной стороне геоантиклинали Уонаминта в прогибе между вулканической дугой Маунт-Райт и осью этой геоантиклинали. Западнотасманская островная дуга в начале кембрия подверглась дроблению с образованием рифта Дандас и вулканической дуги Маунт-Рид вдоль его границы с Тиеннской геоантиклинальной. По мнению Э. Шайбнера, вулканическая дуга Маунт-Рид занимает положение аналогичное дуге Маунт-Райт континента, и, следовательно, трог Дандас может служить продолжением трога Канманту-Банкания (Канманту), а Тиеннская геоантиклиналь — геоантиклинали Уонаминта.



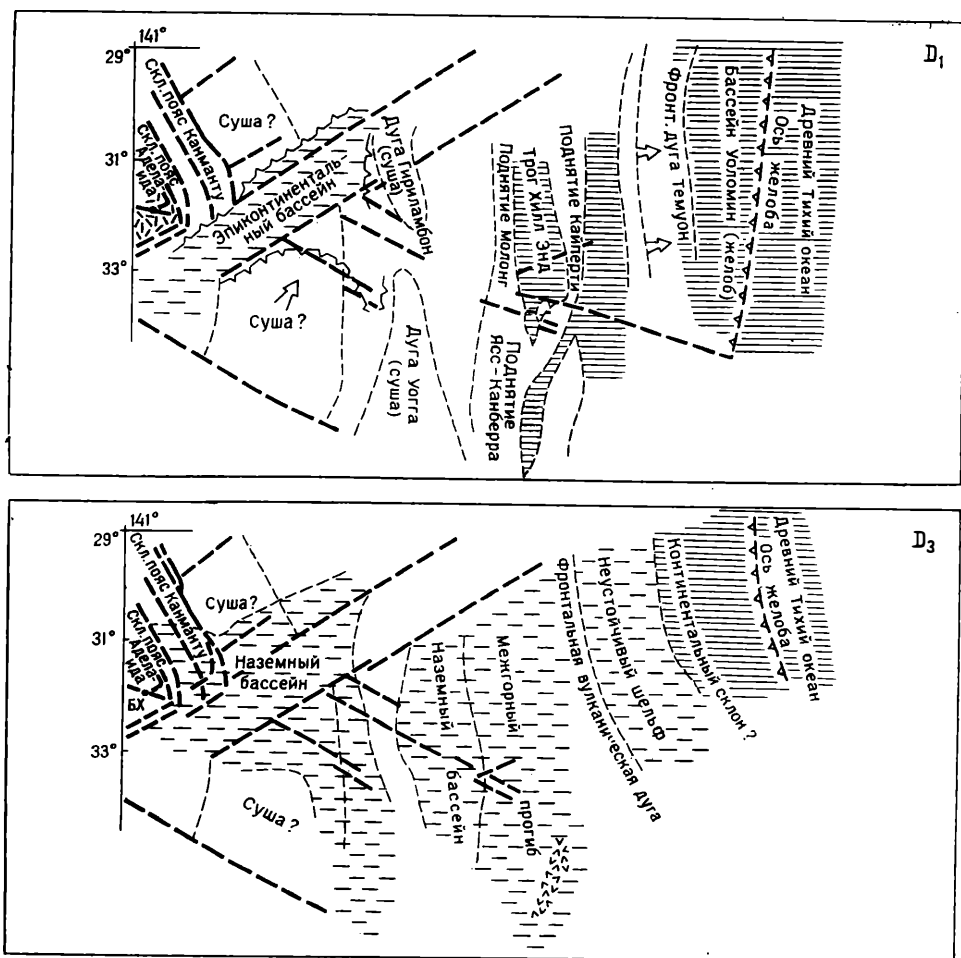


Рис. 84. Палинспастические реконструкции Тасманской геосинклинали в пределах Нового Южного Уэльса (по Э. Шайбнеру).

1 — островодужные вулканы; 2 — современные выходы доделандских образований (ранний докембрий, В. Х.); 3 — области с утоненной вследствие растяжения континентальной корой и погруженные краевые плато; 4 — области с океанической корой; 5 — зоны разломов; 6 — границы тектонических единиц; 7 — надвиги; 8 — зоны субдукции; 9 — границы бассейнов; 10 — вероятная граница докембрия; 11 — направление сноса обломочного материала. БХ — Брокен-Хилл

Заложение трога (рифта) Дандас явно сопровождалось разрывом континентальной коры, ибо ему сопутствовало становление типичного офиолитового комплекса. Большая мощность осадков (до 20 км!) составляет Э. Шайбнера предполагать, что аналогичный процесс сопровождал и образование трога Канманту, хотя и оно началось в континентальной обстановке.

В троге Дандас накопилось затем (V—Є) 820 м кварцитов и 2,5 км глинистых осадков и туфов, а далее (Є₂₋₃) 3,8 км глинистых, граувакковых (турбидиты!), кремнистых отложений, а также основных вулканитов типа спилитов. В направлении вулканической дуги появляются более кислые лавы, и сама дуга сложена этими лавами, а также игнимбритами и пирокластолитами. В верхах разреза трога Дандас существенную роль играют кварцевые конгломераты, и самостоятельное развитие как этого прогиба, так и прогиба Канманту-Банкани закончилось складчатостью и поднятиями на рубеже кембрия и ордовика, в деламерскую эпоху диастрофизма (ей предшествовали де-

формации в середине кембрия). В эту же эпоху в зоне Канманту и в прилегающей части Аделаидской системы возникли интрузии гранитоидов. Предполагается, что это была одновременно эпоха заключительных деформаций Аделаидской системы.

Основная часть Лахланской системы в кембрии представляла собой, очевидно, бассейн океанического типа, в котором накапливалась типичная эвгеосинклинальная ассоциация зеленокаменно-измененных основных лав, пирокластитов, кремней, черных сланцев, граувакк. Эти породы датированы фауной лишь в западной половине системы; восточнее они несколько метаморфизованы и их возраст устанавливается предположительно. Сходные образования известны и в Новоанглийской системе, до района Брисбена включительно, но здесь их отнесение к кембрию еще более условно.

К началу ордовика территория Аделаидской системы превратилась в сушу, в Западной Тасмании после короткого периода рифтообразования установились условия шельфового осадконакопления, такие же условия существовали на периферии массива Уилльяма (Брокен-Хилл). Восточнее, вероятно в области континентального подножия, обозначился прогиб Балларат с накоплением обогащенных кварцем градационно-слоистых граувакк, черных и красных сланцев и кремней общей мощностью более 5 км. Количество и размерность крупнообломочного материала закономерно возрастает вверх по разрезу, а скорость накопления осадков по соотношению мощностей O_1 и O_2 снижается. С востока прогиб Балларат отделялся геоантиклиналью Хиткот от Мельбурнского прогиба, в котором погружение носило более устойчивый характер. На северном продолжении Мельбурнского прогиба, в прогибе Кобар в разрезе ордовика появляются вулканиты в основном кислого состава. По другую сторону Мельбурнского прогиба наметилась геоантиклиналь Веллингтон, а еще восточнее — прогиб Уогга и геоантиклиналь Молонг-Канберра с вулканитами известково-щелочного состава. Итак, к концу ордовика (см. рис. 84) Лахланская геосинклинальная система обнаружила уже отчетливое расчленение на частные прогибы (интрагеосиклинали) и поднятия (геоантиклинали). Прогиб Уогга Э. Шайбнер трактует как новообразованное окраинное море — продукт растяжения литосферы в связи с резким — на 300 км перемещением к востоку зоны Беньофа после деламерского диастрофизма, а геоантиклиналь Молонг — как вулканическую дугу. Эта дуга возникла, по его мнению, на отторженце (микроконтиненте) зоны деламерской кратонизации.

На северном продолжении Лахланской системы, в системе Томсон существование океанических условий предполагается начиная с позднего кембрия и до среднего ордовика включительно (Kirkegaard, 1976).

В конце ордовика — начале силура, по Шайбнеру, вследствие смещения Австралийской плиты к востоку проявилась бенамбурская эпоха сжатия и диастрофизма. Балларатский прогиб замкнулся, а выполняющие его осадки подверглись складчатости. Вероятно, в эту же эпоху произошло внедрение (очевидно, тектоническое?) гипербазитов в антиклинорно-разломные зоны Хиткот и Веллингтон, начальный метаморфизм нижнепалеозойских образований зоны Уогга и становление синтетектонических гранито-гнейсовых тел в Лахланской системе. К востоку несогласие между ордовиком и силуrom затухает и основные деформации, метаморфизм и образование анатектических гранитов датируются уже серединой силура (квидонгская эпоха или фаза, по К. А. Круку).

Каледонский этап — позднегеосинклинальная стадия (силур — ранний девон). В результате бенамбурских движений западная граница геосинклинальной области сместилась на линию разлома Хиткот, а Мель-

бурнский прогиб превратился в зону континентального подножия и флишенакпления, которое продолжалось до раннего девона включительно. Общая мощность флишевой формации достигла здесь 9 км. Прогиб Уогга испытал частную инверсию и подвергся расчленению на более узкие прогибы Трандл и Каура¹, между которыми возникла сложная антиклинорная зона метаморфитов Уогга, вдоль восточного края сопровождаемых серпентинизированными гипербазитами. Впрочем, внедрение этих пород обычно относят уже к боунингской эпохе диастрофизма на границе силура и девона.

В прогибах Кобар (северное продолжение Мельбурнского прогиба), Трандл, Каура и погребенном продолжении прогиба Кобар—прогибе Адавейл в Квинсленде в силуре (см. рис. 84) преобладало отложение терригенных — глинисто-граувакковых осадков с некоторой примесью основного вулканогенного материала в прогибе Адавейл. Присутствие известняков с фауной моллюсков и конгломератов указывает на мелководные условия, по крайней мере для краевых частей прогибов и для позднего силура. В южном направлении прогибы Трандл и Каура замыкались и на их замыкании естественно, преобладала мелководная обстановка («шельф Ясс») с накоплением карбонатно-терригенных осадков, а также, что наиболее примечательно, кислых вулканитов, которые слагают верхнюю часть разреза силура и в прогибе Каура. Эти вулканиты предшествуют гранитообразованию боунингской эпохи.

На геоантиклинали Молонг наблюдается сокращенный разрез мелководных осадков силура — низов девона с меньшим количеством вулканитов. Восточнее в силуре начал энергично развиваться прогиб (первоначально рифт) Хилл-Энд, где накопилось около 6 км сланцев, граувакк, туфов, андезитов; есть прослой известняков и конгломератов. К востоку от этого прогиба в конце раннего силура, по Э. Шайбнеру, возникла геоантиклиналь Кеперти; ее возникновение сопровождалось внедрением гранитов; к этому же времени относится начало кислого вулканизма и орогенного плутонизма в восточной части Лахланской системы.

В конце ордовика или начале силура началось погружение самого северного сегмента Тасманской геосинклинали с опусканием восточной периферии Джорджтаунского массива вдоль разлома Палмервилл, подчеркнутого рифами. Как отмечалось, здесь накопились осадки огромной, до 14 км, мощности. В конце силура погружения распространились на восточное побережье п-ова Кейп-Йорк. К концу ордовика относится возникновение своеобразной субширотной (ЗСЗ-ВСВ) рифтовой структуры Брокен-Ривер, отделившей докембрийский Джорджтаунский массив от его переработанного в раннем палеозое продолжения — Равенсвудского блока. Присутствие в этом рифте типичных офиолитов свидетельствует о полном разрыве континентальной коры и замещении ее океанической. В течение ордовика — раннего карбона здесь накопилось 21 км осадков, до середины нижнего девона в основном флишевого типа, с подчиненными известняками и эффузивами базальтового состава.

В конце силура — раннем девоне Лахланская геосинклиналь испытала новый пароксизм сжатия — боунингскую эпоху диастрофизма. Она почти не отразилась на судьбе Мельбурнского прогиба на западе и прогиба Хилл-Энд на востоке, но интенсивно проявилась в промежуточной между ними полосе, а в этих прогибах вызвала усиление флишеобразования. Прогибы Трандл и Каура замкнулись, в зоне Уогга (и в северном Квинсленде) возникли серпентини-

¹ Э. Шайбнер объясняет образование трога (окраинного моря) Каура расщеплением вулканической дуги Молонг.

товые пояса, которые Э. Шайбнер трактует как следы зон субдукции, а потом обдукции океанической коры. В этой же полосе началось образование гранитных батолитов, наиболее ранняя фаза которых представлена гранодиоритами и характеризуется заметной гнейсовидностью. На границе Лахланской и Новоанглийской систем образовалась частично погребенная ныне под бассейном Сидней-Боуэн вулканическая дуга, а перед ней желоб Тамуорт со сланцами и граувакками и далее океанический бассейн с накоплением глубоководных осадков (кремни, окислы Мп, родонит, колчеданные руды) и спилитовым вулканизмом. Существование такой же дуги (аналог краевого вулканического пояса Центрального Казахстана) предполагается (по продуктам сноса) и по восточному ограничению зон Ходжкинсон и Брокен-Ривер, а гранитоиды боунингского возраста известны в блоке Равенсвуд и в погребенной части системы Томсон (Kirkegaard, 1976). Другого типа вулканическая дуга могла существовать восточнее глубоководного бассейна Новой Англии, в этом случае скорее окраинного моря.

В раннем девоне (см. рис. 84) наступила заключительная фаза развития Лахланской геосинклинальной системы. В ее восточной части к этому времени уже возникло крупное поднятие Кондоболин, на погруженных ниже уровня моря склонах которого отлагались карбонатные осадки. Их широкое распространение и выдержанная мощность свидетельствуют об общем выравнивании тектонического рельефа перед началом горообразования и позволяют австралийским исследователям говорить о «морской платформе». Однако в ее основании местами захоронены мощные наземно-вулканические постройки, несогласно перекрывающие силур. Северным погребенным продолжением поднятия Кондоболин считаются гряды Юло и Небайн в Большом Артезианском бассейне и далее антиклинорий Анаки в Квинсленде. Последний зародился еще в среднем ордовике. В Мельбурнском прогибе и его южном, Восточно-Тасманском, а также северном, Кобарском, продолжении накапливались все более мелководные осадки, верхняя часть которых принадлежит уже среднему девону (эйфелю). Для прогиба Хилл-Энд ранний девон явился временем наиболее интенсивных (до 8 км) погружений, компенсированных накоплением вулканитов среднего — кислого состава, граувакк и сланцев. Вулканиты распространяются и на смежное поднятие Кеперти. Сходная с прогибом Хилл-Энд обстановка существовала в раннем — среднем девоне (в раннем девоне отлагались осадки флишевого типа — Marsden, 1972) и в прогибе Ходжкинсон на крайнем северо-востоке Квинсленда. Однако вместо кислых и средних вулканитов здесь развиты преимущественно основные. В целом наблюдается определенный контраст между западной миогеосинклинальной зоной невулканических флишево-сланцевых прогибов (Адавейл — Кобар — Мельбурн), продолжающейся в восточную Тасманию, и восточной вулканической зоной, включающей прогибы Ходжкинсон, Каура и Хилл-Энд с разделяющими и окаймляющими их поднятиями. Эти зоны были разделены устойчивым срединным блоком Анаки — Гириламбон — Уогга — Снежные горы (Marsden, 1972). В эту схему необходимо внести, однако, поправку — девонские андезитовые вулканиты известны также в прогибах Драммонд и Адавейл на севере западной полосы (Kirkegaard, 1976).

