

ГЕОЛОГИЯ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ (СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ)

Рекомендовано Государственным комитетом
Российской Федерации по высшему
образованию в качестве учебника для
студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению и
специальности «Геология»



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1996

ББК 26.3
М 60
УДК 55(1):075.8:(47+57)

Рецензенты:

кафедра региональной геологии и палеонтологии МГГА;
член-корреспондент РАН Л. И. Красный

Милановский Е. Е.

М 60 Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии):
Учебник. — М.: Изд-во МГУ, 1996. — 448 с.: ил.
ISBN 5—211—03387—6

В учебнике на основе разработанной автором оригинальной систематики тектонических областей континентов дается тектоническое районирование Северной Евразии, большую часть которой занимают территории России и других стран СНГ, последовательно рассматриваются геологическое строение, развитие и полезные ископаемые Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ, прилегающих к ним мегаплатформенных областей, Урало-Монгольского подвижного пояса и входящих в пределы России и СНГ сегментов Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, в том числе ложа ряда окраинных и внутренних морей. Намечаются главные этапы и некоторые закономерности тектонического развития Северной Евразии.

Для студентов геологических специальностей университетов.

М $\frac{1804010000(4309000000) - 012}{077(02) - 96}$ 91—95

ББК 26.3

ISBN 5—211—03387—6

© Милановский Е. Е., 1996 г.

ВВЕДЕНИЕ

Задачами региональной геологии являются изучение геологического строения отдельных областей Земли, установление истории и закономерностей их геологического развития и выявление геологических условий распространения и формирования в них полезных ископаемых. Региональные геологические исследования имеют комплексный характер и включают изучение стратиграфической последовательности и возраста отложений, их литологического состава и условий накопления, эффузивных и интрузивных образований, метаморфизма, тектонической структуры до возможно больших глубин и этапов ее формирования, а также проявлений и месторождений полезных ископаемых и геологических обстановок их размещения. Обобщение результатов исследования всех этих аспектов геологического строения территории позволяет реконструировать геологическое развитие региона, т. е. воссоздать историю седиментационных, термально-магматических, тектонических, геоморфологических процессов, установить особенности приуроченности полезных ископаемых к различным литолого-стратиграфическим комплексам, магматическим телам, структурным формам, связать их возникновение с влиянием тех или иных геологических факторов и процессов и дать научный прогноз вероятности их распространения в пределах изучаемого региона. Отсюда ясны важность региональных исследований для познания строения и развития земной коры и их значение для поисков полезных ископаемых, гидрогеологических, инженерно-геологических и других изысканий, направленных на решение практических задач.

Исключительные возможности для сравнительных регионально-геологических исследований представляет изучение территории России и соседних с ней государств Северной Евразии, включающей вместе с акваториями омывающих ее морей и океанов все главные типы тектонических областей. В ее пределах целиком или частично располагаются две обширные древние платформы — Восточно-Европейская и Сибирская — и несколько различных по их тектоническому положению и геологической истории подвижных поясов — интраконтинентальный Урало-Монгольский пояс, в основном завершивший геосинклинальное развитие в конце палеозоя, более молодой, также в основном интраконтинентальный, Средиземноморский и продолжающий свое геосинклинальное развитие периферический Тихоокеанский подвижный пояс. На территории Северной Евразии находятся несколько метаплатформ

менных областей, промежуточных по особенностям тектонического строения и развития между древними платформами и подвижными поясами, а также четыре молодых плиты с гетерогенным фундаментом—Западно-Сибирская, Северо- и Южно-Туранская и Скифская. В ряде ее областей мощно проявились процессы новейшего прото- и дейтероорогенеза и континентального рифтогенеза. С востока к территории Северной Евразии примыкает крупнейшая и древнейшая впадина Тихого океана, а с северо-запада и севера — более молодые впадины Атлантического и Арктического океанов с рядом различных по строению, возрасту и происхождению впадин окраинных и внутренних морей.

В недрах России и соседних с ней стран заключены все виды полезных ископаемых, представленные многими их генетическими типами. Огромное разнообразие геологического строения Северной Евразии предоставляет отечественным геологам исключительные возможности для проведения сравнительных регионально-геологических исследований и создает основу для выяснения закономерностей строения и эволюции земной коры континентов и Земли в целом и размещения в ней минеральных ресурсов.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И СОСЕДНИХ СТРАН

Хотя становление геологии как науки со своими принципами и специфическими методами исследований относится к началу XIX в., зачатки эмпирических знаний о полезных для человека горных породах и минералах, пригодных для изготовления орудий (кремь, обсидиан), минеральных красок, керамической посуды, ювелирных украшений, для добавления в пищу (соль) и т. п., и их распространении восходят к глубокой древности, вплоть до раннего палеолита.

Важным шагом в утилизации минерального сырья явилось начало добывания металлических руд и их переработки. Раньше всего — 2,5—3 тыс. лет до н. э. — добыча и плавка медных, свинцовых, цинковых, оловянных руд и добыча россыпного и коренного золота начались в Закавказье и несколько позднее — в Средней Азии, а затем на Северном Кавказе, Украине, Южном Урале, в Казахстане, на Алтае и в Забайкалье. Ценные сведения минералогического и геологического характера заключены в трудах великих среднеазиатских ученых XI в. Бируни и Ибн Сины (Авиценны).

В средние века на территории Русской равнины широкого развития достигает разработка каменных строительных материалов, в частности каменноугольных известняков в Северо-Восточной Руси, девонских и нижнепалеозойских в Прибалтике, а также добыча бобовых железных руд, мусковита (в Карелии) и солеварение. При Иване Грозном в 1584 г. в Москве учреждается ведомство по добыче и использованию минерального сырья — Приказ каменных дел. В связи с расширением территории Русского государства в пределы Урала и Сибири в XVI—XVII вв. расширяются возможности для поисков и добычи различных руд и развития металлургии, возникает профессия «рудознатцев». Создание Петром I в начале XVII в. мощной регулярной армии и флота резко увеличило нужды России в железной и медной рудах и других видах минерального сырья и потребовало соответствующей организации горного дела. Был учрежден Приказ рудокопных дел (позднее — Бергколлегия), основана Петербургская Академия наук, открыты первые горные школы на Урале и Алтае. Большое значение для сбора и обобщения данных о минеральных ресурсах и стимулирования изучения недр России имела многогранная деятельность великого русского ученого XVIII в. М. В. Ломоносова, а его трактат «О слоях земных» определил в теоретическом отношении свое время.

В середине и второй половине XVIII в. территории Урала, Кавказа, Сибири и Тихоокеанского побережья России были обследованы научными экспедициями под руководством В. Беринга, С. П. Крашенинни-

кова, П. С. Палласа, И. И. Лепехина, И. И. Георги и других ученых, в ходе которых наряду с материалами по географии, растительному и животному миру, этнографии были собраны обширные данные по минералогии, геологии, палеонтологии и полезным ископаемым различных регионов России. Особую ценность имеют труды П. С. Палласа, высказавшего, в частности, интересные идеи о строении и происхождении горных краев Урала и Сибири, Байкальской котловины и Каспийского моря. В 70-х годах XVIII в. были открыты горные училища в Петербурге (впоследствии—Горный кадетский корпус и Горный институт) и Барнауле, а в конце XVIII в. горными инженерами Д. Лебедевым и М. Ивановым была составлена первая дошедшая до нас геогностическая (петрологическая) карта Нерчинского горного округа в Забайкалье. В труде В. М. Севергина «Опыт минералогического землеописания Российского государства» (1809) были обобщены сведения о рельефе и геологии России.

В начале XIX в. английский инженер В. Смит и французский естествоиспытатель Ж. Кювье открыли палеонтологический метод определения возраста пород по заключенным в них органическим остаткам, позволяющим коррелировать отложения на обширных территориях, устанавливать их принадлежность к тем или иным подразделениям стратиграфической шкалы и выяснять их возрастные соотношения. Это важнейшее в истории геологии открытие дало мощный стимул для разработки общей стратиграфической шкалы фанерозоя, главные подразделения которой—системы и отделы—были выделены на протяжении 20—30-х и начала 40-х годов XIX в., для формирования и развития таких важнейших разделов геологии, как палеонтология и биостратиграфия, палеогеография, создало методическую основу для построения геологических карт по стратиграфическому принципу, позволяющих прочесть тектоническую структуру изображенной территории и наметить важнейшие вехи ее геологической истории.

Уже в 20—30-х годах российские геологи приступили к стратиграфическому расчленению разрезов Московской и Петербургской губерний, Прибалтики, Донбасса и их геологическому картированию, а результаты их исследований начали публиковаться в «Горном журнале» и трудах нескольких научных обществ—Географического, Минералогического в Петербурге и Московского общества испытателей природы. В 1841 г. опубликованы две сводные геологические карты Европейской России, составленные А. К. Мейендорфом и Г. П. Гельмерсеном.

В начале 40-х годов Российское правительство пригласило для проведения исследований в Европейской России знаменитого английского геолога Р. И. Мурчисона. В итоге двухлетней экспедиции Мурчисон с помощью русских геологов А. А. Кайзерлинга и Н. И. Кошкарова составил фундаментальную сводку по геологии Европейской России и Уральского хребта, сопровождающуюся более детальной и точной, чем ранее изданные, «Геогностической картой».

В середине и второй половине XIX в. продолжались геологические исследования Русской равнины, Урала, Кавказа, Алтая, Прибайкалья и других областей Сибири. Начинают складываться геологические школы в Московском университете (Г. Е. Щуровский, А. П. Павлов), а также Петербургском, Казанском и других университетах.

Быстрое развитие промышленности и транспортного строительства в России после отмены крепостного права в 1861 г. значительно увеличило ее потребности в минеральном сырье, стимулировало расширение геологических исследований и вызвало необходимость их координации. С этой целью в 1882 г. в Петербурге был учрежден Геологиче-

ский комитет, руководивший региональными геологическими работами в России и осуществлявший систематическое геологическое картирование Европейской равнины, Донбасса, Кавказа, некоторых районов Сибири и Средней Азии. На протяжении нескольких десятилетий директором Геолкома был крупнейший русский геолог конца XIX — начала XX в. А. П. Карпинский. В Геолкоме под его руководством работали выдающиеся отечественные геологи А. Б. Шмидт, К. И. Богданович, И. В. Мушкетов, Ф. Н. Чернышев, С. Н. Никитин, Л. И. Лутугин, А. П. Герасимов. Одновременно в конце XIX — начале XX в. развернулись исследования А. П. Павлова и его учеников (А. Д. Архангельский и др.) на Русской плите, П. И. Андрусова — в Черноморско-Каспийской области, В. А. Обручева — в различных районах Сибири.

Российские геологи принимали деятельное участие в работе сессии учрежденного в 1878 г. Международного геологического конгресса (МГК) и, в частности, состоявшейся в 1887 г. в Петербурге 7-й сессии МГК, сопровождавшейся экскурсиями в различные районы России и продемонстрировавшей значительные успехи отечественных геологов. Тем не менее к 1917 г. территория России в целом оставалась слабо изученной, а большая часть Азиатской России являлась огромным «белым пятном», пересеченным лишь узкими полосками маршрутных исследований.

После Октябрьской революции работы по региональному геологическому изучению и выявлению минеральных ресурсов страны, проводившиеся под руководством известного геолога-нефтяника И. М. Губкина, были усилены. Для подготовки геологов и горных инженеров были расширены геологические отделения в университетах и создана Московская Горная академия, позднее разделенная на несколько специализированных институтов. Значительно расширились масштабы и тематика геологических исследований, проводимых Академией наук. Стали складываться геологические школы в различных регионах России и других республиках Советского Союза. Выдающееся значение в изучении геологии страны имели исследования А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Д. В. Наливкина, А. Н. Заварицкого, В. А. и С. В. Обручевых, М. А. Усова, С. С. Смирнова. К 17-й сессии МГК в Москве (1937) была издана первая сводная геологическая карта СССР масштаба 1:5 000 000. Было открыто и разведано много крупных месторождений различных полезных ископаемых.

После окончания Великой Отечественной войны, во время которой геологические работы были подчинены обеспечению нужд обороны страны, объем геологических исследований вновь значительно возрос; увеличилась детальность геолого-съёмочных работ, широкое развитие получили глубокое, а с 70-х годов — и сверхглубокое бурение, различные виды дистанционных (аэрофото- и космогеологических, геофизических, геохимических) исследований, развернулось комплексное геолого-геофизическое изучение шельфов и глубоководных зон внутренних, окраинных морей и ложа океанов. Возросла глубинность исследований, постепенно распространяющихся на все более низкие этажи земной коры и верхнюю мантию, что особенно важно, поскольку большинство месторождений, расположенных в непосредственной близости от поверхности, уже обнаружено, и перспективы выявления новых крупных концентраций минерального сырья в основном связаны с глубоко залегающими месторождениями. В 80-х годах была пробурена самая глубокая в мире Кольская скважина (свыше 12 км). Состоявшаяся в 1984 г. в Москве 27-я сессия МГК продемонстрировала значитель-

ные успехи отечественной науки и геологической службы страны в изучении ее геологического строения и минеральных ресурсов.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По данным геофизических исследований, выделяются два основных типа глубинного строения коры, различающихся по ее общей мощности и внутренней структуре — океанический (5 — максимум 10 км) и континентальный (30—50, в горных областях до 60—80 км), и несколько переходных между ними типов. Существует грубая корреляция между мощностью коры или глубиной залегания кровли подстилающей ее более плотной мантии и абсолютными высотами и глубинами основных форм земной поверхности. На гипсографической кривой, показывающей относительную распространенность на поверхности Земли различных высот и глубин, четко выделяются два максимума — континентальный (от $-0,2$ до $+1$ км) и океанический (от -4 до -6 км). Незначительные суммарные площади занимают горные области (от $+1$ до $+9$ км): континентальные склоны и подножия (от $-0,2$ до -4 км) и глубоководные желоба и рвы на дне океанов (от -6 до -11 км). Таким образом, рельеф подошвы коры зеркально отражает в огрубленном и преувеличенном в несколько раз виде основные неровности поверхности Земли. В этом проявляется изостазия, т. е. стремление к состоянию равновесия между массами относительно плотного вещества верхней мантии и менее плотного вещества коры. Почти на всей территории Евразии, как и других материков, распространена кора континентального типа. В наиболее полном ее виде в ней выделяются три основных геофизических слоя, различающихся по другим свойствам и плотностным характеристикам.

1. «Осадочный слой», сложенный горизонтально или полого залегающими неметаморфизованными толщами фанерозойского, а местами и позднепротерозойского возраста, со скоростями прохождения продольных сейсмических волн (v_p) от 2 до 5 км/с. Мощность его может варьировать от 0 до 10 км, а кое-где даже до 20—25 км.

2. «Гранитно-метаморфический слой», сложенный толщами сильнодеформированных и метаморфизованных пород, а также интрузивными образованиями преимущественно кислого состава с v_p от 5,5 до 6,3 км/с. Он выходит на поверхность на щитах и на значительной части площади складчатых поясов и обычно имеет мощность от 10 до 20 км.

3. «Базальтовый» или, правильнее, «гранулит-базитовый слой», по-видимому, сложенный преимущественно глубокометаморфизованными породами (в гранулитовой фации) и интрузивами основного и ультраосновного состава, с v_p от 6,5 до 7,3 км/с, имеющий мощность от 15 до 30 км. Переход от 2-го слоя к 3-му в одних районах происходит довольно резко, по так называемой поверхности Конрада (границе К), в других — постепенно, и их четкое разделение невозможно, а в третьих — установлено более сложное строение консолидированной части коры, включающей отдельные «слои» с относительно пониженными скоростями прохождения волн и плотностями пород.

Переход от коры к верхней мантии выражается скачкообразным возрастанием v_p до 7,9—8,5 км/с (в среднем до 8—8,2 км/с) в пределах маломощной (1—2 км) переходной зоны — так называемой поверхности Мохоровичича (границы Мохо, или М). Предполагается, что верхняя часть мантии под континентами имеет преимущественно

ультраосновной состав, но, может быть, хотя бы частично или местами состоит из эклогитов — основных пород, отличающихся от габбро минеральным составом и большей плотностью. В тектонически активных регионах, в частности рифтовых зонах, v_p на границе М относительно понижена до 7,5—7,8 км/с в связи с аномальным разогревом и разуплотнением вещества.

Некоторые районы внутри континентов и на их окраинах обладают субконтинентальной корой сокращенной мощности (10—30 км) с нечетким разделением 2-го и 3-го слоев, а ряд глубоководных впадин в окраинных и внутренних морях и отдельные очень глубокие впадины внутри континентов — корой субокеанического типа, в которой мощная осадочная толща (от 5 до 25 км) непосредственно подстилается сейсмическим «гранулито-базитовым слоем». Природа этого слоя, причины исчезновения «гранитно-метаморфического слоя» и происхождение подобных впадин недостаточно ясны и, может быть, неодинаковы в разных впадинах.

Переход от материков к впадинам океанов происходит в пределах либо относительно узкого континентального склона, либо более или менее широкого пояса со сложным сочетанием участков с различными типами коры (например, между Азией и ложем Тихого океана). Кора океанического типа, почти повсеместно слагающая ложе впадин Тихого, Атлантического и Индийского океанов, состоит из трех маломощных слоев.

1-й слой, или осадочная толща, имеет мощность от 0 до 0,5—1 км (в среднем 0,2—0,5 км). Глубоководное бурение в океанах показало, что ее накопление началось не раньше средней или поздней юры, а на большей части площади океанов — в мелу или даже в кайнозое. Нижние горизонты этой толщи в отличие от вышележащих нередко имеют мелководный характер. Скорость седиментации была очень низкой (1—5 мм/тыс. лет).

2-й слой (мощностью в среднем 1,5—2 км) выражен лавами, гиллокластитами и дайками базальтов с маломощными прослоями осадков в верхах. Формирование 2-го слоя происходило в течение нескольких миллионов лет, как правило, непосредственно перед началом накопления осадочной толщи. Возраст его закономерно понижается от внутриокеанических рифтовых хребтов, где он еще не прикрыт осадками, к периферическим зонам океанов от позднекайнозойского до мелового или даже юрского.

3-й слой (средней мощностью 3—4 км), породы которого подняты драгированием некоторых зон разломов в океанах, сложен глубинными породами основного (габброиды) и ультраосновного состава. Скорости v_p составляют в этом слое 6,5—7 км/с, что создавало необоснованную иллюзию его тождества с «базальтовым слоем» континентов. 3-й слой граничит по поверхности М с верхней мантией ультраосновного (перидотитового) состава, в которой v_p резко возрастает до 8—8,4 км/с. Верхняя мантия под океанами и континентами на глубинах 670—700 км сменяется нижней мантией, а последняя на глубинах около 2900 км (под океанами примерно на 10 км меньших, чем под континентами) — ядром Земли. Химический состав вещества нижней мантии и в особенности ядра Земли и характер процессов, протекающих на их границах, недостаточно ясны.

В отличие от внутренней, твердой части ядра его внешняя часть находится в жидком состоянии, и происходящие в ней и на ее границе с мантией процессы в основном определяют формирование магнитного поля Земли. Резкий перепад температур на границе ядра и ман-

тии вызывает ее неустойчивость и способствует образованию на некоторых ее участках мощных восходящих струй аномально нагретого материала — так называемых мантийных плюмажей, которые пронизывают не только нижнюю, но и верхнюю мантию, вероятно, контролируя возникновение в ней конвекционных течений, и проявляются в самой верхней части мантии в виде «горячих пятен» и периодически проникающих в земную кору мантийных диапиров.

Внутри верхней мантии во многих областях Земли было выявлено существование в интервале глубин от нескольких десятков до 200 км под океанами и от 100 до 150 км под континентами зоны с относительно пониженными (для соответствующих глубин) скоростями прохождения сейсмических волн (волновода) и повышенной электропроводностью, что объясняют некоторым разуплотнением, понижением вязкости и аномальным разогревом вещества, местами находящегося в состоянии частичного плавления. В 60-х годах сложилось представление о непрерывном распространении этой пластичной оболочки, получившей название астеносферы, под всей поверхностью Земли. Расположенную над ней самую верхнюю часть мантии стали объединять с земной корой в качестве «каменной оболочки» — литосферы — мощностью 50—100 км.

Представление о повсеместном распространении типичной астеносферы явилось одним из исходных положений возникшей в конце 60-х годов концепции «тектоники литосферных плит», предполагающей возможность скольжения этих сравнительно маломощных жестких пластин по пластичному астеносферному слою, вещество которого участвует в процессах конвекционных течений в мантии. Однако в 70—80-х годах было выяснено, что типичная астеносфера распространена не повсеместно, а лишь под тектонически и термически активными зонами океанов и континентов, характеризующимися аномально повышенной плотностью теплового потока, а под древними, «спокойными», холодными областями материков и некоторыми областями океанов она маломощна или вообще не выражена. Литосфера в подобных областях континентов в пределах древних платформ (и особенно щитов) может распространяться до глубин 300—500 км, и, если они участвуют в горизонтальных перемещениях, то лишь в виде гораздо более мощных литосферных блоков, что требует внесения в гипотезу литосферных плит существенных корректив.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ КОНТИНЕНТОВ

В основу тектонического районирования территории Северной Евразии мы положим подразделение на области, существенно различающиеся по особенностям современной структуры земной коры и характеру их тектонического развития в течение неогена, т. е. позднего протерозоя и фанерозоя, или последних 1,65 млрд лет истории Земли. В качестве главных категорий тектонических областей будем выделять: 1) относительно стабильные области — древние платформы, в основном обладающие доверхнепротерозойским метаморфическим фундаментом, 2) мобильные подвижные пояса неогена, состоящие из складчатых областей разного возраста (образовавшихся на месте отмерших геосинклинальных областей) и современных геосинклинальных областей, 3) области, переходные между древними платформами и подвижными поясами по степени тектонической подвижности и особенно-

стям структуры и занимающие промежуточное между ними положение, которые автор (1983) предложил называть метаплатформами.

Древние платформы, или кратоны, представляют обширные, измеряемые миллионами квадратных километров участки древней континентальной коры, в значительной мере сформированной в архее и почти целиком — к концу раннего протерозоя, которые обособились в позднем протерозое в результате заложения между ними подвижных поясов. На протяжении неогена древние платформы характеризовались сравнительно спокойным тектоническим режимом, что проявлялось в относительной «вялости» вертикальных движений, их слабой дифференцированности на площади, сравнительно низких скоростях поднятий и опусканий (обычно менее 1 см/тыс. лет). Поэтому на них обычно накапливаются относительно мелководные или континентальные отложения небольшой или умеренной мощности (как правило, не более 5—10 км) и, за редким исключением, осуществляется более или менее полная компенсация опусканий аккумуляцией осадков, а поднятий — их денудацией. Древним платформам свойствен ряд характерных типов осадочных формаций и осадочных полезных ископаемых, отражающих палеогеографическую, в частности палеоклиматическую, обстановку их накопления.

На раннем мегаэтапе развития (в позднем протерозое) большая часть их площади испытывала поднятие, а в погружение в основном вовлекались узкие линейно вытянутые грабенообразные впадины — авлакогены. На более позднем, плитном, мегаэтапе (в фанерозое) в опускание была втянута значительная часть площади платформ, на которых образовался покров почти не дислоцированных отложений — плиты. Одновременно с погружением фундамента в пределах плит обособились районы платформ, на протяжении большей части их истории обладавшие тенденцией к поднятию и представляющие обширные выступы древнего фундамента — щиты. Внутри плит по глубине погружения фундамента, условиям залегания, мощности и полноте разреза чехла различается несколько главных типов структурных элементов, таких, как склоны щитов, антеклизы (иногда состоящие из нескольких сводов), синеклизы (в том числе сверхглубокие — до 20 км и более), седловины между ними, а также «однокрылые» перикратонные прогибы или впадины на их окраинах. К более мелким структурным формам в плитном комплексе чехла относятся плакантиклиналы (валы), обычно возникающие над погребенными авлакогенами, состоящие из нескольких плакантиклиналей плакантиклинории, флексуры, разломы разных типов, а также локальные диапировые и криптодиапировые структуры с ядрами из пластичного материала (соляные и другие купола).

Более детально все эти типы структур будут охарактеризованы при рассмотрении тектоники Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Дифференцированные горизонтальные движения на древних платформах в целом отличались незначительным масштабом, но отдельные их зоны на некоторых этапах их развития подвергались деформациям расширения, сжатия, а возможно, и сдвига, на что указывают, с одной стороны, существование авлакогенов и рассекающих их наклонных сбросов, мощные проявления ареального граптового вулканизма, а с другой — наличие взбросо-надвигов, отдельных складчатых зон в чехле и пр. Вместе с тем платформы могли испытывать общее горизонтальное перемещение в виде коромантийных глыб толщиной в несколько сотен километров.

В отличие от регионально-метаморфизованного фундамента чехол древних платформ обычно не несет следов метаморфических изменений, что, как и отсутствие или ограниченное развитие проявлений магматизма на протяжении большей части их геологической истории, объясняется существенным снижением термического режима при образовании древних платформ и, как правило, низким тепловым потоком на большей части их площади (кроме авлакогенов). Однако в некоторых зонах древних платформ имели место ограниченные по объему продукты проявления щелочно-основного и щелочно-ультраосновного, в том числе кимберлитового, магматизма, а в отдельные редкие фазы своего развития в связи с аномальным разогревом верхней мантии под ними древние платформы могли становиться ареной мощного базитового (траппового) магматизма в эффузивной и интрузивной формах.

Подвижные пояса представляют вторую важнейшую категорию тектонических областей континентов, а также зон перехода между ними и океанами. Они были заложены в основном в позднем протерозое. В своем развитии они проходят два главных мегаэтапа, смена которых происходила в разных поясах и даже в разных частях одного пояса одновременно, — геосинклинальный (местами еще не закончившийся) и постгеосинклинальный. Геосинклинальный мегаэтап характеризуется наибольшей тектонической подвижностью, выраженной в резко дифференцированных вертикальных (с преобладанием погружений) и горизонтальных движениях большой амплитуды, и в целом более высоким, хотя и непостоянным, термическим режимом в коре и верхней мантии. В течение этого мегаэтапа протекают процессы преобразования коры и усложнения структуры ее верхних горизонтов, в связи с чем областям, находящимся на разных его стадиях, нельзя дать общую структурную характеристику. Постгеосинклинальный мегаэтап начинается с возникновения на месте отмершего геосинклинального пояса (или его части) эпигеосинклинального складчатого пояса (или области), тектоническая подвижность и термический режим которого существенно уступают таковым геосинклинального мегаэтапа, но заметно превосходят в этих отношениях древние платформы.

Современные представления о строении и эволюции геосинклинальных поясов и областей еще недостаточно полны, схематичны и существенно различаются в зависимости от положенных в их основу геотектонических концепций. Заложение этих поясов и отдельных прогибов внутри них в одних случаях происходило на коре океанического типа (это, вероятно, относится к значительной части Тихоокеанского пояса), в других — на континентальной коре. Геосинклинальным областям свойственны высокие скорости и масштабы как вертикальных, так и горизонтальных движений, их резкая дифференцированность на площади, линейность и субпараллелизм в расположении частных тектонических зон, отличающихся по интенсивности и направлению движений, обусловленные существованием многочисленных продольных долгоживущих глубинных разломов. В целом погружения на площади пояса превалируют над поднятиями, в итоге формируются очень мощные толщи осадочного и вулканического материала, и суммарный эффект опусканий далеко не полностью компенсируется поднятиями на завершающих стадиях. В связи с большими скоростями вертикальных движений, их контрастностью вкrest простирания геосинклинальных областей в любой момент их развития обычно отсутствует полная компенсация погружения аккумуляцией, а поднятий — денудацией, с чем связан неровный, контрастный рельеф с сочетанием удлинённых

глубоко- и мелководных депрессий, узких континентальных склонов, шельфов, подводных и островных гряд («островных дуг»), горных хребтов (на поздних стадиях развития) и резкая изменчивость фаций и мощностей отложений вкрест простирания зон, в основном отражающая геоморфологическую зональность, обусловленную дифференцированными движениями.

Геосинклинальным областям свойственны характерные для них типы осадочных и вулканических формаций, их сочетания и формационные ряды, отражающие последовательность стадий геосинклинального процесса.

Горизонтальные движения на ранних его стадиях в основном выражаются в общем неравномерном расширении подвижного пояса и отдельных его зон, вплоть до возникновения более или менее широких депрессий с новообразованной корой океанического типа, а на поздних — в сокращении ширины некоторых зон (прежде всего в «закрытии» зон с океанической корой, сильнодеформированными реликтами которой являются так называемые офиолитовые комплексы из ультраосновных, основных и кремнистых пород) и всего подвижного пояса, в формировании линейно-складчатых, взбросо-надвиговых и шарьяжных структур и в уплотнении коры в результате общего сильного сжатия («тектонического сучивания», по А. В. Пейве). Происходят также перемещения по поперечным, диагональным и продольным сдвигам, сдвиго-раздвиговые и сдвиго-надвиговые деформации.

Общая продолжительность геосинклинального процесса в подвижных поясах близка к 1—1,5 млрд лет, но на отдельных их участках он заканчивался раньше, чем в данном поясе в целом. Наряду с тенденциями направленного развития в этом процессе проявляются элементы повторяемости, позволяющие различать в ходе эволюции геосинклинальных поясов и областей несколько крупных «циклов». В каждом из них выделяются более продолжительный, собственно геосинклинальный этап и более короткий завершающий, орогенный, в начале которого происходят главные деформации сжатия, а затем значительные части подвижного пояса вовлекаются в процесс воздымания и горообразования (орогенез). В свою очередь в собственно геосинклинальном этапе распознаются начальная, ранняя и зрелая стадии.