К концу раннего девона (Marsden, 1972) море покинуло Кобарско-Мельбурнский прогиб и отступило к востоку от геоантиклинали Гириламбон — Уогга. Здесь в остаточных прогибах восточной зоны шло отложение известняков-ракушечников и только в прогибе Хилл-Энд флишенакпление продолжалось до начала среднего девона. На востоке, в прогибе Кобар отлагались уже пресноводные озерные осадки. Севернее, в прогибе Адавейл в живете существовали лагунные условия с накоплением доломитов, гипсов и ангидритов.

Каледонский этап — орогенная стадия; герцинский этап — поздне-теосинклинальная стадия (поздний девон — начало карбона). В среднем девоне произошли главные деформации Лахланской системы и была создана, вернее завершено создание основных черт ее современной структуры. Это табберабберская эпоха тектогенеза, предположительно начавшаяся в конце эмса и закончившаяся в конце жиефа (Marsden, 1972). Очень часто считается, что поднятия и деформации были наиболее интенсивными на Тасмании и только здесь могли привести к образованию настоящей горной страны, выразившись на континенте лишь общим осушением. В эту же эпоху возникли многочисленные батолиты гранитоидов (в основном адамеллитов), известные практически по всей ширине Лахланской системы — от Мельбурнского прогиба до поднятия Кеперти, а севернее в поднятиях Юло и Анаки. Как справедливо уже отметили Н. А. Богданов и затем Э. Шайбнер, это указывает на завершение создания здесь сплошной континентальной коры, на кратонизацию этой области. Но небольшие интрузии гранитоидов возникли и в Новой Англии, где обозначилось поднятие к востоку от бассейнов Яррол — Тамуорт — Уолломин.

В позднем девоне (см. рис. 84) и начале карбона значительная часть Лахланской системы, особенно на западе (западная Виктория) и на юге (Тасмания), представляла арену поднятия и размыва. На остальной площади шло накопление континентальных обломочных молассовых или молассоидных образований, на крайнем востоке системы с морскими прослоями франского возраста, а в юго-восточной Виктории и Новом Южном Уэльсе с вулканитами — риолитами, риодацитами и базальтами. Наземный вулканизм столь же контрастно-го состава проявлялся на границе межгорного прогиба Драммонд с поднятием Анаки в Квинсленде.

Одновременно с завершением собственно геосинклинального периода развития Лахланской системы Новоанглийская система вступила в зрелую, позднегеосинклинальную стадию своей эволюции. Накопление девонских отложений в прогибах Яррол и Тамуорт началось в глубоководных условиях и эти отложения представлены глинистыми сланцами, кремнями, андезитовыми лавами, туфами и кислыми туфами. В позднем девоне глубины дна в обоих прогибах уменьшаются, продолжается андезитовый вулканизм, преобладают граувакки, появляются полимиктовые конгломераты. Обмеление усилилось в начале карбона, развиваясь с юга, от прогиба Тамуорт к северу, в направлении прогиба Яррол. В конце визе южная и центральная части прогиба Тамуорт заполняются уже грубообломочными континентальными осадками. Севернее в том же прогибе подобные условия устанавливаются лишь к концу намюра. В прогибе Яррол поднятия начались в конце визе или в намюре, но в вестфале еще имеются наряду с континентальными и морские отложения. Дольше всего прогибание опережало или компенсировало осадконакопление в центральных и восточных зонах Новой Англии, где поверх океанических осадков начал накапливаться флиш континентального подножия. В течение динанта было отложено 8—10 км темных аргиллитов с прослоями турбидитов и только в конце визе и намюре становится заметным обмеление и появляются пачки конгломератов, в том числе наземных, с вулканогенным материалом. Наконец, на северо-востоке Квинсленда, в прогибах Ходжкинсон и Брокен-Ривер в конце девона начались складчатые деформации и обмеление бассейна со сменой морских осадков континентальными в раннем карбоне.

Разделяющее прогибы Тамуорт и Восточного побережья центральное поднятие Новой Англии могло возникнуть уже в раннем карбоне, впрочем вероятно, что оно с самого начала отделялось от прогиба Тамуорт разломом, впоследствии превратившимся в надвиг Пил.

Отмеченные в пределах Новоанглийской системы в конце раннего карбона изменения еще более ярко проявились западнее, в пределах бывшей Лахланской геосинклинальной системы. На большей части ее площади накопление моласс прекратилось уже к концу девона и они стали испытывать складчато-разрывные деформации. Эти деформации проявились еще интенсивнее, хотя и нигде не вышли за пределы германотипных, в конце раннего карбона, в тектоническую эпоху, получившую в австралийской литературе название канимблской. Тогда же образовалось довольно значительное число посттектонических интрузий гранитоидов, главным образом в виде штоков, и произошло смятие отложений, выполняющих прогибы Адавейл и Драммонд.

В Новой Англии в конце карбона уже было определенно сформировано Центральное поднятие (невулканическая дуга — Leitch, 1974), где началось образование гранитных плутонов. Зона флишеобразования переместилась на восток от этого поднятия. На его противоположной, западной стороне возник шарьяж Пил с возможной амплитудой до 120—150 км и обдукцией океанической коры поверх осадков окраины каледонского континента (Runnegar, 1974; Scheibner, 1974). На севере, в зонах Ходжкинсон и Брокен-Ривер складчатые деформации закончились к середине карбона и сменились блоковыми, в том числе сдвиговыми движениями в позднем карбоне.

Герцинский этап — раннеорогенная стадия (поздний карбон). Как мы видели выше, переход к поднятиям и регрессии совершился в Новоанглийской системе начиная с конца визе и в течение намюра. При этом структурный план вначале не претерпел изменений, и во второй половине карбона накопление осадков продолжалось в тех же прогибах, что и ранее. В прогибе Тамуорт большая роль принадлежит породам ледниковой формации (тиллиты, флювиогляциальные конгломераты, варвиты) наряду с вулканическими образованиями. Предполагается, что центры оледенения и вулканизма лежали по обе стороны этого прогиба, все больше превращавшегося в грабен. Ледниковые образования известны и в прогибе восточного побережья наряду с вулканами, в то время как в прогибе Яррол, т. е. на северном продолжении прогиба Тамуорт, нет ни тех, ни других. Здесь на протяжении вестфала и стефана происходило чередование морских и континентальных условий, сложно переплетающихся и в пространстве; с первыми связаны пачки более тонкообломочных, со вторыми более грубообломочных пород. Лишь на крайнем востоке Новой Англии, в зоне Гимпи сохранялась нормально-морская обстановка (см. рис. 84).

Герцинский этап — позднеорогенная стадия (пермь). К началу перми Лахланская система вступила уже в платформенный этап развития, и здесь возникли платформенные впадины Купер, Марри, Тасманская и др. — речь о них пойдет ниже.

Большая часть Новоанглийской системы превратилась в область поднятия и размыва, но на этом фоне, особенно в первой половине перми еще сохранялись остаточные прогибы. Здесь перед западным фронтом Новоанглийской системы возникла Сидней-Боуэнская зона передовых прогибов, разделенная поперечным поднятием в районе границы штатов Квинсленд и Новый Южный Уэльс. Заложение северного, Боуэнского, прогиба сопровождалось значительной вспышкой вулканизма, центры которого были приурочены к линейному поднятию — вулканической дуге Юнгелла-Гоганго, пограничной между прогибом Боуэн и остаточным Ярролским прогибом. Э. Шайбнер считает, что заложению прогиба Боуэн на юге предшествовало образование континентального рифта. Вулканогенная базальт-андезит-липаритовая формация с игнимбритами сменяется в разрезе этого прогиба паралической безугольной, а затем континентальной угленосной молассой. Общая мощность перми достигает в Боуэнском прогибе 5—6 км, в Сидней-

ском — 3—4 км. Развитие этого последнего прогиба несколько отличалось тем, что вначале здесь накапливалась морская вулканогенно-терригенная моласса, а затем континентальная угленосная, местами с покровами лав и туфами базальтов. На базе этой угленосной формации в долине Хантер возник один из крупнейших промышленных районов Австралии. Позже снова устанавливаются параличские условия и, наконец, возвращается обстановка накопления континентальных угленосных осадков.

Яррольский прогиб в ранней перми заполнился морской молассой с участием андезитовых вулканитов; в конце эпохи прогиб замкнулся и его отложения стали подвергаться деформации. В более восточных прогибах (Гимпи в Квинсленде, Маннинг-Маклей в Новом Южном Уэльсе) пермские отложения накапливались в более глубоком море; они отличаются более темной окраской, имеют карбонатно-терригенный состав, более уплотнены и содержат покровы андезитов и риолитов. Стратиграфический объем этих отложений точно не установлен, но, вероятно, их накопление прекратилось задолго до конца пермского периода (наиболее молодая фауна позднеартинская или кунгурская).

Уже в конце артинского века, по Э. Шайбнеру, началась хантерская эпоха тектогенеза, в течение которой в Новой Англии проявились крупные сдвиговые смещения. Разлом Пил, который вначале развивался как глубинный сброс, позже как глубинный надвиг (зона обдукции), затем обнаружил правобоковое смещение порядка 150 км. Другие сдвиги произошли внутри разбитого к тому времени на блоки центрального поднятия Новой Англии¹. В эту же эпоху возникли батолитовые тела гранитов как за счет субдукции океанической коры (к востоку от Новой Англии), так и за счет плавления низов осадочно-вулканогенной призмь. Большая часть гранитов Новой Англии посткинematicкие и, в частности, послесдвиговые.

К концу перми — началу триаса относится заключительная эпоха деформаций сжатия Восточной Австралии — боуэнская эпоха (ее нередко объединяют с предыдущей под названием «орогенеза» Хантер-Боуэн). К этой эпохе относится снятие осадочного выполнения Боуэнского и Сиднейского передовых прогибов, которое вначале развивалось конседиментационно, а также надвигание на эти прогибы смежных с востока зон (надвиги Яррол и Гундивинди — Муки-Хантер). В ту же эпоху, были, вероятно, дислоцированы морские пермские отложения востока Новой Англии. Часть гранитов этого региона может иметь боуэнский возраст. Заведомо позднепермские граниты наряду с раннепермскими распространены в зоне Ходжкинсон северного Квинсленда и в смежных с ней активизированных частях древнего Джорджтаунского блока и каледонского блока Лолуорт-Равенсвуд, где им предшествует кислый вулканизм конца карбона — начала перми. На севере эта позднегерцинская активизация распространилась вплоть до северной оконечности п-ова Кейп-Йорк и Торресова пролива, причем с ней и особенно пермскими гранитами, которые, кстати, известны и на Новой Гвинее, связаны довольно многочисленные и крупные месторождения олова, вольфрама, меди, золота. Деформации и гранитизация сопровождалась региональным метаморфизмом в зеленосланцевой, амфиболитовой и, местами, глаукофановой фации.

Герцинский этап — тафрогенная стадия (триас). В триасе началось разрушение складчатого сооружения Новой Англии с образованием ряда наложенных впадин — грабена Эск, крупных впадин Кларенс-Моретон и Мэриборо, продолжавших затем свое развитие уже в платформенных условиях, и гораздо более мелких впадин Малгилди и

¹ По мнению других исследователей, в хантерскую эпоху еще продолжалось надвигание, а сдвиги начались позже.

Лорн, существовавших лишь в триасе. Отложения, выполняющие все эти впадины, залегают несогласно на различных по возрасту породах палеозоя, до пермских включительно. Образование всех впадин, за исключением наиболее юго-западной впадины Лорн, сопровождалось вулканической деятельностью, продукты которой принадлежат базальт-андезит-липаритовой формации. Предполагается, и это подтверждается радиометрическими датировками, связь с данной формацией наиболее поздних плутонов гранитоидов Новоанглийской системы. Им теперь придается большое значение в металлогении региона (Wagren, 1972). Вулкано-плутонический пояс возник как бы на грани орогенной и тафрогенной стадий его развития. Весьма вероятно, что впадины образовались на основе рифта, осложнившего этот пояс. Наибольшая мощность вулканитов 3 км наблюдается в грабене Эск, наименьшая — в прибрежной впадине Мэриборо, где в нижнем триасе преобладают морские терригенные отложения. Это указывает на то, что морские условия в начале триаса еще сохранялись к востоку от Австралийского континента. Направление речного дренажа в среднем и позднем триасе и начале юры (см. схемы в книге Броуна и др.) косвенно свидетельствует, что подобная обстановка удерживалась по крайней мере до начала юры.

Наземно-вулканогенная формация нижнего триаса сменилась в среднем — позднем триасе либо кварцево-песчаной (впадина Мэриборо, грабен Эск), либо угленосной (впадины Малгилди и Кларенс-Моретон).

Наряду с наложенными впадинами и восточнее их в триасе продолжалось унаследованное погружение Боуэнского и Сиднейского прогибов, заполнявшихся в раннем триасе красноцветной конгломерато-песчано-глинистой, а в среднем — позднем триасе сероцветной песчано-глинистой континентальными формациями. Максимальная мощность обеих формаций установлена в прогибе Боуэн: 3 км для первой (восточный борт), 2,4 км для второй (центральная часть). В прогибе Сидней и впадине Лорн к северу от Ньюкэстла, где наблюдается та же последовательность формаций, мощность их измеряется лишь сотнями метров.

Заключительные деформации произошли в зоне Гимпи перед средним, а во впадине Кларенс-Моретон перед поздним триасом (Day et al., 1974), в первом случае сопровождаясь метаморфизмом зеленосланцевой фации.

6. Некоторые выводы по истории и структуре Восточно-Австралийской области

Длительная, сложная и еще не вполне ясная в деталях история Восточно-Австралийской геосинклинальной области может служить классическим примером последовательного смещения геосинклинального процесса от континента к океану с наращиванием континентальной коры за счет накопления осадков и продуктов вулканической деятельности, их метаморфизма и гранитизации. Именно так эта история была рассмотрена Э. Г. Войси (Voisey, 1959), Н. А. Богдановым (1967) и К. А. Круком (Crook, 1969, 1974). Затем Э. Шайбнер (Scheibner, 1972) и другие (см. выше) переинтерпретировали ее в духе тектоники плит, считая, что здесь имело место последовательное новообразование на границе континент — океан системы окраинное море с океанической (субокеанической) корой — островная дуга — фронтальный глубоководный желоб с соответствующим смещением с запада на восток зон Бенюфа, которые вначале развивались как зоны субдукции, а затем надвигания (обдукции) океанической коры на континентальную

(рис. 85). Действительно, становление с запада на восток «серпентинитовых поясов» все более молодого возраста — от кембрийского или ордовикского в зоне Хиткот до карбонового или пермского в зоне Пил и еще восточнее (зона Гимпи) подтверждает это представление. Необходимо лишь заметить, что началом геосинклинального процесса на востоке Австралии было разламывание более древней континентальной коры сначала, вероятно, в связи с образованием Тихого океана, а затем собственно Восточно-Австралийской геосинклинальной области с возможным отчленением от Австралийской платформы микроконтинента Лорд-Хау. Кроме того, следует строго отличать время становления офиолитового пояса от времени образования самой океанической коры, которая его слагает. Имеются основания полагать, что возраст океанической коры не столь сильно отличается в разных частях системы. Если на западе он венд — раннекембрийский, то на востоке не моложе ордовикского — раннесилурийского, скорее первое, исключением может являться лишь зона Гимпи.

Фазы сжатия, которые неоднократно прерывали геосинклинальные погружения Восточно-Австралийской области, Э. Шайбнер рассматривает как результат смещения Австралийской платформы (плиты) в восточном направлении. Следовательно, вся история Восточной Австралии в позднем докембрии и палеозое проходила под знаком преобладания общего движения с запада на восток (Paskham, 1973), которое в сумме достигло величины более 1500 км, частично компенсировавшись общим сжатием области в ходе ее складчато-надвиговых деформаций. Это заставляет подозревать проявление на уровне активного слоя верхней мантии (астеносферы?) общего направленного к востоку течения, которое то усиливалось, то ослабевало.

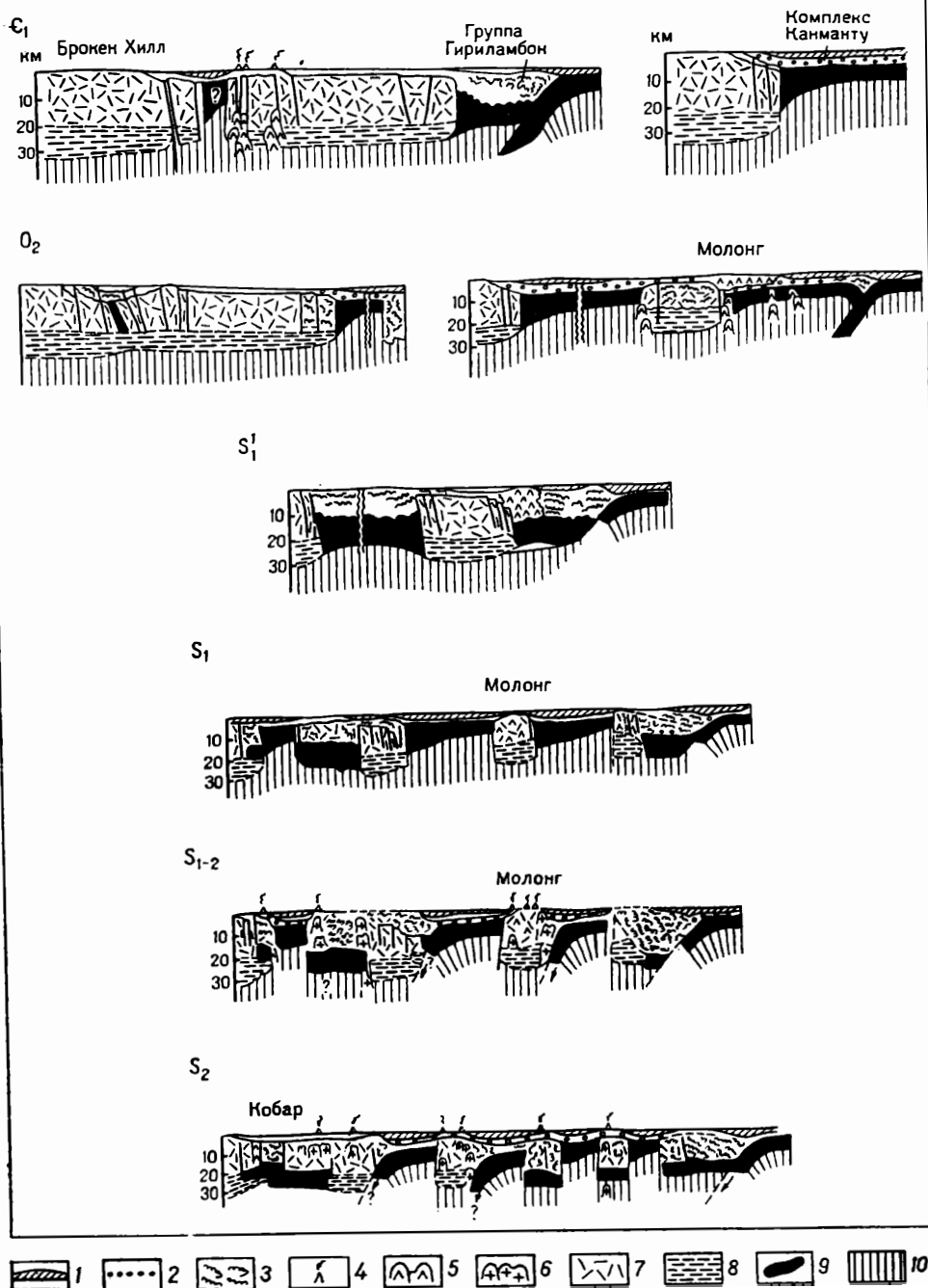
Кстати, детальное изучение Восточной Австралии, как и других складчатых областей, указывает на длительность деформаций в течение отдельных фаз или эпох и на их частичное перекрытие во времени.

Некоторыми более частными особенностями развития и структуры Восточно-Австралийской геосинклинальной области являются следующие.

Во-первых, здесь не наблюдалось устойчивого разделения на эв- и миогеосинклинали. Если исключить позднекембрийскую систему Аделаида, то все остальные зоны прошли через эвгеосинклинальный режим на ранних стадиях своего развития и затем сменили его на миогеосинклинальный, с накоплением терригенных толщ флишеидного или флишевого характера. Иначе говоря, наблюдалась миграция парных зон эв- и миогеосинклинального процесса.

Другим отражением той же закономерности служит последовательное запаздывание вступления каждой более западной зоны в эпоху максимальной интенсивности своего погружения. Новоанглийская геосинклинальная система находилась в «латентном» состоянии до того времени, когда в Лахланской системе произошел переход к орогенезу, и только тогда начала наиболее активно развиваться.

Вместе с тем в истории области неоднократно наблюдается «обратное» воздействие максимально активной в данную эпоху зоны на свой ранее консолидированный тыл. Оно выражается не только в полого-складчатых и сбросовых деформациях, а наиболее ярко в проявлениях магматической деятельности, в образовании вулканоплутонических ассоциаций — продуктов плавления коры под влиянием повышенного теплового потока; очень характерно широкое развитие кальдер. Орогенный магматизм не ограничился более древними частями той же Восточно-Австралийской геосинклинальной области, а затронул и Джорджтаунский краевой массив платформы. Очень характерны формирование и миграция к востоку краевых вулканоплутонических поясов.



Наряду со столь эффектно выраженной миграцией геосинклинального процесса вкрест простирания, в Восточной Австралии достаточно отчетливо проявляется миграция начала активных погружений, основных эпох деформации и консолидации по простиранию области с юга на север от Тасмании к п-ову Кейп-Йорк. Именно поэтому почти половину Тасмании составляют ранние байкалиды (если не гренвиллиды) и салаириды, в Виктории и на юге Нового Южного Уэльса наиболее пол-

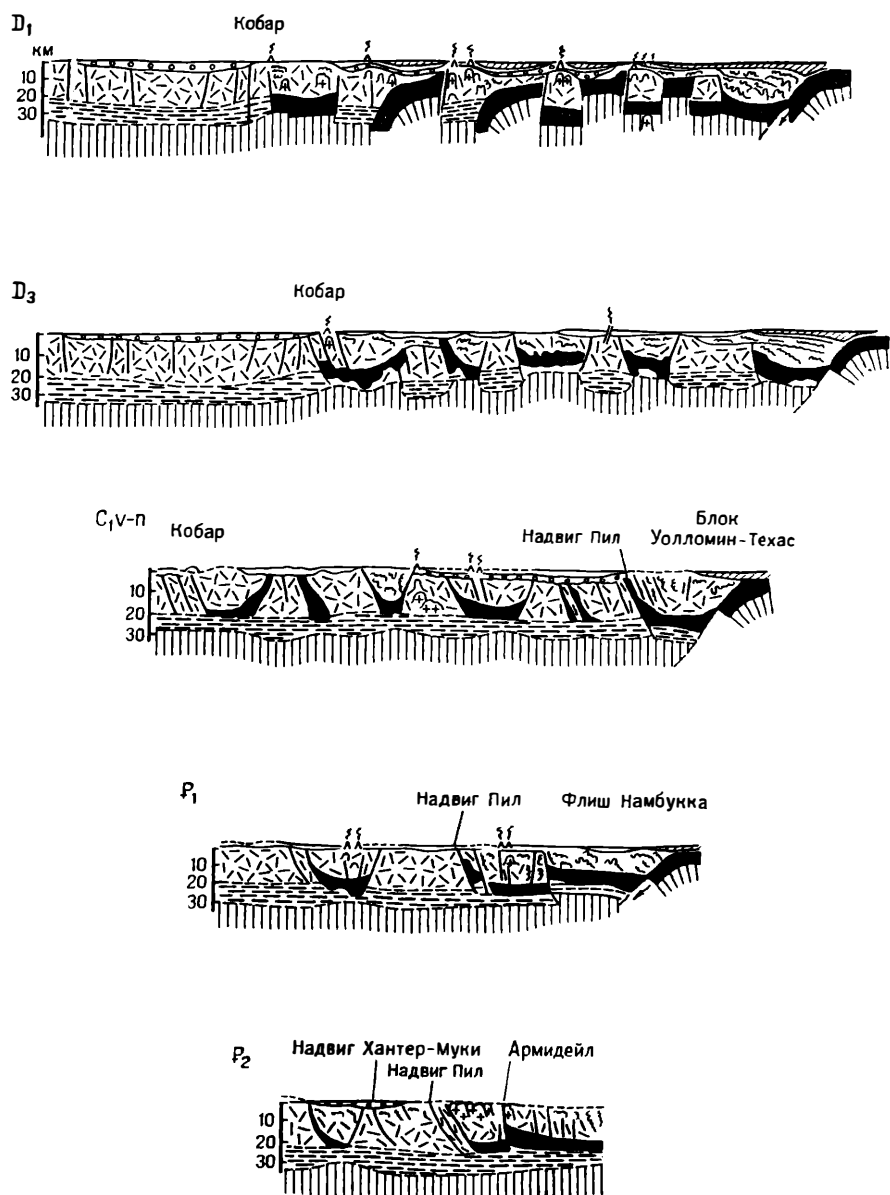


Рис. 85. Палинспастические профили через Тасманскую геосинклиналь в области Нового Южного Уэльса (по Э. Шайбнеру).

1 — море; 2 — осадки и вулканиты; 3 — известково-щелочные вулканиты островных дуг; 4 — вулканы; 5 — магматические диапйры, диориты; 6 — то же, граниты; 7 — верхняя континентальная кора; 8 — нижняя континентальная кора; 9 — океаническая кора и ультрабазиты; 10 — мантия.

но развитыми оказываются каледониды, а в северном Квинсленде каледониды полностью замещаются герцинидами.

Возникает вместе с тем вопрос, насколько правомерно применять к палеозоидам Австралии эти термины европейского происхождения — каледониды, герциниды и т. п. Сначала Н. А. Богданов (1967), а затем авторы новой Тектонической карты Австралии и Новой Гвинеи отметили большие трудности в этом отношении и в результате пришли

к выводу о невозможности применения к складчатым зонам Восточной Австралии этих европейских наименований. Вместе с тем на самой тектонической карте для обозначения «лахланид» и «новоанглид» использованы цвета, присвоенные на международных тектонических картах именно каледонидам и герцинидам.

Если попробовать разобраться в этом вопросе по существу, то следует прежде всего констатировать, что практически все основные фазы (эпохи) тектогенеза, установленные в Австралии, соответствуют фазам, известным в Европе и (или) Северной Америке. Так, предордовикская деламерская фаза отвечает сардинской (салаирской), бенамбурская — таконской, боунигская — позднекаледонской (арденнской, эрийской), табберабберская — акадской, канимблская — судетской, хантерская — заальской и боуэнская — пфальцской. Поскольку для Лахланской системы главной эпохой деформаций является табберабберская, т. е. акадская, эта система является близким возрастным аналогом Северных Аппалачей. Вместе с тем она достаточно близка и к классическим поздним каледонидам Европы — Британским каледонидам, с тем отличием, что у последних фаза деформаций, проявившаяся несогласием между средним и верхним древним красным песчаником (Олдредом) была не главной, домолассовой, как в Австралии, а заключительной, послемолассовой. Правда, в Австралии уже позднесилурийские вулканы несут явно субсеквентный, т. е. орогенный, характер. Но роль заключительной эпохи деформаций Лахланской системы здесь выполняет уже канимблская эпоха, если только не рассматривать ее как эпоху резонансной активизации. Таким образом, Лахланская система и по основному периоду геосинклинальных погружений (кембрий — силур, на востоке до раннего — начала среднего девона включительно), и по периоду главных деформаций явно тяготеет к каледонидам, хотя подобно акадидам обеих Америк (что уже отметил Н. А. Богданов) и характеризуется некоторым сдвигом фаз в сторону ранних герцинид.

Что же касается складчатой системы Новой Англии, то возраст ее главных (хантерская эпоха) и заключительных (боуэнская эпоха или даже границы $T_1/T_2/T_3$) деформаций вполне позволяет сравнивать ее с такими поздними герцинидами, как Южные Аппалачи или Урал, особенно области погружений последнего. В Новоанглийской системе основные движения Лахланской системы получили лишь слабое отражение, а период основных погружений охватывает интервал времени от позднего ордовика или силура до раннего карбона, а на западе до ранней перми включительно. Столь раннее начало герцинского цикла в геосинклинали Новой Англии и частичное перекрытие им во времени главного периода погружений смежных каледонид не должны удивлять, ибо то же наблюдается в классических герцинидах Западной и Центральной Европы.

Структура восточноавстралийских палеозоид в общем достаточно напряженная и типичная для геосинклинальных сооружений, причем, как опять-таки уже указывал Н. А. Богданов, масштаб деформаций заметно возрастает с запада на восток. Существование в Новой Англии крупных шарьяжей несомненно, а сложность строения серпентинитовых поясов Лахланской системы, в частности пояса Хиткот, заставляет подозревать, что и здесь тангенциальные перемещения были более значительными.

Отметим еще, что антиклинорные структуры Восточной Австралии имеют, как правило, инверсионное происхождение, представляя часто невулканические дуги, а синклинорные отвечают вторичным, осадочным прогибам позднегеосинклинальной стадии развития либо являются продуктом расщепления вулканических дуг.

7. Структура платформенного чехла Восточной Австралии

Значительная часть палеозоид Восточной Австралии по окончании геосинклинально-орогенного развития испытала погружение и была покрыта чехлом платформенных формаций. В настоящее время этот чехол выполняет четыре крупных депрессии — синеклизы Большого Артезианского бассейна, Марри (Муррей), Бассова пролива и Тасманову. В совокупности они образуют широкую меридиональную полосу, которая отделяет древнюю Австралийскую платформу вместе со складчатой системой Аделаиды и зоной Канманту от Восточно-Австралийской складчатой области. Эта полоса прерывается широтными зонами поднятий, разделяющими перечисленные выше синеклизы и выводящими на поверхность палеозойский и более древний фундамент. Наиболее четко выражены две полосы — в пределах Виктории между синеклизами Бассовой и Марри и в Новом Южном Уэльсе между синеклизами Марри и Большого Артезианского бассейна. Обе они ориентированы перпендикулярно простирацию палеозойского складчатого основания. Узкая перемычка между Большим Артезианским бассейном и синеклизой залива Карпентария древней платформы, соединяющая докембрийские массивы Маунт-Айза и Джорджтаун, носит название поднятия (седла) Юрока. В отличие от остальных перемычек она имеет северо-запад — юго-восточную ориентировку и является почти полностью погребенной; только на пересекающей ее вкрест простираения антиклинали Форт-Боуэн имеется выход докембрийских (среднепротерозойских?) гранитов.