Начальная стадия (стадия заложения, рифтоподобная стадия) характеризуется деструкцией коры, ее растяжением, раздроблением продольными сбросами и возникновением удлиненных грабенообразных впадин и прогибов. На ранней стадии обособляются более широкие и глубокие геосинклинальные прогибы, развивающиеся на сильно утоненной континентальной или океанического типа коре, существовавшей до начала данного «цикла» или новообразованной в ходе сильного горизонтального растяжения. Геосинклинальные прогибы могут разделяться либо узкими удлиненными зонами относительного или некоторого абсолютного воздымания — геоантиклиналями, либо более широкими субизометричными плоскими относительными поднятиями — срединными массивами, представляющими относительно «жесткие» глыбы ранее существовавшей континентальной коры, включенные в состав подвижного пояса. В течение геосинклинального «цикла» на них могут отлагаться менее мощные и полные, чем в геосинклинальных прогибах, и впоследствии менее деформированные комплексы отложений — чехлы срединных массивов. Переход от ранней к зрелой стадии часто сопровождается усложнением и перестройкой тектонического плана геосинклинальной области и деформациями сжатия в некоторых внутренних ее зонах. Относительно широкие геосинклинальные проги-

бы обычно распадаются на более узкие, разделенные новообразованными геосинклинальными зонами. Некоторые геосинклинальные прогибы отмирают, но могут возникать новые, в частности наложенные на края или внутренние участки срединных массивов. Широкое распространение на зрелой стадии приобретают ритмично построенные флишевые формации.

В конце собственно геосинклинального этапа частные геосинклинальные прогибы прекращают погружение и на протяжении ранней стадии орогенного этапа нередко в течение нескольких фаз подвергаются интенсивным сжимающим деформациям, волна которых обычно распространяется от внутренних зон геосинклинальной области к ее периферии. В результате бывшие геосинклинальные прогибы вместе с геосинклиналями превращаются в сложно построенные складчатые сооружения. Они состоят из антиклинориев, синклинориев и моноклинориев, группируются в более сложные структурные ансамбли — мегантиклинории и мегасинклинории, осложненные разрывными нарушениями взбросо-надвигового и шарьяжного типа, а также диагональными сдвигами. Особенно велики роль пологих надвигов и шарьяжей и масштаб перемещений по ним в сооружениях с односторонним смещением масс (моновергентных). На протяжении орогенного этапа складчатые и складчато-покровные системы испытывают постепенно усиливающееся, не вполне компенсированное денудацией воздымание и на позднеорогенной стадии превращаются в эпигеосинклинальные, или протееорогенные, горные сооружения. Таким образом, происходит полное обращение (инверсия) тектонического плана — превращение глубоких геосинклинальных прогибов и систем в горные поднятия. Одновременно в зонах сочленения растущих складчатых сооружений с платформами или ранее консолидированными областями подвижного пояса возникают как бы компенсирующие их воздымание краевые прогибы, а в тылу этих сооружений — внутренние прогибы или впадины, которые заполняются тонко- и грубообломочными молассовыми формациями, состоящими в основном из продуктов размыва соседних с ними поднятий.

Характер магматических образований существенно изменяется на протяжении геосинклинального «цикла». Его начальной (рифтогенной) стадии свойственны ограниченные проявления субщелочного и щелочного, нередко наземного вулканизма. Ранней стадии свойственны подводные излияния базальтов и андезитобазальтов из магматических очагов, находящихся в верхах мантии (инициальный вулканизм, по Г. Штилле), а в трогах с новообразованной океанической корой формируется характерная для офиолитовых зон последовательность магматических образований, включающая (сверху вниз) базальтовые подушечные лавы, комплекс диабазовых даек, габброиды и альпийно-типные гипербазиты. На зрелой стадии геосинклинального этапа базальтовые и андезитобазальтовые формации сменяются контрастными базальт-липаритовыми и дифференцированными базальт-андезит-дацит-липаритовыми формациями, указывающими на участие в генерации магматических расплавов материала вследствие постепенного разогрева ее нижней части и возникновения в коре самостоятельных или промежуточных магматических очагов. Проницаемость коры для поднимающихся расплавов уменьшается вследствие чередования импульсов растяжения и сжатия.

Начало орогенного этапа — время главных деформаций сжатия — характеризуется прекращением эффузивной деятельности и вместе с тем интенсивным разогревом коры и становлением гранитоидных мас-

сивов, в составе которых последовательно возрастают кремнекислотность и роль калия по отношению к натрию (синорогенный магматизм, по Г. Штилле). После прекращения деформаций сжатия в складчатых зонах на позднеорогенной стадии нередко происходят наземные извержения вулканитов различного состава (главным образом в пределах срединных массивов); вначале преобладают кислые туфы, игнимбриты и лавы, затем пирокластиты и лавы андезитов и андезитобазальтов и, наконец, базальтовые излияния. Этот субсеквентный и финальный вулканизм (по Г. Штилле) свидетельствует о вновь возрастающей проницаемости коры и постепенном перемещении магматических очагов по мере охлаждения коры из ее сравнительно неглубоких горизонтов в нижнюю часть коры и верхи мантии.

В целом эволюция магматического процесса в ходе геосинклинального цикла контролируется двумя важными факторами — постепенным разогревом верхов мантии, а затем и коры, и ее последующим охлаждением, а также усилением горизонтального растяжения коры, затем его ослаблением и нарастанием сжатия и, наконец, вновь обстановкой некоторого растяжения.

Метаморфические изменения пород на собственно геосинклинальном этапе связаны с погружением нижних горизонтов геосинклинального комплекса в зоны повышенных температур и давлений, а в начале орогенного этапа — с подъемом геоизотерм и соответственно фронта метаморфических процессов, а также ультраметаморфизма и гранитизации в осевых зонах формирующихся складчатых сооружений. С термальными и магматическими процессами связаны процессы привноса, перераспределения в коре и концентрации в отдельных зонах различных элементов и формирования эндогенных месторождений рудных и нерудных ископаемых.

Магматические и метаморфические процессы на площади геосинклинальных поясов и даже в разных геосинклинальных прогибах проявляются неравномерно. По относительной роли вулканических образований и отчасти по их положению в структурном плане геосинклинальной области Г. Штилле выделил среди геосинклинальных прогибов два типа — эвгеосинклинали, погружение которых сопровождалось мощными проявлениями инициального магматизма, и миогеосинклинали, лишенные или почти лишенные этих проявлений. Первые свойственны внутренним, вторые — внешним зонам геосинклинальной области. Имеются также геосинклинальные прогибы, по интенсивности вулканизма промежуточные между этими крайними типами (их называют мезо-, миктогеосинклиналями или криптоэвгеосинклиналями). Различия между этими типами связаны со степенью растяжения и проницаемости коры и термическим режимом в соответствующих прогибах. Однако предположение о том, что эвгеосинклинальные прогибы, в отличие от миогеосинклинальных, развиваются на коре океанического типа, по-видимому, справедливо далеко не для всех из них.

Геосинклинальные пояса существенно различаются по своей позиции в тектоническом плане Земли. Одни из них (Северо-Атлантический и Урало-Монгольский) закладывались между древними платформами, а возникшие на их месте эпигеосинклинальные складчатые пояса первоначально занимали или и сейчас занимают положение внутри суперконтинентов. Напротив, Тихоокеанский пояс с внешней стороны граничит с рядом древних платформ, а с внутренней — с гигантской впадиной Тихого океана, т. е. является периокеаническим или окраинно-континентальным. Наконец, одни сегменты Средиземноморского пояса занимают меж- или внутриконтинентальное, а другие

окраинно-континентальное или периокеаническое положение. Окраинно-континентальные подвижные пояса или области отличаются от внутриконтинентальных или межплатформенных резко выраженной асимметрией поперечного профиля и, в частности, отделяются от впадин Тихого и Индийского океанов глубоководными желобами, от которых под прилегающие континенты уходят наклонные зоны очагов глубоководных землетрясений, или сейсмофокальные зоны. Сторонники концепции тектоники плит рассматривают их в качестве глубинных швов, по которым осуществляется гипотетический процесс поддвига, или субдукции, тонкой океанической литосферы Тихого и Индийского океанов под литосферу Тихоокеанского подвижного пояса и Индонезийской области Средиземноморского пояса. Однако правомерность представлений о субдукции как универсальном процессе в сейсмофокальных зонах вызывает у ряда исследователей сомнения.

«Циклы», на которые распадается процесс развития геосинклинальных поясов, завершаются относительным упрочением (консолидацией) коры, приобретающей на значительной части или даже всей их площади черты типичной (зрелой) коры континентального типа. В начале следующего «цикла» на части площади подвижного пояса происходит частичная деструкция этой коры и регенерация геосинклинального режима, тогда как другие его участки выключаются из дальнейшего геосинклинального процесса. В целом, несмотря на возвратные явления, в ходе полициклического развития подвижных поясов происходят направленные, необратимые изменения в их строении: возрастают площади распространения зрелой континентальной коры (в ущерб зонам с корой океанического и переходного типов), увеличивается ее мощность и снижается проницаемость, возрастает роль миеосинклинальных прогибов (в ущерб эвгеосинклинальным), а также всех явлений, свойственных завершающим стадиям геосинклинального «цикла» (орогенез, формирование краевых прогибов и пр.).

На большей части Северо-Атлантического подвижного пояса геосинклинальный процесс завершился в середине палеозоя, Урало-Монгольского — в конце палеозоя — начале мезозоя, на большей части протяжения Средиземноморского пояса он близок к завершению, а значительные части Тихоокеанского пояса еще находятся на разных стадиях геосинклинального процесса. По мере его прекращения отдельные части, а затем и вся территория подвижных поясов переходят в состояние эпигеосинклинальных складчатых областей. Переход от геосинклинального к постгеосинклинальному мегаэтапу, выражающийся в существенном снижении тектонической активности и термического режима, охватывал довольно продолжительное время и по-разному проявлялся в разных подвижных поясах и в разные эпохи истории Земли. Особенно продолжительной была эта переходная эпоха в тех областях Урало-Монгольского и Северо-Атлантического поясов, геосинклинальное развитие которых закончилось в каледонском цикле. Дальнейшее развитие эпигеосинклинальных складчатых областей протекало тремя различными путями.

1. Часть их территории вскоре вовлекается в умеренное погружение, постепенно захватывающее обширные области, в которых накапливается чехол из субгоризонтально залегающих мелководных и континентальных отложений, и превращается в молодые плиты. В основном они формировались после завершения герцинского «цикла», в мезозое и кайнозое. Средняя мощность чехла на молодых плитах близка к таковой на плитах древних платформ, но средняя скорость погружения в них во много раз больше, чем в последних. Чехлы мо-

лодых плит не обязательно строго «вписываются» в контуры одного подвижного пояса, но могут накладываться на смежные участки двух соседних поясов либо на смежные с подвижным поясом метаплатформенные области.

2. Другие части подвижных поясов на постгеосинклинальном этапе длительно испытывают слабое или умеренное поднятие и подвергаются денудации и выравниванию рельефа с развитием кор выветривания. Некоторые исследователи объединяют подобные области с молодыми плитами под общим названием «молодых платформ», а выступы их складчатого фундамента называют «щитами молодых платформ». Эти понятия и термины, однако, не являются общепринятыми.

3. Некоторые области эпигеосинклинальных складчатых поясов временами вовлекаются в процесс горообразования или орогенеза. Этот процесс, отделенный от эпигеосинклинального горообразования (*протоорогенеза*) более или менее длительным периодом относительно спокойного тектонического режима, К. В. Боголепов назвал *дейтероорогенезом* (вторичным, или повторным, горообразованием). Исследователи, считающие предшествовавший ему режим платформенным, именуют его «эпиплатформенным орогенезом». Эпохи дейтероорогенеза во времени обычно совпадают с орогенными этапами в продолжающих свое развитие геосинклинальных областях, а формирующиеся в ходе дейтероорогенеза тектонические структуры (сводово-глыбовые горные сооружения, предгорные и межгорные впадины) и комплексы отложений (молассовые формации) — во многом сходны с таковыми протоорогенных областей. Дейтероорогенез обычно развивается в обстановке горизонтального сжатия соответствующих эпигеосинклинальных складчатых областей (например, позднекайнозойская Тянь-Шаньская дейтероорогенная область). Однако тектономагматическая активизация может проявляться и в условиях горизонтального растяжения их коры: в подобных регионах возникают внутриконтинентальные дейтероорогенные рифтовые зоны (например, Момская зона в Верхояно-Чукотской области).

Метаплатформенные области мы выделяем в качестве третьей важнейшей категории тектонических областей континентов. По характеру тектонических структур, степени подвижности коры и особенностям тектонических движений они представляют нечто среднее, переходное между древними платформами и подвижными поясами. Метаплатформы либо располагаются между краем древней платформы и подвижным поясом, либо примыкают к углу древней платформы на участках обложения двух смежных с ней подвижных поясов, либо образуют как бы перемычки («мосты») между соседними древними платформами, обрамляемые с двух сторон подвижными поясами.

В структурном отношении для метаплатформ характерно сочетание двух главных типов тектонических элементов — подвижных авлакогеосинклинальных зон и относительно «жестких» метаплатформенных массивов, отделенных этими зонами от древних платформ. Авлакогеосинклинальные зоны представляют линейно вытянутые зоны промежуточного характера между авлакогенами древних платформ и геосинклинальными прогибами подвижных поясов. Как правило, они закладывались в позднем протерозое, одновременно с обрамляющими платформы подвижными поясами, и обычно ответвлялись от последних. На ранних стадиях развития они являлись грабенообразными прогибами с несколько утоньшенной и растянутой континентальной корой, более протяженными, широкими и глубокими, чем авлакогены, а затем

подвергались сжатию, нередко слабому метаморфизму, внедрению небольших интрузивных тел и превращались в интракратонные складчатые зоны (типа Донецкой и Тиманской на окраинах Восточно-Европейской платформы). Некоторые авлакогеосинклинальные зоны проходили несколько подобных «циклов» развития, аналогичных таковым в соседних подвижных поясах.

Метаплатформенные массивы обладают докембрийским метаморфическим фундаментом и в тектоническом отношении представляют нечно среднее между межавлакогенными блоками фундамента древних платформ и срединными массивами геосинклинальных областей. На раннем (авлакогеосинклинальном) мегаэтапе развития метаплатформ эти массивы либо сохраняли приподнятое положение, либо слабо опускались и покрывались осадочным чехлом. После прекращения активного развития авлакогеосинклинальных зон, на позднем (квазиплатформенном) метаэтапе развития метаплатформ этот чехол нередко распространялся почти на всю метаплатформенную область, которая становилась частью молодой плиты или самостоятельной молодой плитой (Печоро-Баренцевоморская плита в одноименной метаплатформенной области). В других случаях значительные части метаплатформ сохраняли приподнятое положение, а отдельные их зоны могли впоследствии подвергаться дейтероорогенезу или континентальному рифтогенезу. Таким образом, в развитии метаплатформ можно выделить два главных мегаэтапа, сопоставимых с мегаэтапами эволюции подвижных поясов и древних платформ.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Исходя из изложенных выше представлений о главных типах тектонических областей континентов и закономерностях их развития в позднем протерозое и фанерозое, наметим основные черты историко-тектонического районирования северной части суперконтинента Евразии (рис. 1). В ее пределах располагаются три древние платформы северной (Лавразийской) группы — Восточно-Европейская на западе, Сибирская на северо-востоке и Китайская (Китайско-Корейская) на юго-востоке (последняя в этой книге не рассматривается). Главными элементами структуры Восточно-Европейской платформы являются обширный Балтийский, небольшой Украинский щит и Русская плита, а Сибирской — Алдано-Становой щит, небольшой Анабарский выступ фундамента и Лено-Енисейская плита. К каждой платформе примыкают с разных сторон метаплатформенные области: к Восточно-Европейской — Донецко-Североуртская (на юго-востоке), Среднеевропейская (на западе) и самая обширная Печоро-Баренцевоморская (на северо-востоке), к Сибирской — Таймыро-Североземельская (на северо-западе), Енисейско-Присяянская (на западе и юго-западе) и Байкальская (на юге), а к Китайской — частично попадающая на территорию России Буреино-Дунбэйская (на северо-востоке). Печоро-Баренцевоморская и Таймыро-Североземельская метаплатформенные области (возможно, смыкающиеся одна с другой) граничат на севере с более молодой, частично наложенной на них глубоководной котловиной Нансена, входящей в состав Евразийской впадины Северного Ледовитого океана.

Древние платформы и примыкающие к ним метаплатформенные области играют роль «рамы» для разделяющих их подвижных поясов.

Центральное положение в структуре Северной Евразии занимает расположенный между Сибирской платформой на северо-востоке, Восточно-Европейской на западе и Китайской на юге Урало-Монгольский подвижный пояс внутриконтинентального типа, имеющий форму полумесяца с выпуклостью, обращенной к юго-западу. Различные области этого пояса завершили свое геосинклинальное развитие в конце салаирского, каледонского, герцинского и позднекимммерийского «циклов», и в начале мезозоя почти вся его территория (кроме самого восточного сегмента) вступила в постгеосинклинальный мегаэтап развития.

В пределах этого пояса выделяется ряд крупных выступов разновозрастного складчатого основания — герцинское складчатое сооружение Урала, каледоно-герцинские складчатые области Казахского нагорья и Тянь-Шаня, салаиро-каледоно-герцинская Алтае-Саянская область с ее восточным продолжением в Монголии и Северном Китае и салаиро-герцино-позднекимммерийская Забайкальско-Охотская область. Тянь-Шаньская и Алтае-Саянская области подверглись в позднем кайнозое тектонической активизации (дейтероорогенезу). В западной части Урало-Монгольского пояса находятся две смыкающиеся одна с другой области, в которых палеозойский складчатый фундамент перекрыт мезокайнозойским чехлом — Западно-Сибирская и Северо-Туранская молодые плиты. Под северной частью первой из них погребен обширный метаплатформенный массив.

К юго-западу от Восточно-Европейской и Китайской древних платформ через юго-западную и юго-восточную части Евразии протягивается Средиземноморский подвижный пояс, ограниченный с юга платформами южной, Гондванской, группы — Африкано-Аравийской и Индостанской. В северной части этого пояса геосинклинальный процесс завершился в конце палеозоя или раннем мезозое, и поверх герцинского и кое-где древнекимммерийского складчатого основания в мезокайнозое сформировались молодые плиты — Западно-Европейская (в этой книге не рассматривается), Мезийско-Скифская и Южно-Туранская (чехол последней сливается на севере с чехлом Северо-Туранской плиты). В южной части Средиземноморского пояса геосинклинальное развитие продолжалось в альпийском «цикле», в итоге которого возник ряд складчатых сооружений, в том числе сооружения Карпат, Горного Крыма, Большого и Малого Кавказа, Копетдага и Памира с примыкающими к ним краевыми и межгорными прогибами, а также глубоководные впадины Черного и южной части Каспийского моря.

В отличие от Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов, кольцеобразный Тихоокеанский подвижный пояс, северо-западный сегмент которого проходит через восточную окраину Евразийского суперконтинента, занимает пограничное положение между обрамляющими его со всех сторон древними платформами и расположенной внутри его гигантской впадиной Тихого океана. Одни участки этого пояса завершили свое геосинклинальное развитие в палеозое или мезозое (Сихотэ-Алинь, Корякское нагорье), другие находятся на орогенном этапе альпийского «цикла» (Камчатка, Сахалин), а третьи проходят ныне различные стадии геосинклинального развития и выражены впадинами окраинных морей, островными дугами и глубоководными желобами (Курильская и Командоро-Алеутская зоны).

Между Сибирской платформой и северо-западным сегментом Тихоокеанского подвижного пояса расположена Верхояно-Чукотская позднекимммерийская складчатая область. Некоторые исследователи считают ее частью Тихоокеанского пояса, но в отличие от геосинклинальных зон последнего, в значительной мере развивавшихся на коре оке-

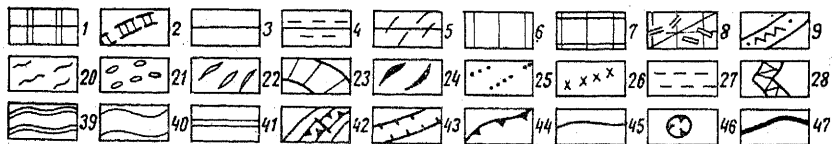
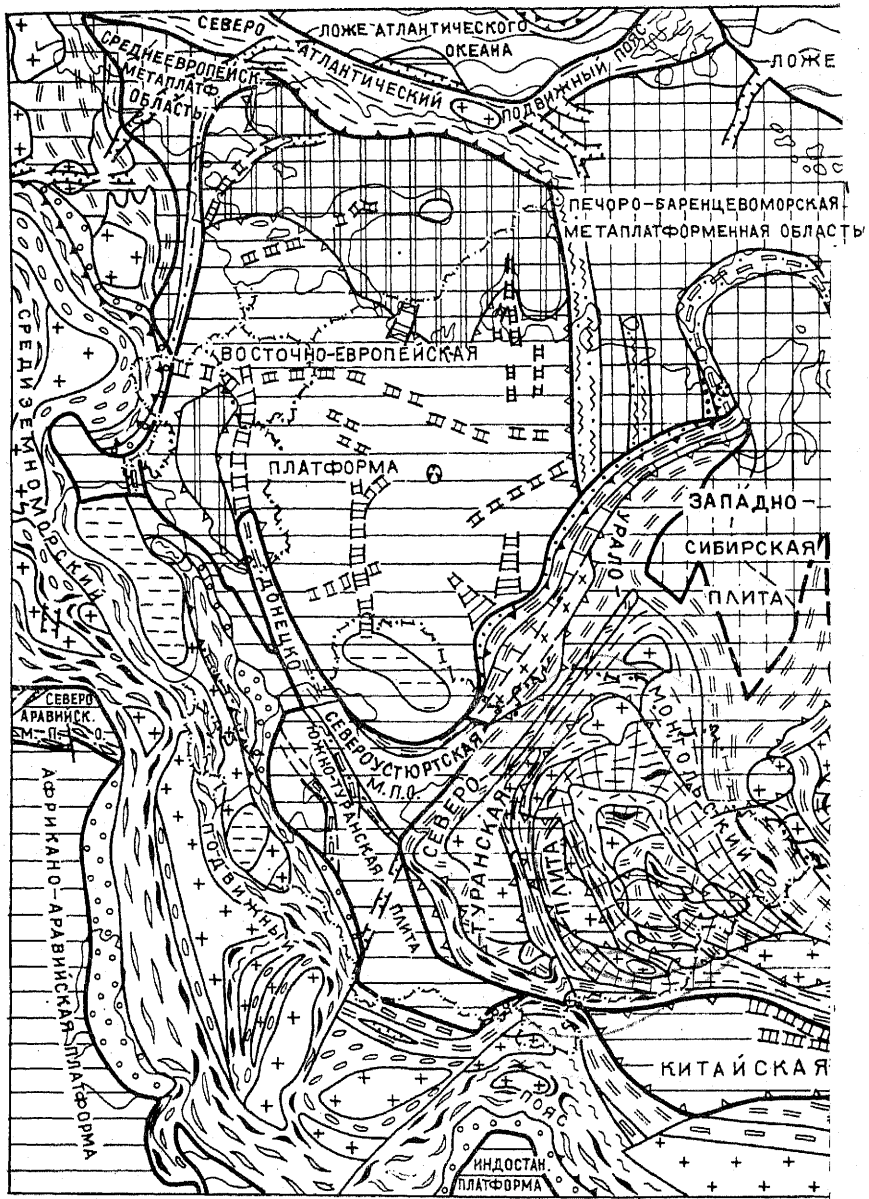
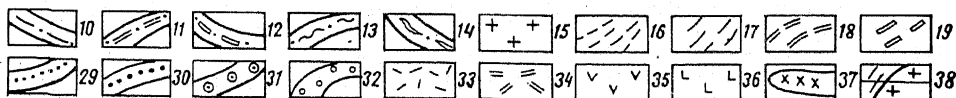
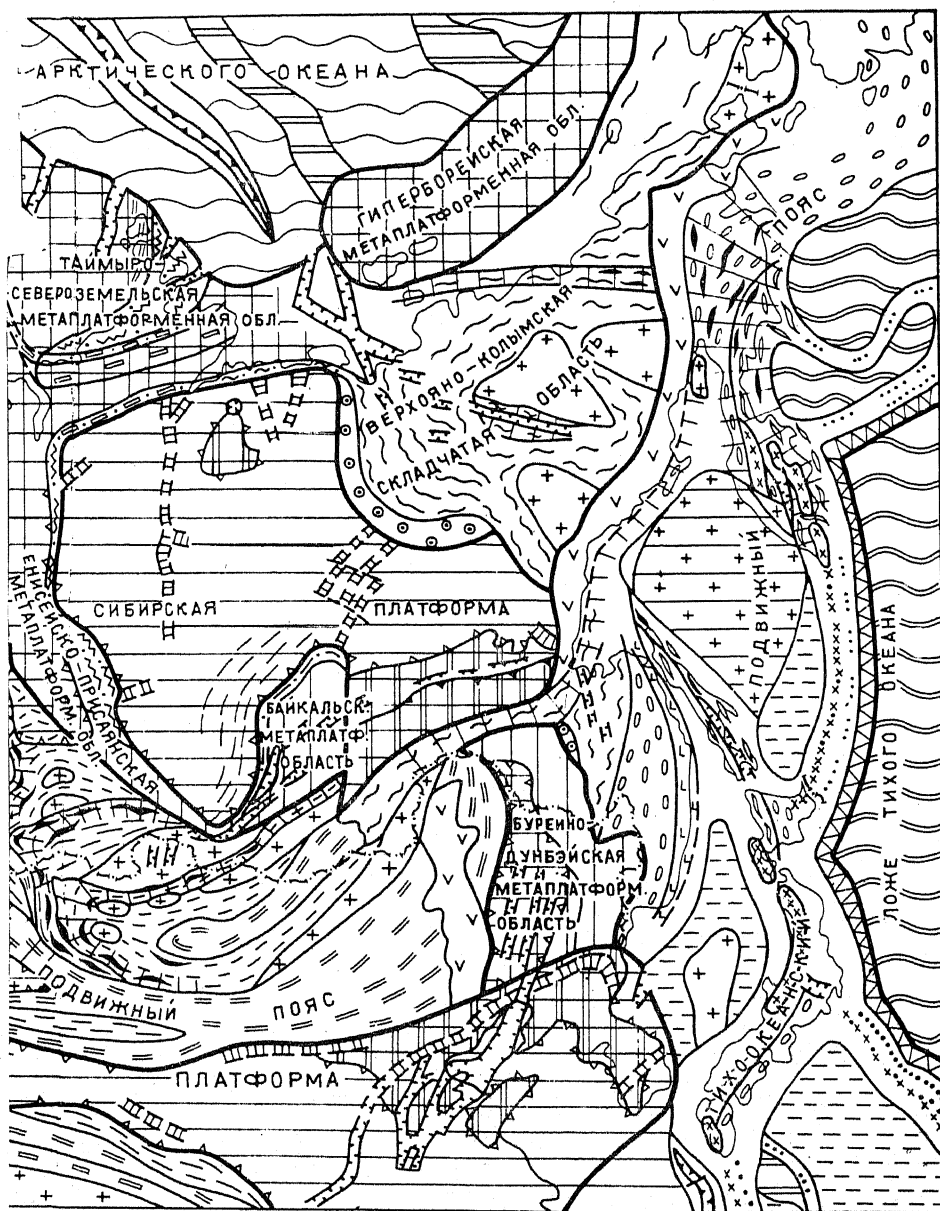


Рис. 1. Схема тектонического
 1—5 — древние платформы: 1 — выступы дорифейского фундамента (щиты); 2 — плитным чехлом); 3 — области, покрытые вендско-фанерозойским чехлом (древние тисинеклизы); 5 — каледонские складчатые зоны в плитном чехле. 6—14 — метапласти нерасчлененные, без чехла, 7 — то же, с фанерозойским чехлом (молодые плитном чехле; 9—14 — авлакогеосинклинальные складчатые зоны: 9 — байкальские позднекимерийские, 14 — альпийские. 15—38 — подвижные пояса: 15 — остаточ



районирования Северной Евразии.

рифейские авлакогены, частично регенерированные в палеозое (на поверхности и под плиты); 4 — участки со сверхмощным чехлом и корой субокеанического типа (ба-
 платформенные области: 6 — метаплатформенные массивы и метаплатформенные об-
 плиты и параплатформы), 8 — герцинские и раннекеммерийские складчатые зоны в
 и салаирские, 10 — каледонские, 11 — герцинские, 12 — древнекеммерийские, 13 —
 ные срединные массивы (в основном допозднерифейские); 16—22 — эпигеосинкли-

анического типа, почти вся Верхояно-Чукотская область сформировалась на континентальной коре и до начала позднего палеозоя представляла собой метаплатформенную область, примыкающую к Сибирской платформе. Структурные элементы Верхояно-Чукотской области под почти прямым углом подходят к ее границе с Тихоокеанским поясом, к которой приурочен позднемезозойский краевой Охотско-Чукотский вулканический пояс.