Наиболее крупной и сложной отрицательной структурой осадочного чехла Восточной Австралии является мегасинеклиза Большого Артезианского бассейна. Это вообще одна из наиболее крупных структур подобного рода в мире, ее поперечник составляет почти 2000 км по широте и порядка 1200 км по меридиану. Как единая депрессия, Большой Артезианский бассейн вырисовывается по подошве юрских отложений, которые вместе с мелом и кайнозоем образуют собственно чехол, максимальная мощность которого превышает 3 км; больше половины этой мощности приходится на долю меловых осадков. Местами мезо-кайнозойский чехол наращивается снизу пермо-триасовыми (Галилейская впадина, впадина Купер) или еще более древними (на западе, в прогибе Уорбертон до верхнедокембрийских — среднепалеозойских) отложениями, которые уже выполняют более мелкие прогибы более сложного внутреннего строения, нередко ограниченные разломами. С другой стороны, имеются, особенно на юге бассейна, отдельные выступы фундамента субмеридиональной ориентировки (Денисон, Уонаминта, Юло, Небайн), вдоль которых, кроме полностью погребенного поднятия Небайн породы докембрия или палеозоя выступают на поверхность. Кулисообразно расположенные друг по отношению к другу гряды Юло и Небайн отделяют от основной части мегасинеклизы — впадины (синеклизы) Эроманга восточную часть — впадину (синеклизу) Сурат, которая частично наследует Сидней-Боуэнский передовой герцинский прогиб. Гряда Денисон отделяет юго-западную часть синеклизы, именуемую впадиной Аркаринга. Последняя, вернее ее наиболее погруженный элемент — прогиб Буртана глубиной более 5 км (по аэромагнитным данным), вероятно, отражает соединительное звено между системой Аделаиды и синеклизой Офисер древней платформы, в то время как находящийся по другую сторону поднятия Денисон прогиб Уорбертон возник, по-видимому, над юго-восточным продолжением авлакогена Амадиес, также соединяющимся с системой Аделаиды. Не исключено, впрочем, что восточное продолжение авлакогена Амадиес протягивается в осевую часть впадины Эроманга. На севере Большого Арте-

зианского бассейна выделяется впадина Галилея с каледонским фундаментом, отделенным зоной разломов Норк-Уэзерби ССВ-ного простираения от области распространения докембрийского фундамента. Южнее этот рубеж предположительно проходит примерно вдоль линеамента Диамантина северо-восточного и затем разлома Лэйк-Бланш юго-восточного направления.

В осадочном чехле Большого Артезианского бассейна развиты пологие антиклинали преимущественно северо-северо-восточного (на севере) и меридионального (в центре) простирания, установленные в основном над областью с палеозойским фундаментом. Наклон крыльев этих складок в кайнозой не превышает 20° , а в длину они нередко достигают 100—150 км. Такая линейность свидетельствует об унаследованности от внутренней структуры фундамента, причем в основном, очевидно, от послескладчатых позднеорогенных его разрывов, с повторными подвижками вдоль которых, очевидно, и связано образование основной массы этих дислокаций. Имеются в чехле и разрывы, более частые на западе синеклизы, в области с докембрийским фундаментом.

Второй по величине синеклизой Восточной Австралии является синеклиза залива Карпентария. Это также очень крупная структура, ибо помимо акватории самого залива и его южного и восточного побережья она охватывает, видимо, и южную часть о-ва Новая Гвинея. Длинная, меридиональная ось синеклизы составляет около 1500 км, короткая широтная — порядка 600 км. Наиболее глубокая часть синеклизы находится, очевидно, в центре самого залива Карпентария, где мощность чехла превышает 3000 м, но на Новой Гвинее, на ее юго-восточном побережье выделяется впадина Морехо глубиной более 3 км; возможно, впрочем, что она является вполне самостоятельной структурой. Вообще внутреннее строение синеклизы Карпентария еще очень слабо изучено и, вероятно, она состоит, подобно Большому Артезианскому бассейну, из ряда частных впадин (суббассейнов). Период развития синеклизы Карпентария практически тот же, что и Большого Артезианского бассейна (юра — мел — кайнозой), но в отличие от последнего ее абсолютное погружение продолжается и в современную эпоху, и затем она целиком возникла в пределах древней платформы.

Третья крупная синеклиза Восточной Австралии — синеклиза Марри является почти изометричной впадиной — около 600 км в поперечнике. Внутренняя структура синеклизы изучена весьма недостаточно и изображена на Тектонической карте Австралии и Новой Гвинеи подобно структуре синеклизы Карпентария лишь отдельными обрывками изогипс. Максимальные отметки глубины на северо-западе более 2000 км. Синеклиза Марри возникла на стыке Аделаидской и Лакланской складчатых систем, но в основном в пределах последней. Главным период ее развития приходится на кайнозой, хотя впервые она наметилась еще в ранней перми, а северная часть испытала погружение в раннем мелу.

Синеклиза Бассова пролива обычно рассматривается как состоящая из трех отдельных структур — собственно Бассовой впадины глубиной более 2 км, почти целиком находящейся под водой, и широтных прогибов Отвей и Гипсленд глубиной более 4 км, на южном побережье Виктории. Эта область опусканий начала формироваться в раннем мелу и энергично погружалась в кайнозой. Прогибы Отвей и Гипсленд разделены поднятием — грядой фундамента, которая южнее протягивается через п-ов Вилсон и о-ва Флиндерс и Кэйп-Баррен к Тасмании, образуя восточное ограничение Бассовой впадины. На северо-западном продолжении прогиба Отвей находится прогиб Гамбье, отделенный полупогребенной гранитной грядой Падтауэй от синеклизы Марри. Прогибы Гипсленд — Отвей — Гамбье

и находящийся на краю шельфа против залива Св. Винсента прогиб Дантун глубиной более 5 км намечают собой Южно-Австралийскую зону периокеанических опусканий.

Внутренняя структура прогибов Отвей и Гипсленд характеризуется развитием пологих складок и сбросов восток-северо-восточного, косого по отношению к оси прогибов, простираения. Возможно, что эти дислокации связаны со сдвиговыми перемещениями вдоль северного ограничения прогибов и уже во всяком случае они не являются унаследованными от структуры фундамента, в противоположность тому, что наблюдается в Большом Артезианском бассейне.

Центральную и восточную часть о-ва Тасмания занимает Тасманская синеклиза, в основном эпикаледонская. Это неглубокая, плоская депрессия, выполненная пермскими и триасовыми отложениями, слагающие ее осадки вмещают многочисленные силлы долеритов раннеюрского возраста.

Восточно-Австралийская зона периокеанических опусканий включает на суше впадины Лаура, Стикс, Мэриборо и Кларенс-Моретон. Последние две унаследованы от тафрогенной стадии герцинского цикла, первые возникли вновь в мелу. В кайнозой все эти впадины прекратили свое существование и прогибы сместились на край современного шельфа и континентальное подножие, где в пределах Кораллового моря выявлены прогиб Галифакс ($>4,5$ км) против Большого Барьерного рифа и прогиб Каприкорн¹ к северо-востоку от впадины Мэриборо. Большой Барьерный риф, видимо, приурочен к разлому или флекуре вдоль западного крыла прогиба Галифакс. Впадина Мэриборо представлена на суше лишь своим юго-западным крылом, осложненным пологими складками и сбросами; ее осевая часть (до 4 км) находится на шельфе. От прогиба Каприкорн впадина Мэриборо отделена подводным поднятием Банкер, на северо-западном продолжении которого имеется архипелаг мелких островов, сложенных меловыми гранитами.

8. Основные этапы формирования платформенного чехла Восточной Австралии

Накопление платформенного чехла в Восточной Австралии началось в разное время, поскольку он перекрывает с запада на восток разные структурные элементы Восточно-Австралийской складчатой геосинклинальной области, а мегасинеклиза Большого Артезианского бассейна своей западной частью ложится непосредственно на древнедокембрийский фундамент и перекрывающие его платформенные же осадки верхнего докембрия и нижнего палеозоя. Со стороны авлакогена Амадиес под синеклизу Большого Артезианского бассейна уходят складчатые, но платформенные по природе формации верхнего докембрия — среднего палеозоя, а со стороны системы Аделаиды — сходные отложения верхнего докембрия — кембрия. К востоку от оси Маунт-Айза — Брокен-Хилл фундамент включает уже кембрийские, а к востоку от блока Уонаминта и ордовикско-среднедевонские породы. Верхнедевонские — нижнекарбоновые молассы образуют здесь орогенный комплекс, но залегают местами (впадина Дарлинг) очень полого и были бы отнесены советскими геологами — сторонниками выделения на молодых платформах т. н. промежуточного комплекса к последнему. Собственно платформенный чехол начал накапливаться в северо-восточной (впадина Галилея) и центрально-западной (впадина Купер) частях Большого Артезианского бассейна, во всей синеклизе Марри и в Тасманской впадине в раннепермскую эпоху в виде покровно-

¹ Каприкорн — Козерог; прогиб находится у тропика Козерога.

ледниковой формации, перекрываемой континентальной или параличской угленосной формацией. Однако эти опускания не были продолжительными и только в Галилейской и Тасманской впадинах стратиграфически выше известны континентальные триасовые отложения — красноцветный нижний и сероцветный средний — верхний триас в первой, кварцево-песчаный и вулканогенно-обломочный нижний и угленосный средний — верхний триас во второй.

Общее погружение Большого Артезианского бассейна в контурах, приближающихся к современным, началось в юре, сопровождаясь накоплением сначала кварцево-песчаных аллювиальных, затем лимнических угленосных, потом снова аллювиальных осадков. При этом границы бассейна на востоке перекрыли закончивший свое самостоятельное развитие Сидней-Боуэнский прогиб, а впадины Кларенс-Моретон и Малгилди превратились в окраинные элементы этого же бассейна. Впадина Мэриборо продолжала развиваться самостоятельно, а на побережье северного Квинсленда возникла новая впадина — Лаура; вместе они возможно намечают собой будущую зону периокеанических опусканий восточной периферии континента. К средней юре относится возникновение синеклизы залива Карпентария.

Этим погружениям местами, например на юго-востоке Большого Артезианского бассейна, а также во впадине Кларенс-Моретон, сопутствовали излияния базальтов. Но в наиболее крупных размерах трапповый магматизм проявился на Тасмании, где в завершение развития пермо-триасовой синеклизы слагающие ее отложения были интродуцированы силами долеритов суммарной мощности до 450 м.

К концу юры относятся значительные деформации осадочного выполнения впадин Кларенс-Моретон и особенно Мэриборо, где триасово-юрские слои в опрокинутом залегании несогласно перекрыты меловыми вулканитами. Складчатость сопровождалась внедрением небольших интрузий гранитов, порфиритов и андезитов. Все эти явления нельзя не поставить в связь с началом формирования Кораллового и Тасманова морей, причем наблюдается приуроченность интрузий к продолжению, установленных в этих бассейнах трансформных разломов (Ringis, 1973).

В меловом периоде синеклизы залива Карпентария и Большой Артезианский бассейн приобрели очертания, почти соответствующие современному. На смену континентальной (аллювиальной) кварцево-песчаной формации неокома в апте-альбе пришла морская песчано-глинистая формация. Последняя распространилась и на северную часть синеклизы Марри, погружения которой, таким образом, возобновились впервые с пермского периода. Однако в позднем мелу трансгрессия сменилась здесь регрессией; на месте морского залива в Большом Артезианском бассейне образовалась обширная аллювиальная равнина с общим дренажем к северу, через порог Юрока в бассейн залива Карпентария.

Опускания по широтным разломам начались еще в юре и усилились в раннем мелу вдоль северного побережья Бассова пролива с отложением мощной континентальной обломочной толщи с участием вулканитов. С конца альба и более определенно с сеномана эта формация сменяется на западе (бассейн Отвей) морской глауконитовой кварцево-песчаной формацией мощностью также около 2 км. На востоке (бассейн Гипсленд) наступает, напротив, осушение.

На восточном побережье, в зоне периокеанических опусканий в мелу продолжают развиваться впадины Лаура и Мэриборо, а между ними образуется небольшая впадина Стикс. Во впадине Мэриборо в начале мела довольно интенсивно проявляется вулканическая деятельность, продукты которой имеют в основном андезитовый, отчасти трахитовый и риолитовый состав. Более или менее одновременно со

вспышкой вулканизма во впадине Мэриборо в ряде мест Восточной Австралии проявился интрузивный магматизм. Этим возрастом датируются сиениты и тешениты района Сиднея и района Сигнет в Тасмании, шошониты южного побережья Нового Южного Уэльса, граниты района Юнгелла в Квинсленде. Выше них здесь залегает мощная (1800 м) кремнисто-глинистая морская формация апта и почти такая же по мощности (1650 м) угленосная континентальная формация альба. В позднем мелу впадина Мэриборо вновь испытала довольно интенсивные складчатые деформации, что еще раз свидетельствует о высокой подвижности этого края континента. Осадконакопление прекратилось и в остальных впадинах побережья, более или менее одновременно с образованием впадин Тасманова (конец мела — палеоцен) и Кораллового (эоцен) морей. Прогобы сместились теперь на край современного шельфа и на континентальное подножие (прогиб Каприкорн и др.).

В течение кайнозоя погружение Большого Артезианского бассейна носило лишь локальный и относительный характер и здесь накопился маломощный и пестрый по фациальному и литологическому составу и возрасту осадков плащ континентальных, в основном озерно-аллювиальных отложений. Опускания были, по-видимому, наиболее устойчивыми на юго-востоке, в районе озера Эйр.

Более значительные погружения испытала южная периферия Восточной Австралии. В прогибе Отвей накопилось более 1,5 км осадков, которые в направлении берега переходят из паралических в чисто морские песчано-глинисто-мергельные. На северо-западном продолжении этого прогиба еще в мелу возник прогиб Гамбье, откуда море проникло в олигоцене в синеклизу Марри (см. ниже). Еще северо-западнее, против заливов Спенсера и Св. Винсента на шельфе установлено существование параллельного краю континента прогиба Дантун. Его ответвлением и является начавшая формироваться в конце мела впадина залива Св. Винсента; море проникло в нее в конце эоцена. Опускание всех этих впадин происходило по зонам периконтинентальных разломов.

Синеклиза Марри образовалась в современном виде в течение кайнозоя. Если до этого ее развитие было тесно связано с развитием Большого Артезианского бассейна, то теперь она оказалась в зоне влияния полосы периокеанических погружений юга континента. Поэтому в юго-западной части синеклизы преобладают морские отложения, а в остальной ее части они исключительно континентальные. Мощность их измеряется сотнями метров.

К юго-востоку от прогиба Отвей в кайнозое продолжалось погружение, в значительной мере по разломам, впадины Бассова пролива с заполнением ее сначала паралическими, а затем со среднего эоцена в основном морскими карбонатно-терригенными осадками общей мощностью более 2 км. Это совпало с окончательным раскрытием Южного океана между Австралией и Антарктидой.