В пределах Северной Евразии находится несколько кайнозойских континентальных рифтовых зон, в числе которых рассматриваемые в этой книге Байкальская зона в одноименной метаплатформенной области и Момско-Лаптевская—в Верхояно-Чукотской складчатой области.

нальные складчатые системы: 16 — салаирские, 17 — каледонские, 18 — герцинские, 19 — раннекиммерийские, 20 — позднекиммерийские, 21 — австрийские, субгерцинские и ларамийские, 22 — альпийские; 23 — эвгеосинклинальные зоны эпигеосинклинальных складчатых систем разного возраста (на поверхности); 24 — офиолитовые зоны различного возраста — сутуры древних раздвиговых зон с корой океанического типа; 25 — невулканические геоантиклинали (островные дуги) в современных геосинклинальных системах; 26 — то же, вулканические; 27 — глубоководные впадины внутренних и окраинных морей с корой субокеанического типа; 28 — глубоководные желоба: 29—32 — краевые прогибы: 29 — герцинские, 30 — раннекиммерийские, 31 — позднекиммерийские, 32 — альпийские; 33—37 — краевые вулканические пояса: 33 — эпикаледонские (девонские), 34 — позднегерцинские (позднепалеозойские), 35 — эпикиммерийские (позднеюрские — среднемеловые), 36 — эпиавстрийские и эписубгерцинские (позднемеловые — палеогеновые), 37 — позднеальпийские (плиоцен-антропогеновые); 38 — участки подвижных поясов, покрытые на постгеосинклинальном мегаэтапе их развития фанерозойским (в основном мезокайнозойским) чехлом (молодые плиты и параплаксы). 39—42 — ложе океанов: 39 — впадины древнего океанского ложа, обновленного в позднем мезозое и кайнозое; 40 — впадины океанского ложа, возникшие в позднем мезозое и кайнозое; 41 — поднятия океанского ложа с корой субконтинентального типа («микроконтиненты»); 42 — внутриокеанические и межконтинентальные кайнозойские рифтовые зоны; 43 — рифтовые зоны (пермские, мезозойские и кайнозойские) на древних платформах, в метаплатформенных областях и в подвижных поясах; 44 — крупнейшие надвиги и тектонические покровы; 45 — границы плит и параплаксов; 46 — крупнейшие астроблемы или эндогенные взрывные кратеры; 47 — границы древних платформ, метаплатформенных областей, подвижных поясов и ложа океанов

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Восточно-Европейская платформа, имеющая площадь около 5,5 млн км², занимает большую часть Европейской России и Украины, всю территорию Белоруссии и Прибалтийских республик, а также всю или большую часть территории Финляндии, Швеции, Дании и некоторые участки Норвегии, Польши, Румынии. В рельефе она выражена обширной Восточно-Европейской равниной, в пределах которой преобладают низменности. Одна из них — Прикаспийская аккумулятивная низменность на юго-востоке равнины — лежит ниже уровня океана (от 0 до —28 м). Над низменностями поднимаются до 300—470 м возвышенности — Волюно-Подольская, Приазовская и Донецкий кряж в южной части равнины, Белорусская, Валдайская, Среднерусская, Приволжская в ее средней части и Общий Сырт, Прикамская и Северные Увалы в восточной. На Кольском полуострове в самой северной части платформы находятся островные горы высотой до 1 км (Хибины). С возвышенностей и обрамляющих равнину с юго-запада и востока хребтов Карпат и Урала стекают дренирующие ее реки, принадлежащие к бассейнам Балтийского (Висла, Неман, Зап. Двина, или Даугава), Белого (Онега, Сев. Двина с Сухоной и Вычегдой), Баренцева (Мезень), Черного (Днестр, Южный Буг, Днепр), Азовского (Дон) морей, а также Каспийского озера-моря (Волга с Камой, Урал, Эмба). В северо-западной части равнины расположены крупные проточные озера (Ладожское, Онежское, Чудское, Ильмень, Белое) и обширное Рыбинское водохранилище. Многочисленные более мелкие озера имеются в Карелии, на Кольском полуострове, в Финляндии и Швеции.

Геологическое изучение Восточно-Европейской платформы началось раньше, чем других древних платформ, — в первой половине XIX в.; на ее примере выработывались представления о главных чертах строения и развития областей, которые впоследствии стали называть древними платформами.

Первые обзорные геологические карты Восточно-Европейской равнины были составлены в начале 40-х годов XIX в. русскими учеными Г. П. Гельмерсеном, А. К. Мейендорфом и английским геологом Р. М. Мурчисоном, совершившим большое путешествие по Европейской России. С 80-х годов XIX в. Геологический комитет начал систематическое среднемасштабное картирование Европейской России, позволившее разработать детальную стратиграфическую схему и выявить многие тектонические структуры. В конце XIX в. А. П. Карпинский впервые дал серию палеогеографических реконструкций для Восточно-Европейской равнины и выделил ее главные тектонические элементы, а в 1919 г. применил к ней предложенный Э. Зюссом термин «Русская плита». В послереволюционный период знания о ее геологическом строении были значительно углублены и детализированы, чему способствовало широкое развитие в послевоенные годы глубокого бурения и геофизических исследований.

В сводных работах А. Д. Архангельского в 30-х годах эта территория была впервые названа Восточно-Европейской платформой¹. В ее составе стали выделять выступы фундамента — щиты — и разделяющую их обширную область распространения платформенного чехла, на которую перенесли термин «Русская плита». В формировании современных представлений о строении и развитии Восточно-Европейской платформы большая роль принадлежит работам Н. С. Шатского, выявившего ряд погребенных под ее плитным комплексом позднепротерозойских и отчасти палеозойских грабенообразных прогибов, которые он назвал *авлакогенами*.

В плане Восточно-Европейская платформа имеет в первом приближении форму неправильного пятиугольника с закругленными углами. На трех участках, составляющих вместе около половины ее периметра, платформа непосредственно граничит с подвижными поясами Евразии. На северо-западе — это Северо-Атлантический пояс, а именно каледонское складчатое сооружение Норвегии и Швеции, надвинутое по очень пологим поверхностям шарьяжей на Балтийский щит, на востоке — Урало-Монгольский подвижный пояс, а именно Предуральский краевой прогиб, на который с востока надвинуто герцинское складчатое сооружение Урала, а на юго-западе и юге — Средиземноморский подвижный пояс, представленный Предкарпатским краевым прогибом с надвинутым на него альпийским складчато-покровным сооружением Карпат и эпипалеозойской Скифской плитой, занимающей равнины Крыма и Предкавказья.

Между этими тремя участками Восточно-Европейская платформа граничит с тремя метаплатформенными областями, причем в каждой из них к платформе непосредственно примыкают входящие в них авлакогеосинклинальные складчатые зоны различного возраста. Так, вдоль северо-восточного края платформы простирается байкальская Тиманская авлакогеосинклинальная зона, принадлежащая к Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области. К юго-западному краю платформы примыкает входящая в состав Среднеевропейской метаплатформенной области Датско-Польская авлакогеосинклинальная зона, пережившая неоднократные складчатые деформации. Наконец, к юго-восточному углу и частично к южному краю платформы прилегают принадлежащие к Донецко-Североустюртской метаплатформенной области герцинские авлакогеосинклинальные складчатые зоны — Южно-Эмбинская и Донецко-Промысловская. Последняя зона под острым углом вдается на северо-западе в глубь платформы и постепенно вырождается, переходя по простирацию в Днепровско-Донецкий авлакоген.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Как и другие древние платформы, Восточно-Европейская платформа обладает двухъярусной тектонической структурой и состоит из фундамента, в основном сложенного сильнодеформированными, метаморфизованными и гранитизированными породами архейского и раннепротерозойского возраста², и резко несогласно перекрывающего его платформенного чехла, образованного почти или вовсе не метаморфизованными отложениями верхнего протерозоя и фанерозоя. Пример-

¹ Некоторые исследователи называют ее также Русской платформой, Европейской платформой (А. А. Богданов) или Фенносарматией (Г. Штилле, С. Н. Бубнов).

² На крайнем западном участке платформы в состав фундамента входят также породы нижнего-среднего рифея.

но на $\frac{1}{4}$ площади платформы на щитах и присводовом участке Воронежской антеклизы фундамент выходит на поверхность или залегает в непосредственной близости от нее. На большей части платформы, в пределах Русской плиты, он перекрыт чехлом мощностью от нескольких сотен метров до 5—10 и даже 20—22 км (рис. 2 и 3).

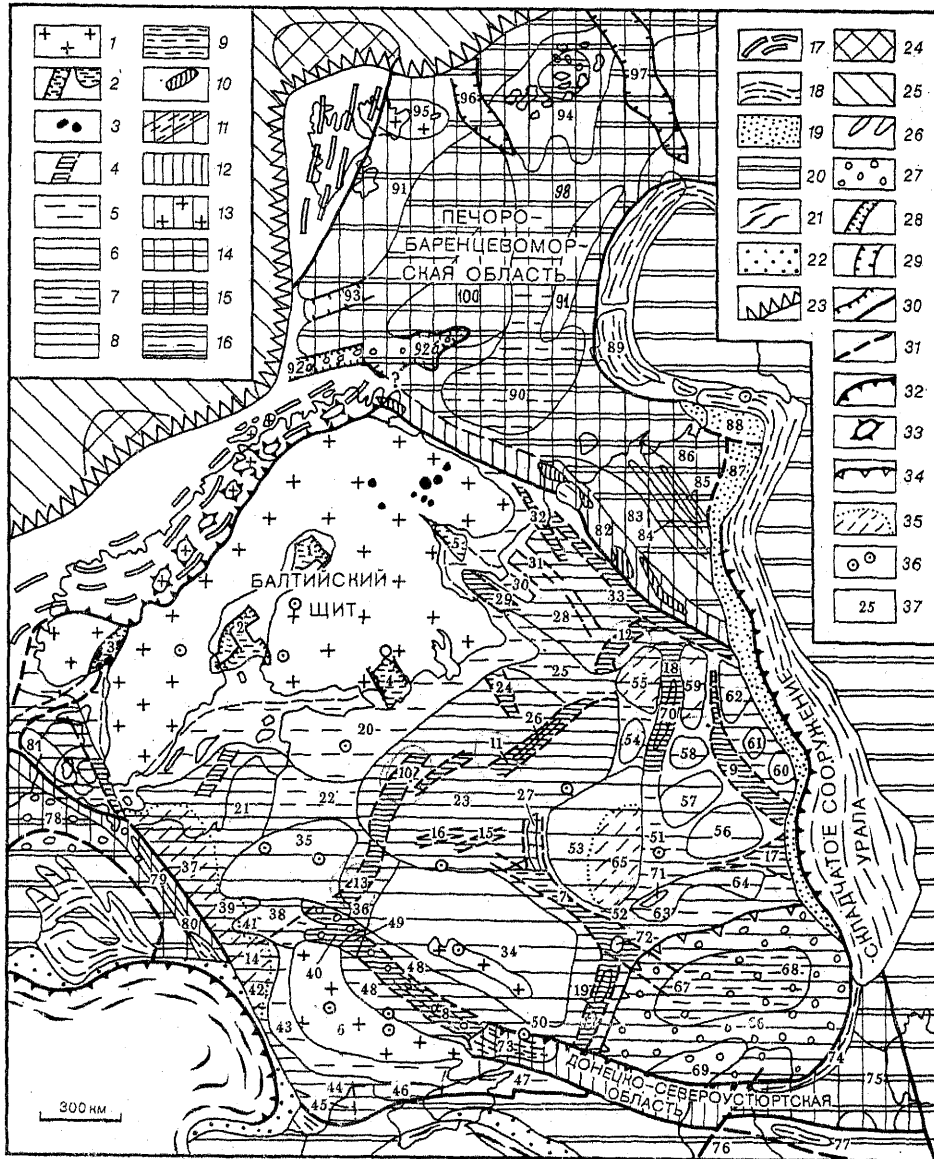


Рис. 2. Схема тектонического районирования Восточно-Европейской платформы и смежных метаплатформенных областей.

1—8 — Восточно-Европейская платформа: 1—3 — щиты: 1 — выходы фундамента на поверхность, 2 — грабены и впадины, выполненные верхнепротерозойскими и палеозойскими образованиями, 3 — верхнепротерозойские и палеозойские интрузивные массивы; 4—9 — Русская плита; 4 — погребенные грабены (авлакогены), выполнен-

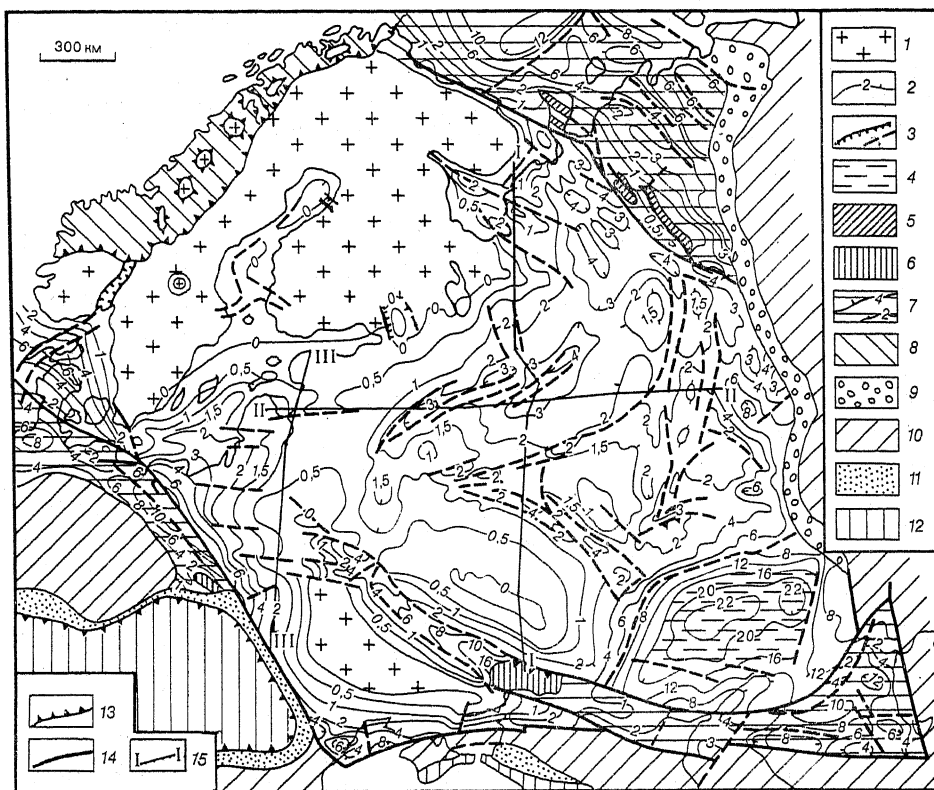


Рис. 3. Схематическая карта рельефа поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы и смежных метаплатформенных областей. Сост. по тектонической карте Европы масштаба 1 : 10 000 и другим материалам.