Расположенный по другую, северо-восточную сторону Бассовой гряды фундамента прогиб Гипсленд в кайнозое замедлил свое погружение. В палеоцене здесь отлагалась континентальная угленосная формация, а с конца олигоцена, как и в Бассовой впадине, — морская карбонатно-терригенная, но значительно меньшей мощности.

Интенсивные погружения всей полосы вдоль юго-восточного побережья Австралии были связаны с процессом рифтовой подготовки и «раскрытия» Южного океана, которое датируется концом палеоцена. На внешней границе этой зоны опускания, а также по южную сторону Бассова пролива — на северном побережье Тасмании они сопровождались излияниями базальтов. Излияния начались еще в раннем палеоцене («древние базальты» Виктории) или олигоцене (Тасмания); пре-

обладали недосыщенные, в частности оливиновые базальты. Позже в Виктории образовались обширные покровы оливиновых и олигоклазовых базальтов и трахибазальтов.

Базальтовый вулканизм сопровождал также новейшие поднятия восточной окраины Австралийского материка, приведшие к образованию здесь горного рельефа. Выше уже отмечалось, что ось этих поднятий не вполне параллельна простиранию палеозойской складчатости. Кроме того, форма поднятия асимметрична; его западное крыло, обращенное к Большому Артезианскому бассейну, пологое, а восточное, переходящее в побережье Кораллова и Тасманова морей, крутое, осложненное сбросами. Базальты, в основном щелочные, изливались не только вдоль осевой зоны поднятия, но и в тылу, на границе с Большим Артезианским бассейном, заполняя также сохранившие тенденцию к относительному погружению прогиб Сидней и впадину Кларенс-Моретон.

Во времени происходит смена площадных излияний, преобладавших до олигоцена, извержениями центрального типа. Вулканические центры расположены на пересечении разломов. В пространстве наблюдалась миграция вулканического ареала с востока на запад и с севера на юг, особенно для вулканов центрального типа. Эту последнюю миграцию связывают с движением Австралийской плиты к северу в течение всего кайнозоя (Wellman a. Mc Dougall, 1974). Источники магмы надо, совершенно очевидно, искать в подъеме поверхности астеносферы, что подтверждается утонением коры — до 30 км под Восточной Австралией в направлении Тихого океана. Еще большее утонение — до 25 км наблюдается под рифтом Бассова пролива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., Наука, 1967.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., Наука, 1975. 260 с.
- Branson J. C. Evolution of sedimentary basins from Mesozoic times in Australia's continental slope and shelf. — *Tectonophys.*, 1978, v. 48, p. 389—412.
- Connolly J. R. a. Fern J. C. Permo-Triassic sedimentation patterns, Sydney basin, Australia. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1971, 55, N 11, Part I, 2018—2032.
- Crawford A. R., Campbell K. S. W. Large scale horizontal displacement within Australo-Antarctica in the Ordovician. — *Nature, Phys. Sci.*, 1973, v. 241, p. 11—14.
- Crook K. A. W. Contrast between Atlantic and Pacific geosynclines. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 5, p. 429—438.
- Crook K. A. W. a. Mc Powell C. Mc A. The evolution of the southeastern part of the Tasman geosyncline. Field Guide for Excursion 17A, 25th Int. Geol. Congr., 1976.
- Day R. W., Cranfield L. C. a. Schwarzböck H. Stratigraphy and structural setting of Mesozoic basins in southeastern Queensland and northeastern New South Wales. In: The Tasman geosyncline — a symposium, Brisbane, 1974, p. 319—362.
- Day R. W., Murray C. G. a. Whitaker W. G. The eastern part of the Tasman orogenic zone. — *Tectonophys.*, 1978, v. 48, p. 327—364.
- Douth H. F. a. Nicholas E. The Phanerozoic sedimentary basins of Australia and their tectonic implications. — *Tectonophys.*, 1978, v. 48, p. 365—388.
- Harrington H. J. The Tasman geosyncline in Australia. In: The Tasman geosyncline — a symposium, Brisbane, 1974, p. 383—407.
- Harrington H. J., Burns K. L. a. Thompson B. R. Gambier-Beaconsfield and Gambier-Sorell fracture zones and the movement of plates in the Australia—Antarctica—New Zealand region. — *Nature, Phys. Sci.*, 1973, v. 245, p. 109—112.
- Kirkegaard A. G. Structural elements of the northern part of the Tasman geosyncline. In: The Tasman geosyncline — a symposium, Brisbane, 1974, p. 47—62.
- Leitch E. C. The geological development of the southern part of the New England fold belt. — *J. Geol. Soc. Aust.*, 1974, v. 21, p. 133—156.
- Marsden M. A. H. The Devonian history of northeastern Australia. — *J. Geol. Soc. Aust.*, 1972, v. 19, p. 125—162.
- Murray C. G. Alpine-type ultramafics in the northern part of the Tasman geosyncline—possible remnants of Palaeozoic ocean floor. In: The Tasman geosyncline — a symposium, Brisbane, 1974, p. 161—181.
- Murray C. A. a. Kirkegaard A. G. The Thomson orogen of the Tasman orogenic zone. — *Tectonophys.*, 1978, v. 48, p. 299—325.

- Oversly B.* Palaeozoic plate tectonics in the southern Tasman geosyncline. — *Nature, Phys. Sci.*, 1971, v. 234, p. 45—47, 60.
- *Packham G. H.* Tectonics and sedimentation. In: *Geology of New South Wales*. J. Geol. Soc. Aust., 1969, v. 16, p. 216—226.
- Packham G. H.* A speculative Phanerozoic history of the southwest Pacific. In: *The Western Pacific, Nedlands*, 1973, p. 369—388.
- Packham G. H. a. Leitch E. C.* The role of plate tectonic theory in the interpretation of the Tasman orogenic zone. In: *The Tasman geosyncline—a symposium*, Brisbane, 1974, p. 129—154.
- Ringis J.* The structure and sediment cover of the southeast Australian margin in relation to that of the Tasman Sea. Abstr. 45 th Congr. Aust. New. Zeal. Ass. Adv. Sci., p. 3, Perth, 1973, p. 163.
- Runnegar B.* The geological framework of New England. 1974. Field Conference, New England Area. Geol. Soc. Aust., Queensl. Brisbane, 1974, p. 9—19.
- Scheibner E.* Actualistic models in tectonic mapping. 24 th Int. Geol. Congr., p. 3, Montreal, 1972, p. 405—422.
- Scheibner E.* A plate tectonic model of the Palaeozoic tectonic history of New South Wales. — J. Geol. Soc. Aust., 1974, v. 20, p. 405—426.
- Scheibner E.* Tasman fold belt system or orogenic system introduction. — *Tectonophys.*, 1978, v. 48, p. 153—157.
- Scheibner E.* Tasman fold belt in New South Wales a general description. — *Tectonophys.*, 1978, v. 48, p. 207—216.
- Solomon M. a. Griffiths J. R.* Tectonic evolution of the Tasman orogenic zone, eastern Australia. — *Nature, Phys. Sci.*, 1972, v. 237, p. 3—6.
- Sutherland F. L.* Mesozoic-Cainozoic volcanism of Australia. — *Tectonophys.*, 1978, v. 48, p. 413—427.
- Vandenberg A. H. M.* The Tasman fold belt in Victoria. — *Tectonophys.*, 1978, v. 48, p. 267—297.
- Voisey A. H.* Tectonic evolution of northeastern New South Wales, Australia. — J. Proc. R. Soc. N. S. W., 1959, v. 92, p. 191—203.
- Warren R. G.* A commentary on the metallogenic map of Australia and Papua—New Guinea. — *Bull. Bur. Miner. Res. Geol. Geophys. Aust.*, 1972, p. 145.
- *Wellman P. a. Mc. Dougall I.* Cainozoic tectonic activity in eastern Australia. — *Tectonophys.*, 1974, v. 23, p. 49—65.
- Williams E.* Tasman fold belt in Tasmania. — *Tectonophys.*, 1978, v. 48, p. 159—205.

А

Австралийский кратон, платформа 274—306
 Адавейл, прогиб 316, 325—328
 Аделаида, складчатая система 275, 309—312, 319—324, 335
 Аджабгарх, серия 245
 Аджмер, граниты 245, 267
 Адыча-Детринский антиклинорий 156—157
 Акбайтальская зона разломов 222
 Акдольский комплекс 194
 Акийоси, орогенез 210
 Аkitканская вулканогенная моласса, серия 113
 Аkitканский (Северо-Байкальский) вулканоплутонический пояс 113
 Алазейское поднятие 161
 Алазейско-Олойская зона 164
 Алайско-Яркендский прогиб 234, 236
 Алашаньский щит (массив) 210
 Алдано-Тимптонский блок 8—10
 Алдано-Учурский блок 8, 11
 Алдано-Становой щит 112, 138, 145
 Алданская антеклиза 7, 31
 Алданская ветвь (Предверхоxянского прогиба) 151
 Алданский комплекс («алданий») 8
 Алданский мегаблок 8—12, 18, 28
 Алданский щит 6, 8—15, 27—29, 175
 Алис-Спрингс, орогенез 289, 300
 Аллах-Юнский синклиниорий, складчатая зона 158
 Алтае-Колыванская моноклиза (склон) 60
 Алтае-Саянская область 68
 Алтае-Саяно-Монгольская область 68—108
 Алтынтаг, глыбовое сооружение 220, 226—228
 Алучинское поднятие 174
 Альвар, серия 245
 Алярмаутское поднятие 172
 Амадиес, авлакоген, подвижная зона 275, 278, 286—289, 299—300, 309—311, 335, 337
 Амгаон, «группа» 251
 Амнокган-Намдэхон, интракратонная геосинклинальная система 195
 Амнокганский прогиб 211
 Амуро-Зейский прогиб 131, 143—144
 Амуро-Охотский сегмент 111, 120, 128—129

Анабама, гранит 312
 Анабаро-Алданская полоса (зона поднятий) 16, 18, 19, 34, 39
 Анабарская антеклиза 7, 19—20, 24, 36, 38
 Анабарский выступ, массив, свод 7—8, 15—16, 19—20, 28
 Анабарско-Оленекская антеклиза 19—20
 Анаки, антиклинорий, поднятие 313, 316, 326—327
 Ангари-Бирюсинский выступ 73
 Ангари-Вилуйский прогиб 24, 26, 38
 Ангари-Витимский батолит 119, 139, 146
 Ангари-Ленская антеклиза 19
 Ангари-Ленская ступень 20
 Ангари-Ленский перикратонный прогиб 6, 16, 21, 39, 117
 Ангари-Питский синклиниорий 73
 Ангарская (Иркутская) синеклиза 25, 39
 Ангарский надвиг 22
 Ангарский линеамент, разлом 8
 Ангарский мегаблок 17—18
 Антрим, базальты 300
 Ануиско-Чуйский синклиниорий 105
 Ань Тьау, впадина 197
 Аньшанский комплекс, зеленокаменный пояс 201
 Аравалли, «система» 244
 Араваллиды 245
 Араваллийская геосинклиналь, складчатая система 261, 266—269
 Араваллийский протоконтинент 266
 Араканская складчатая система 271
 Аранта, блок 282—284, 293—294, 298, 305
 Арафура, впадина 291, 300
 Аркаринга, впадина 335
 Аркатаг-Бокалыктаг, складчатое сооружение 226
 Арктический геосинклинальный пояс 150
 Арлтунга, покровный комплекс 284
 Арнем, блок 282—283
 Афгано-Памирский сдвиг 219, 235
 Афгано-Таджикская впадина 217, 235—239
 Афгано-Таджикский массив 233
 Ашбертон, интракратонная геосинклиналь 280, 293
 Аяхтинские граниты 100

Б

Бабабудан, серия 247
 Байкало-Витимский антиклинорий, поднятие 118, 137

Байкало-Витимская эвгеоантклиналь (вулканическая дуга) 110, 112—114
 Байкало-Монголо-Охотская область 108—149
 Байкало-Нижневитимская складчатая система 110—115, 118, 136, 146
 Байкало-Патомская дуга 117
 Байкало-Патомская складчатая система 4, 6, 17
 Байкало-Патомская миеосинклиналь 138
 Байкало-Патомский прогиб, синклиорий 118
 Байкало-Становой свод 145
 Байкальская архейская глыба 112
 Байкальская впадина 134
 Байкальская рифейская геосинклиналь 31
 Байкальская рифтовая система 132—136, 147
 Байкальский ороген 21, 22
 Байкальский орогенный комплекс 113, 115
 Байконурская впадина 58
 Байрат, граниты 245, 266
 Байсунское поднятие 236
 Балахнинский вал 49
 Балларат, прогиб, синклиорий 313, 324
 Балтийский щит 7
 Балыгычано-Сугойский прогиб 181
 Балкытыгхемская серия 98
 Бангемолл, прогиб, синеклиза 281, 297—298
 Банделькандские граниты 261
 Банделькандский блок, кратон, массив 243—246
 Бандер, серия 254
 Банкания, прогиб 313, 322
 Банкер, поднятие 337
 Баньци, серия 199, 203
 Баотоу, грабен 212
 Баратальская серия 79
 Баргузино-Витимская зона 119
 Баргузино-Витимский антиклинорий 118
 Баргузинский комплекс гранитоидов 119
 Бардекин (Бардекин-Ривер), впадина 316
 Бардекин, разлом 275, 309, 312, 316
 Барку, окраинное море 275
 Бассова впадина, рифтовая зона, синеклиза 335—336, 339—340
 Батеневско-Беллыкское поднятие 78
 Батомгский блок, зона 13, 18, 28
 Баттен, авлакоген, горст, грабен, трог 284, 297
 Бахавалпурская моноклиналь 257
 Баян-Обо, комплекс 190, 195
 Баянхонгорский глубинный разлом 121

Белуджистанская геосинклиналь 269—271
 Бенмбраская эпоха тектогенеза 313—314, 324, 334
 Бенгальский прогиб 258—259
 Бендиго, месторождение 313
 Бенди-Туркестанская складчатая зона 223
 Бенди-Туркестанский прогиб 224
 Берач, граниты 244
 Березовский прогиб 22, 117
 Биджавар, серия 245—246, 261
 Билякчанский прогиб 13
 Бирриндуду, впадина 286, 297
 Бирюсинская глыба 16—17, 73, 98—99
 Бирюсинский разлом 4, 73
 Богословско-Веселовская впадина 58
 Бодайбинский синклиорий 113—114, 117
 Больше-Хинганский вулканический пояс 126—127, 146
 Большого Хингана прогиб, синклинорная зона 123
 Большой Артезианский бассейн, синеклиза 304, 309—310, 335—340
 Большой серпентинитовый пояс (Новой Англии) 318
 Борзинский прогиб 121
 Боунигская эпоха тектогенеза 313—314, 325, 334
 Боуэн, бассейн, прогиб 317, 328—329
 Боуэнская эпоха тектогенеза 329, 334
 Братский свод 20
 Бремер, разлом 278
 Бреснахан, группа 281
 Брокен-Ривер, прогиб, синклиорий 316, 325—327
 Брокен-Хилл, массив 309, 312, 324, 337
 Броуси, впадина 291
 Буланаш-Елkinsкая впадина 58
 Булганский (Заалтайский) разлом 96—97
 Буреинский прогиб 128, 144
 Бурка, линия 275
 Бурлукская впадина 58
 Буртана, прогиб 335
 Бусингольский грабен 132
 Бэйшань, глыбовое поднятие 189