1 — выходы архейско-нижнепротерозойского фундамента на Восточно-Европейской платформе и в тектонических окнах скандинавских каледонид; 2 — изолинии залегания его поверхности на Русской плите; 3 — разломы, смещающие поверхность фундамента; 4 — районы отсутствия в фундаменте геофизического «гранитно-метаморфического слоя»; 5 — выступы байкальского складчатого фундамента в авлакогеосинклинальных зонах; 6 — то же, каледоно-герцинского; 7 — чехол метаплатформенных областей и изолинии глубин залегания их разновозрастного фундамента; 8 — каледониды Северо-Атлантического складчатого пояса; 9 — герцинские краевые прогибы; 10 — герциниды и более древние сооружения Урало-Монгольского и Средиземноморского складчатых поясов; 11 — альпийские краевые прогибы; 12 — альпиды и частично киммериды (Крым) Средиземноморского складчатого пояса; 13 — краевые надвиги, тектонические покровы и тектонические окна; 14 — границы Восточно-Европейской платформы, смежных с ней метаплатформенных областей и складчатых поясов; 15 — геологические профили, изображенные на рис. 4

ные верхним протерозоем и частично верхним девоном и карбоном, 5 — крылья щитов, 6 — антеклизы и своды в сложных антеклизах, 7 — седловины, крылья антеклиз и межсводовые прогибы в сложных антеклизах, 8 — антеклизы и перикратонные впадины, 9 — наиболее глубокие части антеклиз с субокеаническим типом строения коры. 10—16 — метаплатформенные массивы и метаплатформенные области: 10—12 — авлакогеосинклинальные зоны: 10 — выступы байкальского или салаирского складчатого основания, 11 — то же, каледонского и герцинского, 12 — участки, перекрытые платформенным чехлом; 13—16 — метаплатформенные массивы и метаплатформенные области без расчленения: 13 — выступы добайкальского фундамента, 14 — поднятия в чехле, 15 — впадины в чехле, 16 — наиболее глубокие части впадин с предположительно субокеаническим типом строения коры; 17—22 — подвижные (эпигеосинклинальные складчатые) пояса; 17 — выступы складчатого основания каледонид Северо-Атлантического пояса; 18 — то же, герцинид и ранних киммерид Урало-Монгольского и Средизем-

Наиболее крупный выступ фундамента — Балтийский (Фенно-Скандинавский) щит — занимает северную и северо-западную части платформ. С северо-запада на него по очень пологой поверхности надвинуты каледониды Скандинавии, из-под которых в ряде тектонических окон выступает дорифейский метаморфический фундамент. На юге и

номорского поясов; 19 — герцинские и раннекеммерийские краевые прогибы; 20 — участки складчатых областей, перекрытые мезокайнозойским и частично более древним чехлом молодых плит и параплатосов; 21 — позднекеммерийские и альпийские складчатые области; 22 — альпийские краевые прогибы; 23—25 — океанические впадины; 23 — краевые зоны (континентальные ступени), 24 — участки с утоненной корой континентального типа, 25 — глубоководные зоны с корой океанического типа; 26—36 — отдельные структуры: 26 — мезокайнозойские плакантиклинали (валы), 27 — районы развития соляных диапиров, 28 — грабены верхнепротерозойские и палеозойские, 29 — то же, мезозойские и кайнозойские, 30 — крупные крутые разломы на поверхности, 31 — то же, погребенные, 32 — крупные надвиги и тектонические покровы, 33 — тектонические окна, 34 — крупные флексуры в чехле, 35 — некоторые наложенные мезокайнозойские впадины в чехле Русской плиты, 36 — астроблемы, установленные и предполагаемые; 37 — структурные элементы, обозначенные на карте цифрами: 1 — Северо-Ботническая впадина; 2 — Южно-Ботническая впадина; 3 — грабен Осло; 4 — Ладожский грабен (авлакоген); 5 — Кацдалакшский грабен (авлакоген); 6 — Украинский щит; 7 — Пачелмский (Рязано-Саратовский) авлакоген; 8 — Днепровско-Донецкий авлакоген; 9 — Камско-Бельский авлакоген; 10—14 — Среднерусская система авлакогенов (10 — Крестцовский, или Валдайский, 11 — Солигаличский, 12 — Яренский, 13 — Оршанский, 14 — Волынский); 15 — Московский авлакоген, 16 — Гжатский авлакоген; 17 — Абдулинский авлакоген; 18 — Кировский авлакоген; 19 — Доно-Медведицкий авлакоген; 20 — южный склон Балтийского щита; 21 — Прибалтийская синеклиза; 22 — Латвийская седловина; 23 — Московская синеклиза; 24 — Воже-Лачский авлакоген; 25 — Великоустюгская седловина; 26 — Сухонский вал; 27 — Окско-Цнинский вал; 28 — Мезенская синеклиза; 29 — Онежский грабен (авлакоген); 30 — Керещко-Пинежский авлакоген; 31 — Лешуконский авлакоген; 32 — Нижнемезенский авлакоген; 33 — Притиманская впадина; 34 — Воронежская антеклиза; 35 — Белорусская антеклиза; 36 — Бобруйская седловина; 37 — Польско-Литовская впадина; 38 — Полесская седловина; 39 — Брестская впадина; 40 — Припятская впадина (сложный грабен); 41 — Ратновский горст; 42 — Львовская впадина; 43 — юго-западный склон Украинского щита; 44 — Причерноморская впадина; 45 — Предбруджинская (Молдавская) впадина; 46 — Каркинитская впадина; 47 — Ростовский погребенный выступ Украинского щита; 48 — Украинская синеклиза; 49 — Брагино-Лоевское поперечное поднятие (седловина); 50 — Миллеровский прогиб; 51 — Казанско-Сергиевский прогиб; 52 — Кузнецкая седловина; 53 — Токмовский свод; 54 — Котельничский свод; 55 — Сысольский свод; 56—58 — Татарский свод (56 — Альметьевская вершина, 57 — Кукморская вершина, 58 — Немская вершина); 59 — Коми-Пермяцкий свод; 60 — Красноуфимский свод; 61 — Пермский свод; 62 — Верхнекамский свод; 63 — Пугачевско-Жигулевский свод; 64 — Оренбургский свод; 65 — Ульяновско-Саратовская синеклиза; 66 — Прикаспийская синеклиза; 67—68 — ее осевая, наиболее погруженная часть (67 — Хобдинский гравитационный максимум, 68 — то же, Аралсорский); 69 — Астраханское поднятие; 70 — Вятский вал; 71 — Жигулевский вал; 72 — Саратовские поднятия; 73 — Донецкая (Донецко-Промысловская) авлакогеосинклинальная складчатая зона; 74 — Южно-Эмбинская авлакогеосинклинальная складчатая зона; 75 — Северо-Устюртский метаплатформенный массив; 76 — Аграханско-Гурьевский разлом; 77 — Мангышлакская авлакогеосинклинальная складчатая зона; 78—80 — Среднеевропейская метаплатформенная область; 79—80 — Датско-Польская авлакогеосинклинальная зона (79 — Среднепольский плакантиклинорий, 80 — Светокшиская складчатая зона); 81 — поднятие Рингкёбинг-Фюю; 82 — Тимано-Варангерская авлакогеосинклинальная складчатая зона; 83—86 — Печорская синеклиза: 83 — Ижма-Печорская ступень, 84—85 — Кожвинско-Колвинский авлакоген (84 — Печоро-Кожвинский вал, 85 — Колвинский вал), 86 — Хорейверская и Варандей-Адгвьянская зоны; 87 — зона гряды Чернышева и Косью-Роговская (Воркутинская) краевая впадина; 88 — зона гряды Чернова и Коротайхинская впадина (Предпайхойская) краевая впадина; 89 — Пайхойско-Новоземельская авлакогеосинклинальная складчатая зона; 90 — Южно-Баренцевская впадина; 91 — Северо-Баренцевское поднятие; 92 — впадины Хаммерфест(а)—Нордкап(б); 93 — впадина Медвежья; 94 — поднятие Франца-Иосифа; 95 — Восточно-Шпицбергенский выступ докембрийского фундамента; 96 — желоб Франц-Виктория; 97 — желоб Св. Анны; 98 — Северо-Баренцевская впадина; 99 — вал Адмиралтейства; 100 — Центральнobarенцевское поднятие

юго-востоке фундамент щита, как правило, погружается под платформенный чехол, но местами структуру краевой зоны щита осложняют поперечные к ней рифейские авлакогены (Кандалакшский, Ладожский), а на юго-западе — пермский грабен Осло. Несколько небольших рифейских и палеозойских грабенообразных впадин известны во внутренних частях щита — в Ботническом заливе и Южной Швеции.

Значительно меньший Украинский (Азово-Подольский) щит расположен в юго-западной части платформы. На западе и юге он скрыт под пологозалегающим чехлом Русской плиты, а на северо-востоке граничит по сбросам с Донецкой авлакогеосинклинальной складчатой зоной и Днепровско-Донецким авлакогеном, погребенным под Украинской синеклизой. На самый северный участок щита наложен субширотный рифейский Овручский грабен.

В строении платформенного чехла по характеру структурных форм различаются два мегакомплекса, отвечающих двум мегаэтапам тектонического развития платформы: нижний, авлакогенный, включающий отложения и частично вулканы рифейского и ранневендского возраста (от 1,6 до 0,6 млрд лет), и верхний, плитный, сложенный отложениями верхнего венда и фанерозоя (рис. 4). Главными структурными элементами авлакогенного мегакомплекса являются многочисленные линейно вытянутые, ограниченные и разбитые нормальными сбросами грабенообразные прогибы — авлакогены, выявленные глубоким бурением и геофизическими исследованиями в низах чехла Русской плиты и в значительно меньшей мере осложняющие строение краевых участков щитов. Длина авлакогенов измеряется несколькими сотнями километров, ширина — десятками километров, глубина варьирует от 1—2 до 5, а в ряде случаев — до 10 км. Часть авлакогенов имеет северо-западное простирание (Днепровско-Донецкий, Пачелмский, Камско-Бельский, Кандалакшский, Онежский, Ладожский и пр.), часть — северо-восточное (Московский, авлакогены Среднерусской системы, Оршанский, Волынский), а некоторые авлакогены, главным образом на востоке платформы, простираются субмеридионально (Кировский, Доно-Медведицкий) или субширотно (Абдулинский).

Одни авлакогены расположены во внутренней части платформы и слепо загухают на обоих концах, другие подходят к ее границе и смыкаются с краевыми зонами смежных подвижных поясов или авлакогеосинклинальными зонами соседних метаплатформенных областей, а местами переходят в них по простиранию (Днепровско-Донецкий авлакоген). На восточной, северо-восточной и юго-западной окраинах платформы в рифее и венде формировались также «однокрылые» перикратонные прогибы. Возникновение и погружение авлакогенов в рифее протекало в условиях некоторого горизонтального растяжения коры платформы в тесной связи с заложением обрамлявших ее подвижных поясов и авлакогеосинклинальных прогибов. В раннем венде авлакогены, в которых еще продолжалось погружение, заметно расширились. В позднем венде их развитие прекратилось или приостановилось, и на обширных площадях платформы началось формирование плитного мегакомплекса, продолжавшееся в течение всего фанерозоя. В среднем-позднем девоне некоторые авлакогены — Кировский, Доно-Медведицкий, Днепровско-Донецкий — испытали регенерацию и повторное проседание, причем последний авлакоген заметно расширился и разросся по простиранию к западу, где возник глубокий и сложно построенный Припятский грабен. В конце палеозоя, в мезозое или кайнозое в плитном мегакомплексе над рядом авлакогенов, по-видимому в связи с не-

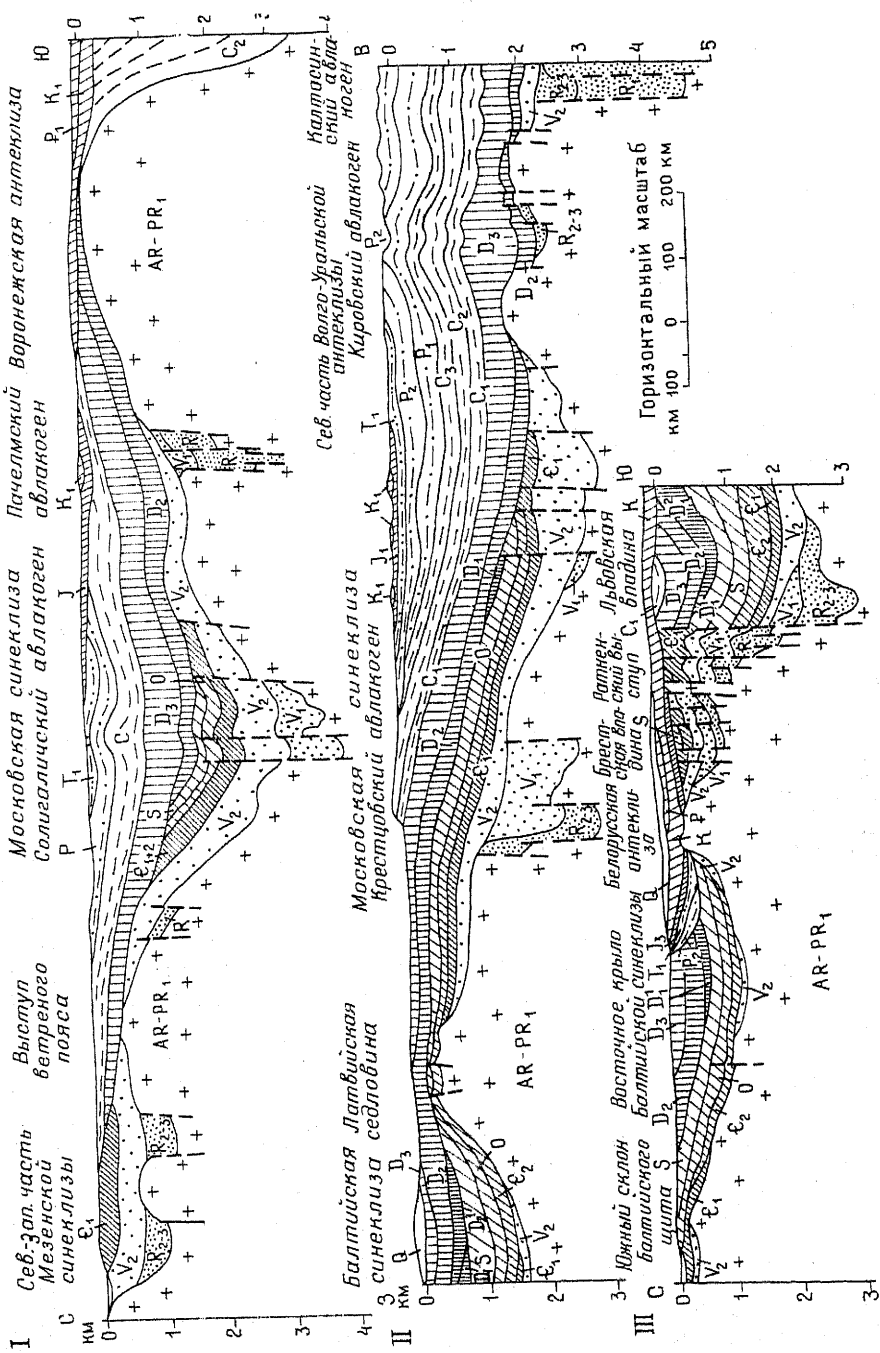


Рис. 4. Меридиональные (I—III) и широтные (II—II) геологические профили Русской плиты (по Н. С. Иголкиной, с упрощениями). Положение профилей показано на рис. 3. Соотношение масштабов 1:100

которым сжатием коры и поднятием блоков фундамента в них, образовались валлообразные поднятия — плакантиклинали.