В

Вагай-Ишимский выступ 62
 Ванаварская впадина 24
 Вандаашаньская, Вандаашаньско-Ханкайская глыба 126
 Варауна, группа 280
 Вахский антиклинорий, поднятие 238
 Вахский надвиг 235
 Веллингтон, геосинклиналь 324

- Верхнеамурский синклиниорий 123
 Верхнезейский прогиб 132
 Верхоленинская свита 31
 Верхнемуйский прогиб, синклиниорий 20
 Верхнетазовская антеклиза 50
 Верхояно-Колымская складчатая геосинклинальная система 6, 29, 37, 150—154, 181
 Верхояно-Чукотская складчатая геосинклинальная область 149—185
 Верхоянская геосинклиналь 149, 151, 172, 176, 178, 180—181
 Верхоянский комплекс 150
 Верхоянский мегантиклинорий 154
 Верхоянский прогиб 174
 Веснинская серия 74
 Виджайя, серия 249
 Визо, впадина 288, 300
 Виктория-Ривер, впадина 288, 298
 Виллурская серия 311
 Виллюйская зона (мегаблок) 16
 Виллюйская синеклиза 7—8, 16—17, 19, 22, 25—26, 37—38
 Виллюйский авлакоген, линейament, разлом 34—36, 39
 Виллюйско-Мархинская зона разломов 34
 Виндийская синеклиза 243, 267
 Виндийская система 253—254
 Висхарвская единица, серия 220—221
 Висхарвский разлом 221
 Внутреннемонгольская гряда, система, краевое поднятие 137, 188—191, 203—212
 Внутренне-Монгольско-Дунбэйская геосинклинальная система 11, 124—126, 141
 Волго-Уральская антеклиза 21
 Волчанская впадина 58
 Восточно-Австралийская зона перикратонных опусканий 337
 Восточно-Австралийская орогенная провинция 309
 Восточно-Австралийская складчатая геосинклинальная область, пояс 275, 307—334
 Восточно-Азиатский вулканоплутонический пояс 216
 Восточно-Агинский синклиниорий 120, 140, 141
 Восточно-Гатская тектоно-магматическая эпоха, эпоха активизации 248
 Восточно-Гатский пояс 248
 Восточно-Гобийская впадина 146
 Восточно-Европейская платформа 7, 16, 21
 Восточно-Забайкальский прогиб 130
 Восточно-Китайская геосинклинальная складчатая система 214—217
 Восточно-Китайская рифтовая система 212
 Восточно-Китайское перикратонное опускание 188
 Восточно-Кунылунский сегмент 219, 226—230
 Восточно-Лахланская зона 313—314
 Восточно-Саянский разлом 100
 Восточно-Туркменская синеклиза 236
 Восточно-Уральская антиклинорная зона 62
 Восточно-Центральный мегаблок (Индостан) 250—252
 Восточно-Чукотская впадина 174, 181
 Восточно-Чукотский массив 169, 174
 Восточных Гат, пояс 248—249, 266—270
 Врангелевская антеклиза 171
 Вудроф, разлом 287
 Вултана, вулканы 311
 Вьетбакская антеклиза 148, 216
 Вэйхэ, грабен 231
- Г**
- Галилея, впадина 335, 336, 338
 Галифакс, прогиб 337
 Гамбье-Биконсфилд-Сорелл, зона разломов 310
 Гамбье (Гамбье-Отвей), прогиб 336, 339
 Гангпур, группа 251
 Гаскойн, складчатая зона 280, 293
 Гвалиор, лавы 245
 Герирудский разлом 218, 224
 Гибсон, плита 281
 Гижигинский прогиб 178, 180
 Гимпи, зона, прогиб 319, 328, 331
 Гиперборейская платформа 178
 Гипсленд, бассейн 336, 338, 339
 Гириламбон, серия 322, 326
 Гиринская складчатая зона 126
 Гиринский прогиб 142
 Гиссарский разлом 235
 Главный Алтынтагский разлом 228
 Главный Гиндукушский разлом 218, 223—224, 235
 Главный Монголо-Охотский разлом 111, 118, 120, 130, 142
 Главный Саянский разлом 78, 104
 Главный Трансевразийский линейament 111
 Гленлот, граниты 288
 Гобийская плита 145, 146
 Гобийско-Хинганская складчатая система 11, 122—126, 139—140, 146
 Гоганго, антиклинорный пояс 318
 Гоганго, зона надвигов 318
 Годавари, авлакоген, линейament, рифт 246, 252—255, 266, 268
 Гондвана 241, 268
 Гонжинский выступ, поднятие 122, 131
 Горно-Алтайский мегантиклинорий 103
 Гоулер, блок, массив 286—288, 293, 298, 310

Грей-Крик, пояс мафитов — ультрамафитов 316
Гринленд, микроконтинент 320
Гундивинди-Муки-Хантер, зона надвигов 318, 329

Д

Дабэйшань, глыбовое поднятие 197, 203—216
Дамуда, формация 255
Дандас, грабен-синклинорий, рифт, трог 315, 322—323
Данджори, кварцито-песчаники, конгломераты 266
Дантрун, прогиб 337, 339
Дарвазский надвиг 222
Дарваз-Сарыкольская зона 221
Дарвар, система 246
Дарварская протогеосинклиналь 261
Дарварский кратон, массив, протоко-
нтинент 243, 246, 260—261, 266
Дарлинг, впадина, прогиб 315, 337
Дарлинг, линеймент, разлом 285, 278,
290, 298
Дарлинг-Ривер, линеймент 310
Дарпирский разлом 151, 156
Дархатский грабен 132
Даукский разлом, сдвиг 259
Дейвенпорт, разлом 287
Дейвенпорт, прогиб, складчатая зона
283, 297
Деканская впадина, синеклиза 243, 255,
269—270
Деламерская эпоха тектогенеза 311,
313, 323, 334
Дели, система 245, 266
Де Лонга антеклиза 171
Денисон-Аделандская геосинклиналь
298—299
Денисон, грабен, гряда, прогиб 317, 335
Депман, прогиб 292
Дербинская серия 98
Дербинский антиклинорий, глыба 75, 99
Джаббалпур, формация 255
Джагананпур-Данджори-Далма, лавы 266
Джайлс, интрузивный комплекс 287, 298
Джалор, граниты 246, 267
Джебашская свита 83
Джебашский антиклинорий 101
Джейкобабад-Хайрпурская зона подня-
тый 257
Джелтулинская серия 10
Джида-Витимский разлом 111
Джидинская зона 69, 81, 118
Джодпур, песчаники 254, 267
Джорджина, впадина, прогиб 288, 300
Джорджтаун, массив 275, 284—285, 309,
316, 319, 325, 331, 335
Джугджурский плутон 12

Диамантина, линеймент, разлом 275,
336
Додарварский комплекс 247
Дракенсберг, формация 255
Драммонд, прогиб 316, 326—328
Дунтинху, впадина 198, 212
Дуссе-Алинский выступ 125
Дэли-Ривер, впадина 288, 300

Е

Енисейская серия 98
Енисейский линеймент, разлом 8
Енисейско-Саянская геосинклинальная
система 30, 68, 72, 98, 100
Енисей-Хатангская впадина, прогиб 37,
43, 49, 52—55, 60

Ж

Жарминская зона 107
Жуинско-Патомская зона 117
Жуинский разлом 4, 8, 110, 118

З

Зайсан-Гобийская геосинклинальная си-
стема 91, 104—105, 108
Залива Бонапарта, впадина 291, 300—
302
Залива Карпентария, впадина, синекли-
за 292, 300, 304, 335—338
Залива Спенсера, рифт 339
Залива св. Винченца, грабен, рифт 339
Западно-Австралийская периферическая
зона 290, 302
Западно-Австралийский щит 275, 278—
281, 305
Западно-Бадахшанский сегмент 219—
223
Западно-Бенгальская зона перикратон-
ных опусканий 241, 258—259
Западно-Бенгальский рифт 255, 269—
270
Западно-Кульунский сегмент 224—226
Западно-Сибирская мегасинеклиза, пли-
та 49, 55—68, 80, 91, 95
Западно-Хантэйский синклинорий 120
Западно-Юньнанская впадина 201
Зауральская антиклинорная зона 62
Зее-Буреинская синеклиза 127, 144, 146,
212
Зее-Селемджинская зона 126, 140
Зейско-Удский прогиб 129, 144

И

Иенгрская серия 9
Илинь-Тасский прогиб 164, 181
Ильчирский комплекс 99

Индосинийская тектоно-магматическая эпоха 211
 Индосинийский массив 185, 213
 Индостанская платформа 243—272
 Иркутская синеклиза 25
 Иркутский «амфитеатр» 7, 33, 134
 Иркутский юрский предгорный прогиб 22
 Иртышский разлом, зона смятия 93, 100, 107
 Истерн Голдфилдс, зона 292
 Пилгарн, массив 275, 278—280, 292—293, 298
 Ишибулакская зона 222

К

Кайлуский прогиб 126
 Каймур, серия 253
 Каладги, серия 253—254
 Калайхумб-Сауксайская зона 220—221
 Калба-Нарымский батолит 107
 Калбинская зона 107
 Калкадун-Лейнхардт, антиклинорий 284
 Камбейский авлакоген, грабен, рифт 257—258, 270
 Кам-Юньнанская ось 201
 Канадский щит 7
 Кандатский разлом 82, 83
 Канимблская эпоха тектогенеза 314, 328, 334
 Канманту, зона, пояс, трог 299, 309—313, 320—324, 335
 Каннинг, синеклиза 278, 282, 289, 300, 304
 Канская глыба 4, 17, 98
 Канско-Тасеевская синеклиза 24, 25, 36, 72
 Каприкорн, прогиб, рифт 337—339
 Караджарская впадина 58
 Карагасско-оселочная серия 31
 Каракульский надвиг 219
 Каракульский синклиний 221
 Каракумо-Таджикский массив 237
 Карачинский прогиб 269
 Карнарвон, бассейн 290, 300, 305
 Карнул, серия 254
 Карпентарий 281
 Карру, комплекс 255
 Карру, синеклиза 256
 Касская межгорная впадина 63
 Катазиатская складчатая геосинклинальная область, система 185, 198, 214—217
 Катазиатский антиклинорий (поднятие) 216
 Катазиатский вулканоплутонический пояс 214—216
 Катазия 216
 Катангская антеклиза, свод 20

Катазиатские каледониды 214—217
 Катунский антиклинорий 101
 Каувер-Бассейн, прогиб 259
 Каура, прогиб 314, 325—326
 Кафирнитанский антиклинорий, поднятие 237
 Качско-Кативарский свод 257—258
 Кванмо, глыба 195
 Квидонгская эпоха тектогенеза 324
 Квинслендский сегмент 309
 Кемпбелл, микроконтинент 310
 Кемпендйские дислокации 28
 Кемпендйский авлакоген, прогиб, грабен 35
 Кенги, глыба, массив 194, 195, 203
 Кеперти, антиклинорий 314, 325—327
 Керулен-Аргунский срединный массив 111, 122—123, 130—131, 138—142, 174
 Кимберли, блок, впадина 281, 285, 293, 298, 305
 Кинг-Лиополд, складчатая зона 281—283, 289, 293, 299
 Киртар-Сулейманская складчатая система 256
 Китайская платформа 185—217
 Китайско-Корейская глыба, мегаблок 188—197
 Кларенс-Моретон, впадина 319, 329—330, 337—338, 340
 Клошпет, батолит гранитов 248, 261
 Кобар, прогиб 324—326
 Кодаро-Кеменский гранитный лополит 12
 Кодаро-Удоканский прогиб 12
 Коен-Джорджтаунский выступ 309
 Коен, складчатая зона 285, 297
 Коларский пояс 260
 Колхан, серия 266
 Колывань-Томская зона 90, 101
 Колывань-Томский сегмент 95—96
 Комет, поднятие 317
 Кондоболин, поднятие 326
 Копетдагская складчатая система 224
 Коратти, карбонатит 267
 Корганский синклиний 87
 Корейско-Китайская полоса поднятий 212
 Коромандельский периокеанический прогиб 241, 259
 Корякская эвгеосинклиналь 175
 Котринский вал 257
 Котуйский разлом 7
 Кохат-Потварский прогиб 257
 Кочечумская впадина 24
 Красный бассейн 201
 Красной реки (Хонгха) разлом 198, 214
 Кройдон, вулканы 285, 319

Кувайская серия 99
 Кугитангский выступ 236
 Куддапахская система 253
 Куддапахский прогиб, синеклиза 243, 253, 267
 Кулинское куполовидное поднятие 155—156
 Кулябский предгорный прогиб, синклинорий 219, 238
 Куньлунская геосинклинальная складчатая система 219—220, 224—228
 Куньян, серия 199—201, 203
 Купер, впадина 328, 335, 337
 Курайский разлом 86
 Курейская впадина 23
 Култушибинский антиклинорий 83, 101
 Куруктаг, поднятие, 188
 Куульское поднятие 169
 Кучалгар, серия 245
 Кылахская зона 158
 Кютюнгинский прогиб 20, 36

Л

Лаптевская синеклиза 170
 Лаптевых моря, массив 173
 Лаура, впадина 337—338
 Лахланская складчатая геосинклинальная система 309—310, 312—317, 320—328
 Лемурия 270
 Лено-Анабарский прогиб 38, 50
 Ленская ветвь (Предверхоанского прогиба) 151
 Линденская впадина 154
 Лолуорт-Равенсвуд, блок, 316, 329
 Ломоносово-Святоноская зона разломов 170
 Лорд-Хау, микроконтинент 310, 320, 331
 Лорн, впадина 330
 Лоун-Хилл, впадина 286
 Лунгинская впадина 154
 Луньмэншань, складчатая система 200
 Лысанский комплекс 99
 Лэйк-Бланш, разлом 275, 312, 336
 Люльянская тектоно-магматическая эпоха 202
 Ляхоз, авлакоген, грабен, рифт 212
 Ляхоз, серия 195

М

Маймакано-Батомгский блок 8, 9, 11
 Майменсингская флексюра 270
 Мак-Артур, впадина 286, 297
 Макхейл, гранодиориты 282

Малабарский перикоеанический прогиб 241, 258
 Малани, серия 246, 254
 Маггилди, впадина 329—330, 338
 Малохингано-Ханкайская зона 126
 Малохингано-Ханкайская геосинклинальная система 195
 Малханско-Яблоновая зона 111, 118, 138, 146
 Мамский синклинорий 113, 117
 Мамско-Бодайбинский прогиб, синклинорий 138
 Мамско-Оронский комплекс гранитов 114
 Маннинг-Маклей, прогиб 329
 Манский прогиб 100
 Маньчжурский комплекс 125
 Мари-Кандхотская зона поднятий 257
 Марри, впадина, синеклиза 310, 312, 328, 335—339
 Марское поднятие 117
 Мартайгинский массив 78
 Мархинский прогиб-грабен 26
 Масгрейв, блок, массив 286—287, 298, 305
 Маунт-Айза, складчатая зона 284, 297, 335, 337
 Маунт-Райт, вулканическая дуга 322
 Маунт-Рид, вулканическая дуга 315, 322
 Махадева, формация 255
 Маханади, грабен, линеамент, рифт 250—255, 268
 Мачхоллен, прогиб, геосинклинальная система 195, 202
 Маши-Шул, впадина 291
 Медного пояса, зона разломов 250
 Мельбурнский прогиб, синклинорий 314, 324—327
 Мернойская серия 311
 Мерфи, складчатая зона 286, 297
 Минусинская впадина, прогиб 79—80, 104
 Мирненский свод 20
 Молонг-Канберра, геантиклиналь, островная дуга 313—314, 324—325
 Момо-Зырянский прогиб, синклинорий, складчатая зона 163
 Момская впадина, грабен 132, 133, 183
 Момско-Полоусненский прогиб 174
 Монголо-Амурская складчатая система 111, 119, 128—132, 142—143
 Монголо-Дунбэйская молодая платформа 144, 146
 Монголо-Забайкальский сегмент 111, 119, 120
 Монголо-Охотская геосинклинальная область, система, пояс 13, 40