Плитный мегакомплекс чехла, покрывающий около $\frac{3}{4}$ площади платформенной формы, за исключением небольших ее участков, залегает субгоризонтально или очень полого. Его главными структурными формами являются склоны щитов, обширные брахиморфные и субизометричные в плане блюдцеобразные впадины — синеклизы, открывающиеся и углубляющиеся к краям платформы полувпадины — перикратонные прогибы, расположенные во внутренних частях плиты обширные пологие поднятия — антеклизы (некоторые из них состоят из нескольких более мелких овальных или округлых сводов), а также относительно пониженные перемычки между антеклизами, сводами и склонами щитов — седловины. Мощность разреза плитного мегакомплекса варьирует от 2—3 до 5—10 км, а в сверхглубокой Прикаспийской синеклизе доходит до 20—22 км. В пределах антеклиз и седловин мощность плитного мегакомплекса составляет не более 1—2 км, а в апикальных частях Воронежской и Белорусской антеклиз и на склонах щитов сокращается почти до нуля. Полнота разреза в синеклизах в целом также значительно больше, чем в антеклизах и на склонах щитов. На большей части Русской плиты плитный мегакомплекс несогласно залегает на дорифейском фундаменте, но во внутренних и особенно в приосевых участках синеклиз он может без углового несогласия, но с перерывом или даже согласно налегать на рифейские или вендские отложения авлакогенов.

К второстепенным структурным формам плитного мегакомплекса принадлежат линейные и брахиморфные в плане валлообразные поднятия — плакантиклинали, нередко возникающие над погребенными авлакогенами, флексуры, крупные разрывы и целые зоны разрывов сбросового и взбросо-надвигового типа, а также небольшие субизометрические в плане куполовидные поднятия, часто разбитые сбросами (диапиры и криптодиапиры) с ядрами из девонской или пермской соли.

В строении плитного мегакомплекса различаются три основные комплекса, как правило, отделенные друг от друга перерывами. Они отличаются по формациям отложений, площадям распространения и тектоническим планам слагаемых ими платформенных структур и отвечают трем крупным этапам тектонического развития платформы и обрамляющих ее подвижных поясов — каледонскому, герцинскому и альпийскому. Современный рельеф поверхности дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы отражает суммарный результат вертикальных движений земной коры на разных ее участках на протяжении авлакогенного и трех главных этапов плитного мегаэтапа ее развития, в ходе которых тектонический план платформы претерпевал неоднократные перестройки.

В структурном плане плитного мегакомплекса проявляется тектоническая зональность долготного и северо-восточного направлений. Первая представлена долготно вытянутой системой поднятий, связывающих восточную часть Балтийского щита, Латвийскую седловину, Белорусскую и Воронежскую антеклизы, Полесскую седловину и Украинский щит, и депрессионными зонами, лежащими к западу (Прибалтийская, Львовская, Брестская перикратонные впадины) и востоку от нее (более обширные и глубокие Восточно-Русская, Прикаспийская впадины).

Зональность северо-восточного направления выражена в наличии четырех чередующихся зон преобладающих поднятий и опусканий: Балтийской зоны поднятий (одноименный щит), Прибалтийско-Средне-

русской зоны опусканий, Сарматской зоны преобладающих поднятий и Прикаспийской зоны опусканий (одноименная синеклиза). Главными структурными элементами Прибалтийско-Среднерусской зоны опусканий являются юго-восточный склон Балтийского щита, Прибалтийская перикратонная впадина, Московская, Мезенская синеклизы и разделяющие их Латвийская и Великоустюгская седловины. В основании большинства этих структур, кроме Латвийской седловины, расположены погребенные рифейские авлакогены, многие из которых принадлежат к Среднерусской системе авлакогенов. Плитный мегакомплекс чехла на большей части площади зоны начинается с каледонского комплекса. Его нижние горизонты (верхний венд, низы кембрия) распространены в средней и северо-восточной частях зоны, а верхние (ордовик—низы девона) — в ее западной части. Нижняя часть герцинского комплекса (девон) выстилает почти всю зону, а верхняя (карбон — нижний триас) — лишь ее восточную половину и крайний юго-западный участок. Примерно в тех же районах распространен маломощный и стратиграфически неполный (особенно на востоке) альпийский комплекс.

К второстепенным структурным формам принадлежат осложняющие центральную и южную части Московской синеклизы Сухонский и Окско-Цнинский валы (плакантиклинали), возникшие в мезозое над Солигаличским и северной частью Пачелмского авлакогена.

К Сарматской зоне преобладающих поднятий, занимающей около половины всей площади платформы, принадлежат такие крупные поднятия, как Украинский щит, Белорусская, Воронежская и Волго-Уральская антеклизы, а также связывающая два первых поднятия Полесская седловина. Большая часть этой зоны, кроме ее северо-западной, юго-западной и юго-восточной окраин, принадлежала до середины девона огромному выступу фундамента (Сарматскому щиту, по Н. С. Шатскому), расчлененному системой узких рифейских авлакогенов, таких, как Днепровско-Донецкий (?), Оршанский, Пачелмский, Доно-Медведицкий, Кировский, Абдулинский, Камско-Бельский, на ряд крупных блоков. Во второй половине девона некоторые авлакогены (Кировский, Доно-Медведицкий и др.) подверглись регенерации, а в восточной части Волго-Уральского поднятия возник ряд мелких субмеридиональных грабен.

Особенно сильное растяжение и грабенообразное погружение испытал в позднем девоне Днепровско-Донецкий авлакоген (рис. 5), на западном конце которого возник глубокий ступенчатый Припятский грабен. Интенсивное опускание и расширение Днепровско-Донецкого авлакогена продолжалось в карбоне — ранней перми, а в мезозое — палеогене над ним образовалась еще более широкая блюдцеобразная депрессия — Украинская синеклиза. Структуру синеклизы и погребенного под ней авлакогена осложняют многочисленные диапиры и криптодиапиры с ядрами из верхнедевонской и нижнепермской соли. Северные склоны Белорусского и Воронежского поднятий были вовлечены в слабое опускание во второй половине девона, южные склоны — в карбоне, а приосевые части — в позднем мезозое, и в итоге они превратились в просто построенные антеклизы с неглубоко (0,—0,5 км) залегающим фундаментом.

Более длительное (с середины девона до конца перми) и значительное дифференцированное погружение испытала в герцинском этапе северо-восточная часть Сарматской зоны, где в итоге сформировалась обширная Волго-Уральская антеклиза, состоящая из Токмовского, Татарского, Сысольского, Коми-Пермяцкого, Башкирского, Жигулевско-Пугачевского, Оренбургского сводов (в которых фундамент

залегает на глубинах от 1 до 2—3 км), разделенных прогибами и седловинами. На юго-западную часть Волго-Уральской антеклизы — Токмовский свод — в поздней юре — эоцене была наложена неглубокая овальная впадина — Ульяновско-Саратовская синеклиза. В неоген-четвертичное время ее территория вновь была приподнята на несколько сотен метров, и в современном рельефе она выражена Приволжской возвышенностью. В мезозое и кайнозое в восточной части Сарматской зоны возник ряд структур. Так, в плитном комплексе над Кировским авлакогеном в мезозое образовался Вятский вал (плакантиклиналь; рис. 6), а в конце мезозоя и кайнозоя над Доно-Медведицким авлако-

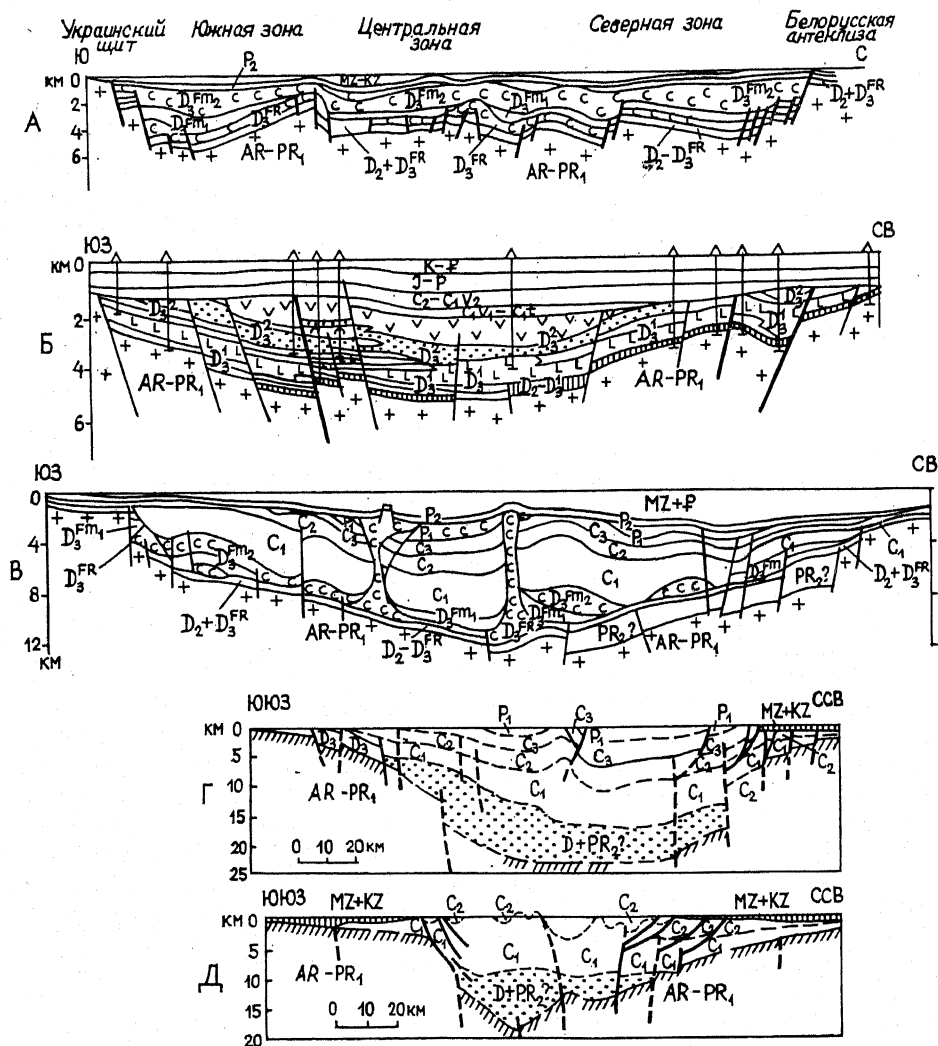


Рис. 5. Геологические и геолого-геофизические профили Днепровско-Донецкого авлакогена и Донецкой складчатой зоны:

А — поперечный профиль Припятского прогиба (по Р. Е. Айзбергу, Р. Г. Гарецкому, В. Б. Окушко); Б и В — профили через западную (Б) и восточную (В) части Днепровско-Донецкой впадины (по В. Б. Соллогу, А. В. Чекунову и др.); Г и Д — профили через западную (Г) и восточную (Д) части Донецкой складчатой зоны (по А. К. Михалеву и М. И. Бородулину). Знаком С на профилях А и В показаны верхнедевонские соленосные толщи

геном — одноименная цепочка брахиморфных поднятий. В позднем кайнозое вдоль северного борта Жигулевского свода активизировался одноименный субширотный разлом взброснадвигового типа со смещени-

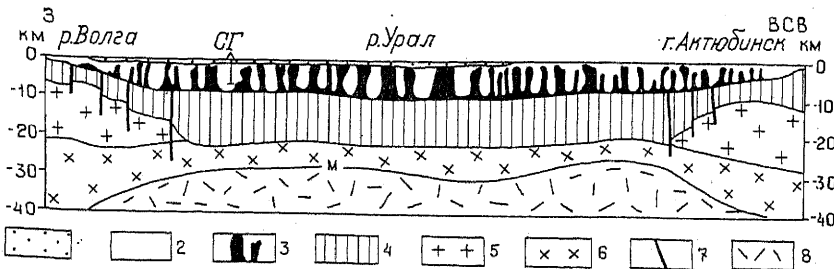
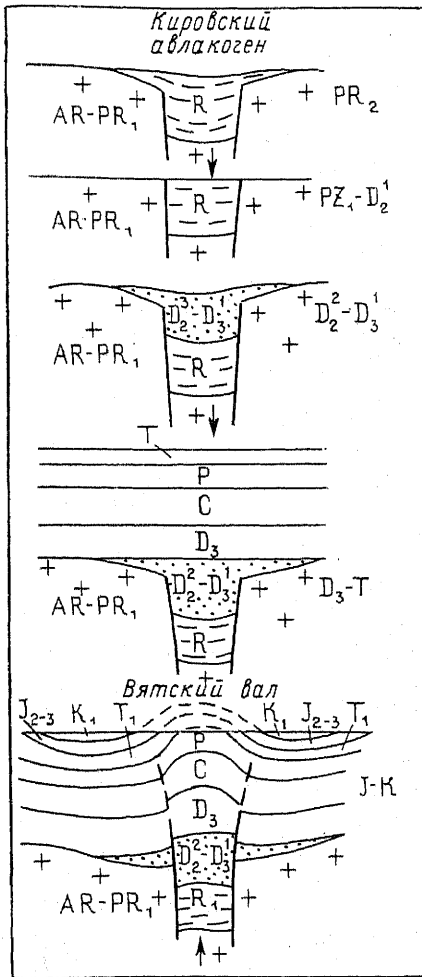


Рис. 7. Глубинный геолого-геофизический профиль через Прикаспийскую впадину. Из «Тектоники Европы» (1978).
1 — плиоцен-четвертичные отложения, 2 — эоцен — верхняя пермь, 3 — штоки кунгурской соли, 4 — подсолевые отложения, 5 — «гранитно-метаморфический слой», 6 — «базальтовый слой», 7 — разломы, 8 — верхняя мантия



ем масс к северу. Это нарушение, вероятно, явилось реакцией коры платформы на альпийские деформации сжатия в расположенном к югу от нее Средиземноморском подвижном поясе.