Монголо-Охотский разлом, шов 121, 147
 Монголо-Становой свод 142
 Морехо, впадина 336
 Муйская архейская глыба 112
 Муйский комплекс, серия 113
 Муки-Хантер, зона надвигов 318
 Мукурский разлом 218
 Мунский свод 20
 Мургабская впадина 236
 Мурская впадина 24
 Мэриборо, впадина 319, 329—330, 337, 339

Н

Набберу, прогиб 280, 293
 Нага-Лушайская складчатая система 252
 Нагар-Паркарский выступ фундамента 257
 Надым-Пурская неоантеклиз 67
 Надымская синеклиза 67
 Назаровская межгорная впадина 63
 Наллагайний 281
 Наллагайн, прогиб 281
 Намбукка, блок 318
 Намдочхон-Амноктан, прогиб 195
 Нандагон, группа 251
 Нанним, блок, глыба, массив 195, 203
 Нанто, тиллиты 215
 Нармада-Сон-Дамодар, линеймент, рифт 243, 254—255, 258, 266—269
 Натуралист, блок 290
 Нгалия, прогиб 289, 299
 Небайн, гряда, дуга 275, 326, 335
 Нельканский краевой шов, разлом 6
 Неокатазиатская система дислокаций 212
 Непский свод 20
 Несмуриная серия 9
 Нечерский антиклинорий 117, 137
 Нижнеалданская впадина 151
 Нижнемотская свита 31
 Ниланская ветвь, антиклинорий 129
 Нинся, грабен 173, 192
 Новоанглийская складчатая геосинклинальная система 309—310, 317—319
 Новосибирский массив 168
 Новосибирско-Калбинский синклинорий 105—106
 Новоюжноуэльско-Викторианский сегмент 310
 Норильская впадина 24
 Норк-Уэзерби, зона разломов 336
 Норско-Селемджинский прогиб 129
 Нортхемптон, блок 290
 Норфолк, микроконтинент 320
 Нутгхалли, пояс 261
 Нюйская впадина 117

О

Обь-Зайсанская складчатая система 56—57, 106
 Озерная зона 81
 Окчхонский авлакоген, грабен-прогиб 196, 203, 211
 Олбени-Фрейзер, пояс 298
 Олбени-Эсперанс, зона 278
 Олекминская серия 9
 Олекминский блок 8, 11
 Оленекский свод 8, 16, 17
 Ольдойский прогиб 131
 Олойская зона 167, 174
 Омолонская глыба, массив 29, 151, 160, 173, 179
 Омская межгорная впадина 63
 Омская синеклиза 61
 Омско-Кулундинская неосинеклиза 67
 Омuleвский горст-антиклинорий 175
 Онон-Туринский разлом 121
 Онотский грабен 16—17
 Орд, впадина 288, 300
 Ордоская синеклиза 211—212
 Орулганский мегантиклинорий 154
 Орхоно-Селенгинская зона приразломных прогибов 121
 Орхоно-Селенгинский вулcano-плутонический пояс 121, 141, 143, 147
 Отвей, прогиб 336, 338—339
 Офисер, авлакоген, прогиб, синеклиза 278, 287—289, 299, 300, 335
 Охотский краевой массив 29, 150, 159, 160, 174
 Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс 159, 182

П

Пабна-Майменсингская флексура 259
 Падтауэй, поднятие 336
 Пайн-Крик, складчатая зона 281—283, 293
 Палеовиллюйский авлакоген 38
 Палмервилл, разлом 275, 285, 309, 316—317, 325
 Памиро-Алайская зона 219, 221, 235
 Памиро-Каракорумский разлом, сдвиг 219, 224, 235
 Памирская дуга 239
 Панчет, формация 255
 Парадайз, грабен 284, 297
 Парана, синеклиза 256
 Паропамиз-Циньлинская складчатая геосинклинальная система 217—236
 Паропамизский сегмент 218, 223—224
 Патерсон, геосинклинальная зона 293
 Патерсон-Масгрейв, погребенный кряж 286

Патомо-Вилуйский линеймент 26
 Патомский прогиб 113—114, 138
 Паунд, кварцит 311
 Перт, бассейн 290
 Петерман-Рейндж, орогенез 289
 Пик-Денисон, поднятие 310
 Пилбара, массив 275, 280, 292—293
 Пил, надвиг, шарьяж 318, 327—329, 331
 Полда, прогиб 292
 Полкский грабен, рифт 249, 270
 Полосчатых гнейсов (Индостана), комплекс 244
 Полоусненский синклинорий 157
 Полуостровные гнейсы 247, 260
 Посольно-Агаарский комплекс гранитон-
 дов 100
 Попгайский грабен 20
 Предбайкальский (Прибайкальский)
 прогиб 6, 21
 Предараканский прогиб 259
 Предбадахшано-Кульунский прогиб
 235
 Предверхоанский (Приверхоанский) пе-
 редовой прогиб 6, 26, 38, 132, 151
 Предгималайский прогиб 256, 258, 271
 Предкиргизский прогиб 257
 Предкульунский предгорный прогиб
 224, 235
 Предсаянский (Присаянский) предгор-
 ный прогиб 6, 19, 25, 38
 Предстановой прогиб 38
 Предсулейманский прогиб 257
 Предтаймырская депрессия, прогиб 25,
 38
 Предциляньшанский (Хэси) прогиб
 229—230
 Приаргунская зона 121
 Приенисейский склон Западно-Сибир-
 ской мегасинеклизы 60
 Приморский краевой шов, разлом 4, 7
 Пурский желоб, рифт 61
 Пхённамская впадина 194—196, 203
 Пясинский линеймент, разлом 8

Р

Равенсвуд, блок 313, 316, 326
 Раджастанско-Банделькандский мега-
 блок 244
 Раджамахал, формация 255
 Раджамахальский грабен, рифт 255
 Рассохинский вал 49
 Раучуанская впадина 181
 Рева, серия 254
 Райяло, серия 245
 Рангпурская седловина 258
 Ривон, зона, прогиб 192, 204
 Роки-Кэйп, антиклинорий 312, 315, 321

Рупена, вулканы 311
 Русская плита 19, 30, 67
 Рыбинская впадина 104, 106—107

С

Саккарский выступ фундамента 257
 Саколи, группа 251, 261
 Сангань, комплекс 190, 192
 Сангиленская (Сангиленско-Хамарда-
 банская) глыба 99
 Сарара, граниты 244, 266
 Саргодийский выступ 246, 257, 267
 Сарматско-Туранский линеймент 238
 Сарсурский комплекс 247—260
 Сатпура, складчатая система 251—252,
 261, 266
 Сатпурский тектонический цикл 251
 Саусар, группа 251
 Саут-Николсон, впадина 286
 Святоносско-Олойский вулканический
 пояс 181, 182
 Саяно-Тувинский разлом, 84
 Северного Таймыра, массив 42—47
 Северного Памира, зона 220—223
 Северо-Австралийский щит 278, 281—
 285
 Северо-Азиатский кратон, плита 6, 27,
 29, 183
 Северо-Американская платформа 7, 21
 Северо-Афганский вулканоплутониче-
 ский пояс 223
 Северо-Афганский сегмент 218
 Северо-Афганское поднятие 224
 Северо-Байкальский вулканоплутониче-
 ский пояс 137
 Северо-Восточная зона смятия Рудного
 Алтая 86
 Северо-Восточный мегаблок (Индостан)
 250
 Северо-Дабэйшанский авлакоген 203
 Северо-Казахстанский склон Западно-
 Сибирской мегасинеклизы 60
 Северо-Квинслендская геосинклиналь
 297—298, 320
 Северо-Китайская плита 188, 191—194
 Северо-Китайская синеклиза 193—194
 Северо-Памирский краевой шов 219
 Северо-Памирский сегмент 219, 235
 Северо-Патомская впадина 21
 Северо-Пенджабский склон платформы
 257
 Северо-Туруингский разлом 4, 6, 8, 128
 Сейшельско-Мадагаскарский микрокон-
 тинент 270
 Селенгино-Верхневитимская складчатая
 система 110—111, 118—120, 130, 137, 138

Селенгинно-Яблоновая складчатая система 110
 Селенняхское поднятие 172
 Семри, серия 253
 Сибирская платформа 4—42
 Сивана, граниты, пегматиты 246
 Сидней, бассейн, прогиб 317, 328—329, 340
 Сидней-Боуэн, прогиб 309, 317, 326, 328, 335, 338
 Сикан-Юньнанская гряда 198, 200—216
 Сингбумский протоконтинент 266
 Сетте-Дабан, складчатая зона 157, 175
 Сетте-Дабанский прогиб 160
 Сингбумский свод 250, 261
 Синдская моноклиналь 257
 Синд-Пенджабская зона перикратонных опусканий 241, 256, 269—270
 Синийская система 190
 Сино-Корейский щит 211—212
 Сихотэ-Алинская геосинклинальная система 125, 142—143
 Скифско-Туранская плита 67
 Скотт, плато 291
 Слюдянская серия 98
 Солонкерская зона 72, 124
 Соляного кряжа поднятие 256—257, 267—268
 Средне-Иртышская синеклиза 60
 Среднеононский прогиб 121
 Среднесибирская плита 7, 19, 25, 28
 Становой комплекс 12
 Становой пояс 6, 11—13, 18, 27—28, 38, 40, 118
 Становой разлом, шов 8, 12, 15
 Стерлинг, разлом 278
 Стёрт, блок 286, 288, 293
 Стёртская серия 311
 Стикс, впадина 337—338
 Стюарт, перикратонное опускание 310
 Сугойский прогиб 179
 Сунгари-Ляохэ, Сунляо синеклиза 212
 Суньи, грабен 212
 Суньфын, впадина 197
 Сурат, синеклиза, суббассейн 317, 335
 Сурнихинский комплекс 99
 Сурхобская зона 220
 Сурханский синклиниорий 238
 Сутамская серия 9, 27
 Суханская впадина 20
 Сухопитская серия 99
 Сухэбаторская зона 122
 Сычуанская синеклиза 198, 200—212

Т

Табберабберская эпоха тектогенеза 313—314, 327, 334
 Тайгоносский массив 172, 173

Таймыро-Байкальский линеамент, разлом 7, 16, 20
 Таймыро-Верхоянская геосинклиналь 37
 Таймыро-Североземельское поднятие, свод 42, 52
 Таймыро-Тунгусская геосинклиналь 18
 Таймырская складчатая система 37, 52, 56
 Таймырский прогиб 37
 Тайцзыхэ, зона 204
 Таджикская виргация 239
 Талицкий антиклинорий 86
 Талчир, формация 268
 Тамар, разлом 315
 Тамурт прогиб, синклиниорий 318, 326—328
 Танамн, складчатая зона 283, 293
 Танимасский надвиг — 222, 235
 Таримская впадина 217
 Таримский массив, плита, 187, 188
 Таркандинский разлом 9
 Тарский склон Индостанской платформы 256—257
 Тасеевская синеклиза 24—25, 36
 Тасмана, линия 316
 Тасманская впадина, синеклиза 335—338
 Тасманская геосинклиналь 299, 309, 320
 Тамцагско-Далайнорская синеклиза 145—146
 Тасманский сегмент 310
 Татарский антиклинорий 74
 Тау-Ривер, батолит 282
 Тахтакорумский разлом 225
 Тахтинский массив 129
 Таяншунский грабен, прогиб 127
 Тегульдетская межгорная впадина 63
 Тейский комплекс гранитоидов 29, 74
 Тейская серия 98
 Телецкий антиклинорий 101
 Телецко-Чульшманский антиклинорий 85
 Теннант-Крик, складчатая зона 283, 293
 Тепторгинская серия 113
 Теректинский горст 87
 Тибетско-Вьетнамская геосинклинальная складчатая система 185, 201, 210, 213
 Тиенна, антиклинорий 312, 315, 321
 Тиморский желоб 291
 Тимптоно-желтулинская серия 9, 27
 Тимптонская серия 10
 Тихоокеанский геосинклинальный пояс 15, 137
 Тоджинская впадина 103
 Токкинская впадина 132
 Томсонская складчатая система 309, 324
 Тонигала гранит 250
 Торомский прогиб 129, 132

Торренс, бассейн, разлом, рифт 310
 Торренская серия 311
 Траудл, прогиб 314, 325
 Трансевразийская зона разломов 111
 Трансконтинентальное поднятие 21
 Тувино-Монгольский срединный массив 69, 72, 75—76, 101
 Тувинская впадина 104, 106—107
 Тугурская ветвь, антиклинорий 129
 Тукурингра-Джагдинская зона 128, 146
 Тунгусская серия 74
 Тунгусская синеклиза 256
 Тунгусский мегаблок 17—18
 Тункинская впадина 132, 134
 Туранская плита 236
 Тургайский прогиб 58, 59
 Тургангольский разлом 86, 96
 Туринская серия 59, 63
 Туруханско-Игарская зона дислокаций 4
 Туруханско-Норильская зона дислокаций 18—19, 24—25, 29, 34
 Тюнгский блок, массив 17
 Тяньшанская геосинклинальная система 187
 Тянь-Шань-Кунылунский линеймент, сдвиг 219, 224

У

Уайтуотер, вулканы 282
 Уват-Хантымансийский срединный массив 56, 62
 Уда-Витимская зона 118, 146
 Уджинский разлом 8
 Удоканская серия 12
 Удоканская впадина, прогиб 28, 36
 Удский прогиб 132
 Удско-Шантарская зона 129, 140
 Уилльяма, массив 275, 298, 309—310, 319, 324
 Уит, пояс 278
 Уйменско-Лебедский прогиб 79, 86, 100—101, 105
 Уйская серия 29, 173
 Уйсуйский разлом 221
 Уланульская складчатая зона 123, 124
 Улканский комплекс 28
 Улканский лакколлит 13
 Улканский прогиб 12—13, 28
 Умна, слон 269
 Унтала, граниты 245, 267
 Ундди, граниты 288
 Уогга, зона 313—314, 324—326
 Уолломин-Тексас, блок 318, 327
 Уонаминта, блок, массив 275, 313, 319, 321—322, 335, 337
 Уорбертон, прогиб 335
 Уоррамунга, складчатая зона 283

Уортон, котловина 291, 302
 Урало-Монгольский геосинклинальный пояс 62, 108
 Урало-Оманский линеймент 218
 Урало-Охотский геосинклинальный пояс 15, 62, 147, 187
 Уральская моноклиза, склон Западно-Сибирской мегасинеклизы 60
 Уральская складчатая система 56
 Уринская ветвь байкалит 21
 Уринская интракратонная складчатая зона 117
 Уринский антиклинорий, плакантиклинорий 22
 Усть-Енисейская депрессия, прогиб 4, 25
 Усть-Кутский свод 20
 Усть-Ленский грабен, прогиб 170—171
 Утай, комплекс 190—191
 Учурская серия 29
 Ушаковская свита 115
 Уянская серия 28, 173

Ф

Файзабадская зона 221
 Фитцморис, зона 288
 Фитцрой, авлакоген, грабен 289, 300—302
 Форт-Боуэн, антиклиналь 335
 Фрейзер, разлом 278
 Фу-Нгы, шовная зона 198
 Фуню-Дабэ, антиклинорий 197
 Футайская тектонико-магматическая эпоха 202
 Фучжоу, авлакоген, впадина, зона 196, 203
 Фэнвей, грабен 212

Х

Хазары, складчатая система 257
 Хайленд, серия 249
 Хамар-Дабан, серия
 Хамардабанский выступ, глыба 76, 146
 Хаммерсли, прогиб 280, 293
 Хангай-Забайкальская зона, геосинклинальная система 138, 140—142
 Хангайский свод 145
 Хангайский синклинорий 120
 Хангай-Хэнтэйская синклинорная зона 121
 Ханкайская глыба, срединный массив 125
 Хантайская антеклиза 61
 Хантер-Боуэн, орогенез 329
 Хантерская эпоха тектогенеза 329, 334
 Ханты-Мансийская синеклиза 60, 64

Ханхухэйский разлом 118
 Хапчагайский свод 26
 Хараелахская впадина 24
 Хархирская зона 82, 86, 103
 Хемчик-Систигхемский прогиб 85, 103
 Хесан-Ривонский авлакоген, грабен, прогиб 196, 204, 211
 Хатангская депрессия 25
 Хатчес-Крик, серия 283
 Хилл-Энд, прогиб, рифт, синклиниорий 314, 325—326
 Хингано-Бурейнский срединный массив 111, 126—128, 143, 201—213
 Хингано-Ханкайская геосинклинальная система 138
 Хиткот, антиклинорий 324
 Хиткот, зона разлома, шов 313, 325, 331
 Ходжкинсон, зона, сегмент 309, 312, 316—317, 320
 Холзунско-Чуйский антиклинорий 87, 101
 Холлс-Крик, складчатая зона 281—283, 293, 298
 Хуайянская тектоно-магматическая эпоха 211
 Хубсугульский грабен 132
 Хубсугульский прогиб 76
 Хубэй-Гуйчжоуская синеклиза 198, 200—210
 Хуто, комплекс, серия 202
 Хутти, сланцы 260
 Хэнтэй-Даурский свод 145
 Хэнтэйско-Даурский синклиниорий 120
 Хэси передовой прогиб 229, 234
 Хэхуайская синеклиза 191—193, 204, 212

Ц

Цаганшибэтинский разлом 85
 Цайдамская впадина 226—230
 Центрально-Австралийская интракратонная подвижная зона 278
 Центрально-Азиатский ороген 132, 135, 137, 139
 Центрально-Азиатский пояс 69, 91, 101, 109
 Центрально-Алданский блок 9, 11
 Центрально-Бадахшано-Памирская зона разломов 222
 Центрально-Западно-Саянский синклиниорий 101, 104
 Центрально-Индостанский щит 243
 Центрально-Казахстанский микроконтинент, срединный массив 62
 Центрально-Куьуньский сегмент 219
 Центрально-Монгольская геоантиклинальная зона

Центрально-Сибирская антеклиза 19—21, 23—25
 Центрально-Тунгусский линеймент, разлом
 Центральный антиклинорий Восточного Саяна 75
 Центральный антиклинорий Енисейского кряжа 74
 Центральный антиклинорий, поднятие (Новой Англии) 318, 328
 Центральный Восточно-Забайкальский синклиниорий 121
 Цинхайский грабен-синклиниорий
 Циньлинский сегмент 220, 230—231
 Цзуны, поднятие 200
 Цзянанская антеклиза, массив 198—199, 204—215
 Цзянси-Гуансийский синклиниорий 215—216
 Цилянъшань (Наньшань) складчатая зона 228—230
 Циньлинская геосинклинальная складчатая система 185, 197, 230—236

Ч

Чагос-Лаккадивская гряда 258
 Чадобецкое поднятие 25
 Чайбаса, серия 261
 Чаманский разлом 218
 Чарский блок 8, 11, 18
 Чарская впадина 15
 Чарская серия 9
 Чарско-Олёмминский блок, зона 11, 13, 15
 Челябинская впадина, угленосный бассейн 58, 59
 Челябинская серия 59, 63
 Чемпион, гнейсы 246, 248
 Ченьцзянская тектоно-магматическая эпоха 204
 Чиньнинская тектоно-магматическая эпоха 203
 Чиронский прогиб 121, 141
 Читрадурга, граниты 248
 Чотанагпурское поле гранито-гнейсов 252, 261
 Чуйская серия 113
 Чуйский антиклинорий 115
 Чуйско-Нечерская миогеоантиклиналь 138
 Чуйско-Тонодский антиклинорий 117, 137
 Чульманская впадина 13
 Чулымо-Енисейская синеклиза 60
 Чулышманский антиклинорий, блок 85, 101, 103

Ш

Шаньдунская глыба, массив 196, 203
Шаньси, антеклиза 188, 192—193, 203
Шарыжалгайский выступ фундамента 17, 73, 98
Шевли-Аянская зона 129
Шиллонгский выступ, мегаблок 7, 252, 270
Шонг Ло массив, поднятие 197—198
Шри Ланка, мегаблок 249—250, 270

Ы

Ыгыаттинский прогиб-грабен 26

Э

Эвенкийская свита 31
Эдит-Ривер, вулканы 283
Эйнасли, массив 297
Эксмут, плато 291
Эльги-Кулинская зона пологих дислокаций 155, 156
Эринпура, граниты 245, 267
Эроманга, синеклиза 304, 335
Эск, грабен, рифт 319, 329—330
Этеридж, складчатая зона 285

Ю

Юдомо-Майский прогиб 6, 29, 31
Юдомская свита 13
Южно-Австралийская зона периокеанических опусканий 292, 337
Южно-Австралийский щит 278
Южно-Анюйский грабен, прогиб 170, 181
Южно-Верхоянский прогиб, складчатая зона 173, 174
Южно-Гиссарский разлом 238
Южно-Индийский блок 246
Южно-Китайская глыба, мегаблок 185, 187, 197—201

Южно-Кукунорский (Цинхайский) грабен-синклинорий 230
Южно-Лаптевский свод 171
Южно-Таймырская складчатая система 43, 57
Южно-Таймырский прогиб 37
Южно-Таримский разлом 225
Южно-Турунгрский разлом 128
Южно-Тяньшанская складчатая система 217
Южно-Чукотская синеклиза 171
Юкагирская глыба 160—161
Юкла, бассейн, прогиб 292, 304—305
Юло, гряда 326—327, 335
Юнгелла-Гоганго, вулканическая дуга 328
Юньнань-Гуансийская синеклиза 198, 200—216
Юрока, седло 335—338
Юстыдский прогиб, синклинорий 105

Я

Яванский прогиб, синклинорий 238
Ямало-Тазовская синеклиза 60
Ямальная синеклиза 67
Яно-Индигирский мегасинклинорий 154
Яно-Колымская зона, мегасинклинорий 154
Янский мегасинклинорий 155
Янско-Лаптевское сводовое поднятие 171
Янцзы, платформа 187
Яньшанская тектоно-магматическая эпоха 211
Яньшанский авлакоген 190—191, 195, 203
Яркендский предгорный прогиб 189
Яррол, синклинорий 318, 327—329
Ясс, шельф 325
Яхсуйский прогиб, синклинорий 238

От автора	3
---------------------	---

Раздел первый.

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ СЕВЕРНАЯ АЗИЯ

Глава I. Древняя Сибирская платформа	4
1. Границы платформы и ее основные подразделения	4
2. Алданский щит, Анабарский массив и общая структура фундамента платформы	8
3. Структура осадочного чехла Среднесибирской плиты	19
4. Основные этапы развития	27
5. Выводы по истории и структуре Сибирской платформы	39
Список литературы	41

Глава II. Таймыро-Североземельская складчатая область	42
1. Общие черты структуры. Основные взгляды на тектонику региона	42
2. Карский массив	44
3. Северо-Североземельская зона	47
4. Центральнo-Таймырская зона	48
5. Южно-Таймырская зона	48
6. Енисей-Хатангский прогиб	49
7. Основные этапы развития	50
8. Некоторые выводы	53
Список литературы	54

Глава III. Западно-Сибирская молодая плита (мегасинеклиза)	55
1. Границы плиты и состояние ее изученности	55
2. Внутреннее строение складчатого фундамента плиты	55
3. Раннемезозойский тафрогенный комплекс	57
4. Структура платформенного чехла	60
5. Основные этапы развития	62
Список литературы	67

Глава IV. Алтае-Саяно-Монгольская позднедокембрийско-палеозойская складчатая геосинклинальная область	68
1. Границы и основные структурные подразделения. Геологическая изученность	68
2. Енисейско-Саянская байкальская складчатая геосинклинальная система и Тувино-Монгольский срединный массив	72
3. Кузнецко-Северо-Монгольская салаирская складчатая геосинклинальная система	78
4. Алтае-Западно-Саянская каледонская складчатая геосинклинальная система	82
5. Зайсан-Гобийская герцинская складчатая геосинклинальная система	91
6. Основные этапы развития	93
Список литературы	108

Глава V. Байкало-Монголо-Охотская складчатая геосинклинальная область байкальско-киммерийского возраста	108
1. Основные черты структуры и главные подразделения	108
2. Байкало-Нижневитимская байкальская складчатая геосинклинальная система и Байкало-Витимское поднятие	112
3. Селенгино-Верхневитимская салаирская складчатая геосинклинальная система	118
4. Монголо-Амурская герцинско-киммерийская складчатая геосинклинальная система — Монголо-Забайкальский сегмент, герцинская структура	119
5. Керулен-Аргунский срединный массив	121
6. Гобийско-Хинганская герцинская геосинклинальная складчатая система	123
7. Внутренне-Монгольско-Дунбэйская позднегерцинская складчатая геосинклинальная система	124
8. Хингано-Буреинский срединный массив	124

9. Монголо-Амурская герцинско-киммерийская складчатая геосинклинальная система — Аму́ро-Охотский сегмент	128
10. Мезозойские прогибы Монголо-Амурской и смежных систем	129
11. Байкальская рифтовая система	132
12. Основные этапы развития	136
13. Некоторые выводы	146
Список литературы	148

Глава VI. Верхояно-Чукотская позднекиммерийская складчатая геосинклинальная область

1. Основные черты структуры и изученность	149
2. Верхояно-Колымская складчатая геосинклинальная система	151
3. Сетте-Дабан, Южное Верхоянье и Охотский массив	157
4. Колымо-Омолонский срединный массив и его палеозойское обрамление. Алазейско-Олойская складчатая зона	160
5. Новосибирско-Чукотская складчатая геосинклинальная система. Новосибирский и Восточно-Чукотский древние массивы	167
6. Периарктическая зона наложенных позднемеловых — кайнозойских впадин	170
7. Основные этапы развития	172
8. Некоторые выводы	183
Список литературы	184

Глава VII. Китайская древняя платформа и Катазиатская байкало-каледонская складчатая геосинклинальная область

1. Границы Китайской платформы, основные структурные подразделения и состояние изученности	185
2. Китайско-Корейский платформенный мегаблок	188
3. Южно-Китайский (Китайско-Вьетнамский) платформенный мегаблок	197
4. Основные этапы развития Китайской платформы	201
5. Некоторые выводы по истории и структуре Китайской платформы	213
6. Восточно-Китайская (Катазиатская) каледонская складчатая геосинклинальная система и эпикаледонская плита	214
Список литературы	217

Глава VIII. Каледоно-герцинская складчатая геосинклинальная система Паропамиза — Северного Памира — Куньлуня — Циньлуня

1. Границы, основные структурные подразделения и состояние изученности	217
2. Западно-Бадахшанский — Северо-Памирский сегмент	220
3. Паропамизский сегмент	223
4. Западно-Куньлуньский сегмент	224
5. Центральнo-Куньлуньский сегмент	226
6. Восточно-Куньлуньский сегмент. Аркатаг, Алтынтаг, Цайдам и Циляншань	226
7. Циньлуньский сегмент	230
8. Основные этапы развития	231
9. Афгано-Таджикская межгорная впадина	236
Список литературы	239

Раздел второй

СУБКОНТИНЕНТ ИНДОСТАН

Глава IX. Основные черты рельефа и строения Индостана. Геологическая изученность

Глава X. Индостанская древняя платформа. Основные черты структуры	243
---	-----

1. Выступы фундамента	243
2. Внутренние впадины платформы	252
3. Перикратонные и периокеанические прогибы	256

Глава XI. Индостанская древняя платформа. Основные этапы развития

Список литературы	271
-------------------	-----

Раздел третий

АВСТРАЛИЯ

Глава XII. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность

Список литературы	274
-------------------	-----

Глава XIII. Австралийская древняя платформа

1. Границы древней платформы и ее основные подразделения	274
2. Выступы фундамента — щиты и блоки (массивы) и структуры древнейшего чехла. Западно-Австралийский щит	278

3. Северо-Австралийский щит	281
4. Южно-Австралийский щит	286
5. Структуры позднепротерозойского и фанерозойского осадочного чехла	288
6. Северо-западная и северная зона периокеанических опусканий	291
7. Южно-Австралийская периокеаническая зона	292
8. Основные этапы развития	292
9. Некоторые выводы	306
Список литературы	307

Глава XIV. Восточно-Австралийская палеозойская складчатая область . . . 307

1. Основные черты структуры и рельефа и главные структурные подразделения	307
2. Позднебайкальская (салаирская) складчатая система Аделаиды	310
3. Лахланская позднекаледонская складчатая система	312
4. Позднегерцинская складчатая система Новой Англии	317
5. Основные этапы развития Восточно-Австралийской геосинклинальной области	319
6. Некоторые выводы по истории и структуре Восточно-Австралийской области	330
7. Структура платформенного чехла Восточной Австралии	335
8. Основные этапы формирования платформенного чехла Восточной Австралии	337
Список литературы	340
Предметный указатель	342

ИБ № 2806

Виктор Ефимович Хаин

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА
ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ АЗИЯ И АВСТРАЛИЯ**

Редактор издательства М. Д. Мирзоева

Переплет художника В. Я. Батищева

Художественный редактор Е. Л. Юрковская

Графики-иллюстраторы Б. А. Руденко,
В. П. Гвоздева, А. Т. Царева

Технический редактор Е. С. Сычева

Корректор М. П. Курьева

Сдано в набор 12.06.79

Подписано в печать 15.11.79

Т-20055

Формат 70×108¹/₁₆

Бумага № 1

Гарнитура литерат. Печать высокая

Печ. л. 22,5 Усл. печ. л. 31,5 Уч.-изд. л. 33,79

Тираж 2000 Заказ 373/7167—1 Цена 5 р. 60 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,

Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика

объединения «Аэрогеология»