Вдоль юго-западной окраины Сарматской зоны к западу от Полесской седловины и Украинского щита располагаются небольшая Брестская и более обширная и глубокая Львовская перикратонные впадины, выполненные главным образом палеозойскими и трансгрессивно залегающими верхнемеловыми отложениями. Структура Львовской впадины осложнена герцинскими взбросо-надвигами с перемещением масс к северо-востоку. Южный склон Украинского щита образует Причерноморская перикратонная впадина, испытывавшая погружение в раннем палеозое, мелу и кайнозое.

Юго-восточную часть Русской плиты занимает сверхглубокая Прикаспийская синеклиза, или батисинеклиза (рис. 7). На западе ее отделяет от Воронежской актеклизы Доно-Медведицкий авлакоген с развившейся над ним одноименной зоной валообразных поднятий, на севере она сочленяется по ряду ступенчатых сбросов в фундаменте с Оренбургским и Жигулевско-Пуга-

Рис. 6. Этапы развития Кировского авлакогена

чевским сводами, на юге граничит по крупному надвику с восточной погруженной частью Донецко-Промысловской герцинской авлакогеосинклинальной складчатой зоны, а на востоке — с аналогичной Южно-Эмбинской зоной и южным окончанием Предуральяского краевого прогиба.

Глубина погружения фундамента в субширотно вытянутой средней части синеклизы по сейсмическим данным достигает 20—22 км; в этой зоне отсутствует геофизический «гранитный слой» коры, а ее общая мощность сокращена до 27—35 км. В периферических зонах Прикаспийской впадины, в частности в расположенном в ее южной части Астраханском сводовом поднятии, где фундамент залегает на глубинах 6—12 км, кора утолщается до 35—40 км и в ее разрезе появляется «гранитный слой». Природа исчезновения «гранитного слоя» в Прикаспийской впадине недостаточно ясна, но скорее всего связана с сопровождавшими (или вызывавшими?) ее глубокое и длительное погружение физико-химическими изменениями в породах субстрата, в направлении возрастающего уплотнения его глубинных слоев; в ходе этих изменений «гранитный слой» приобрел сейсмические параметры «базальтового», а последний — свойства верхов мантии, что приводило к смещению границы Мохо кверху.

Возраст древнейших отложений, выполняющих Прикаспийскую впадину, неясен. Нижнюю половину ее разреза (до 10—12 км) составляют докунгурские, т. е. палеозойские и, возможно, верхнепротерозойские отложения, поскольку на северо-западе в нее «вливается» Пачелмский авлакоген. Отложения ордовика, силура, девона, карбона и низов перми вскрыты бурением на окраинах впадины, вдоль которых просирируются карбонатные рифовые барьеры позднедевонского, каменноугольного и раннепермского возраста. На большей части площади впадины распространена нижнепермская (кунгурская) соленосная толща, первоначальная мощность которой достигала 4—5 км. Верхнюю часть разреза впадины (до 6—10 км) образуют верхнепермские, мезозойские и кайнозойские отложения. С поздней перми происходило перераспределение кунгурской соли, приведшее к возникновению и прерывистому росту многих сотен диапировых структур и почти полному отжиманию соли из межкупольных участков. Многие соляные купола прорывают или деформируют толщи мезозоя и палеогена, а некоторые — даже плиоценовые и четвертичные отложения.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

По данным ГСЗ и других геофизических исследований, почти на всей площади Восточно-Европейской платформы, кроме внутренней части Прикаспийской впадины, установлена типичная кора континентального типа, в которой различаются осадочный (отсутствующий на щитах), «гранитно-метаморфический» (со скоростями продольных волн 6—6,5 км/с) и «базальтовый», или гранулитобазитовый (со скоростями 6,5—7,5 км/с) геофизические слои. Мощность этих слоев варьирует соответственно в пределах 0—10, 10—20 и 20—35 км, а общая мощность коры составляет от 35 до 50, изредка до 60—65 км (рис. 8). Относительно утоненной корой (35—40 км) и приподнятым положением границы М отличается Днепровско-Донецкий авлакоген. Между «осадочным слоем» и кровлей «гранитного слоя» (т. е. дорифейского фундамента) в нем выделяется «промежуточный слой» со скоростями 5,6—5,8 км/с, предположительно отвечающий рифейскому комплексу.

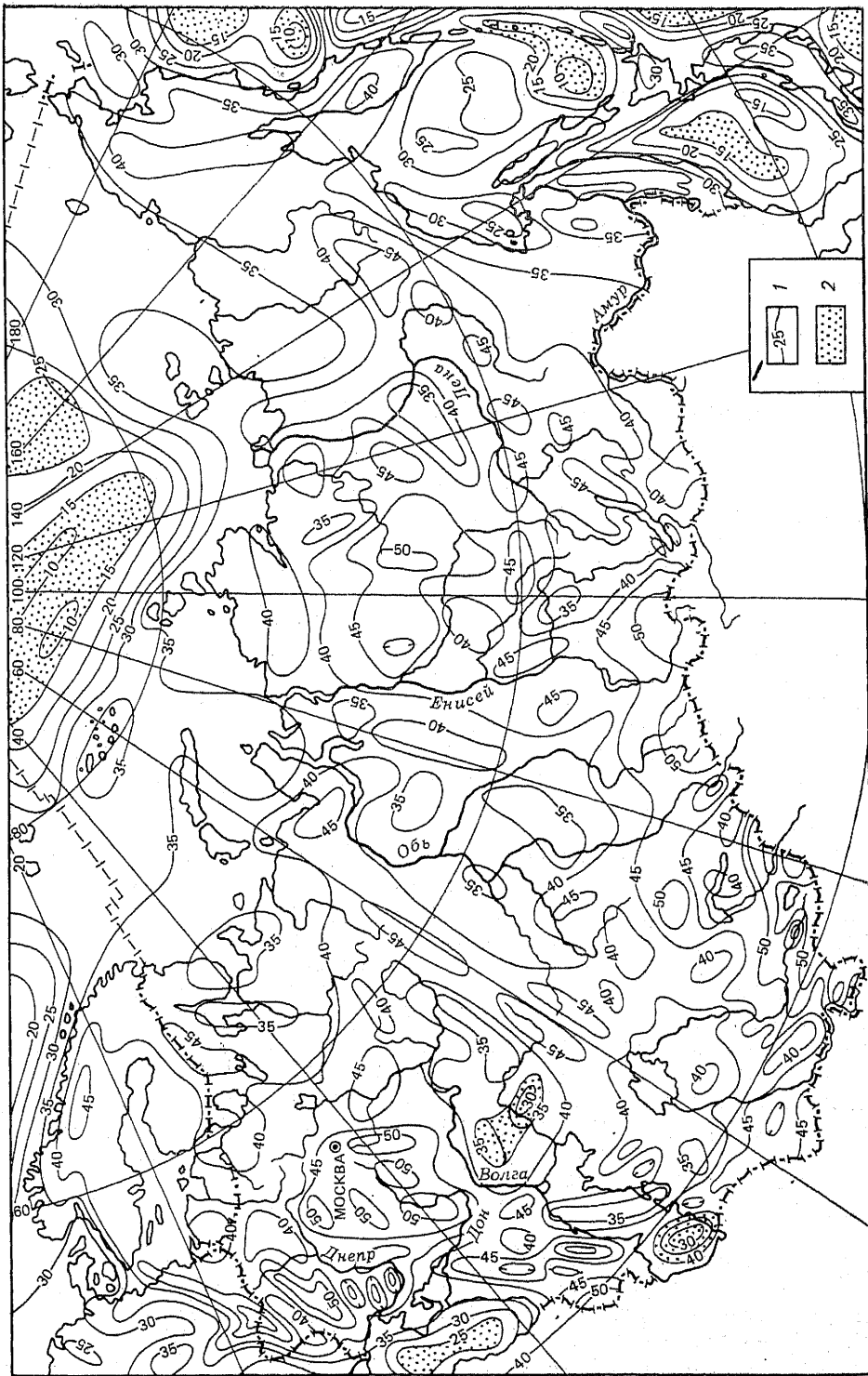


Рис. 8. Схема глубинного строения земной коры в пределах территории России, близлежащих стран и ложа прилегающих морей. Состав по разным материалам. 1 — изогипсы глубин поверхности М, км; 2 — области с отсутствием сейсмического «гранитного слоя». В западной и южной частях карты показана граница СНГ

Детальными сейсмическими исследованиями на площади Украинского щита установлено слоисто-блоковое строение коры с резкими перепадами в глубинах залегания границы М (от 35 до 65 км), а также границы К между отдельными субмеридионально вытянутыми блоками. На границе М скорость продольных волн скачкообразно возрастает до 8—8,3 км/с и далее книзу плавно увеличивается до 8,6—8,7 км/с на глубинах 100—150 км. В самой верхней части мантии (а местами и в консолидированной части коры) в разных районах платформы отмечаются маломощные и невыдержанные «горизонты» с относительно пониженными скоростями сейсмических волн, но единого мощного и хорошо выраженного астеносферного слоя, сравнимого с таковым подвижных областей континентов и океанов, не обнаружено.

Гравитационное поле платформы сравнительно спокойно, с преобладанием слабопониженных значений силы тяжести (в редукции Буге); на их фоне выделяются небольшие линейные и изометричные аномалии, отражающие на щитах структурно-вещественные неоднородности фундамента, а на плите — суммарное влияние последних и чехла. Прикаспийская впадина отличается от остальной части платформы господством отрицательных аномалий, обусловленных наличием мощной толщи осадков, но в ее центральной части выделяются Хобдинский и Аралсорский максимумы, связанные с выклиниванием «гранитного слоя» и приближением поверхности границ К и М.

Аномальное геомагнитное поле отражает влияние возмущающих масс в верхней части консолидированной коры. На щитах возможно прямое сопоставление магнитных аномалий со структурами фундамента, а на плитах анализ геомагнитного поля позволяет, в увязке с данными бурения, выявить особенности строения погребенного под чехлом фундамента. Интенсивность магнитных аномалий в пределах плиты находится в обратной зависимости от мощности чехла. Наименее дифференцированным, слабоотрицательным полем обладает Прикаспийская синеклиза, где мощность чехла максимальна, а значительная часть фундамента опущена на глубины, где температуры приближаются к точке Кюри. На большей части платформы магнитное поле отличается большей резкостью и сложным рисунком аномалий. Здесь различаются два основных типа аномальных полей: 1) округлые, овальные и линзовидные поля с пятнистой, слабоконтрастной внутренней структурой; 2) разделяющие и «обтекающие» их полосовидные зоны, состоящие из резких линейных максимумов и минимумов высокой интенсивности. Зоны первого типа (которые К. О. Кратц назвал полями) в основном отвечают районам распространения относительно кислых слабомагнитных пород архейского фундамента с широким развитием гранитоидных куполов и гранитных батолитов, а линейные зоны второго типа (межи, по К. О. Кратцу) насыщены высокомагнитными основными магматическими и метаморфическими породами и интерпретируются как архейские и нижнепротерозойские (?) гранулитовые пояса и нижнепротерозойские прогибы, выполненные джеспилитовой железорудной формацией.

Геотермальное поле платформы характеризуется преобладанием относительно низких значений плотности теплового потока — от 30 до 60 мВт/м² (при его среднем значении на поверхности Земли около 60 мВт/м²) — и его слабой дифференцированностью на площади. Наиболее низкие значения (30—40 мВт/м²) отмечаются на большей части Украинского и в восточной половине Балтийского щита. По данным Кольской сверхглубокой скважины, геотермический градиент до глубины 8 км составляет в среднем около 15 град/км, а на глубинах

8—11 км возрастает почти до 25 град/км. На антеклизмах тепловой поток не превышает 40 мВт/м², а в синеклизах составляет в среднем 40—50 мВт/м². Повышенным тепловым потоком отличаются Днепровско-Донецкий (до 50 мВт/м²) и Пачелмский (50—60 мВт/м²) авлакогены и особенно Прибалтийская синеклиза между Литвой и юго-восточной Швецией (50—80 мВт/м²).

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ЭТАПЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Консолидированное основание платформы, в основном сложенное метаморфическими и интрузивными породами архея и нижнего протерозоя, повсеместно обнажается на Балтийском щите и на значительной площади Украинского щита и локально — в присводовой части Воронежской антеклизы, а на подавляющей части площади Русской плиты перекрыто платформенным чехлом и вскрывается многочисленными скважинами. Стратиграфическое расчленение фундамента в отдельных районах щитов основано преимущественно на результатах его геологического изучения, а датирование и корреляция комплексов в разных районах щитов и Русской плиты и разработка общей хроностратиграфической схемы раннего докембрия для всей платформы базируются в первую очередь на материалах радиогеохронологических исследований, тогда как результаты палеонтологических исследований (изучение остатков и продуктов жизнедеятельности примитивных растительных организмов) при решении этих вопросов играют пока ничтожную роль.

Балтийский щит, занимающий территории Кольского полуострова и Карелии, а также Финляндии, Швеции и Южной Норвегии, изучали многие русские (А. А. Иностранцев, А. А. Полканов, Н. Г. Судовиков, К. О. Кратц и др.), финские (В. Рамсей, П. Эскола) и скандинавские геологи. В тектоническом отношении фундамент Балтийского щита подразделяется на три главные области (с востока на запад) — Кольско-Карельскую, Свекофеннскую (Шведско-Финскую), попадающую в пределы России лишь в районе Ладожского озера и Карельского перешейка, и Свеконорвежскую (рис. 9). Кольско-Карельская область отличается широким развитием архейских метаморфических образований, среди которых в виде отдельных пятен и узких полос присутствуют слабометаморфизованные осадочные и вулканогенные, а также интрузивные породы нижнего протерозоя. Основные процессы глубокого погружения, вулканизма и интрузивного магматизма, интенсивных тектонических деформаций и глубинного метаморфического преобразования пород в этой области происходили в архее, а в раннем протерозе она характеризовалась орогенным, а затем протоплатформенным режимом, осложненным развитием отдельных проторифтовых впадин. Свекофеннская область в основном сложена метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями и крупными массивами гранитоидов раннего протерозоя. Она рассматривается как раннепротерозойская протогеосинклинальная область, развитие которой завершилось перед концом раннего протерозоя эпохой свекофеннской складчатости (1,8—1,9 млрд лет назад) и последующим орогенным магматизмом.

В Свеконорвежской области развиты глубокометаморфизованные породы архея или нижнего протерозоя, а также слабометаморфизованные осадочно-вулканогенные, интрузивные образования раннего-среднего рифея. Эта область рассматривается как выступ дорифейского,

возможно досвекофеннского, основания, подвергшийся в раннем-среднем рифее тектономагматической переработке или даже вовлекавшийся в геосинклинальный процесс, завершившийся перед поздним рифеем дальсландской эпохой складчатости (около 1 млрд лет назад).

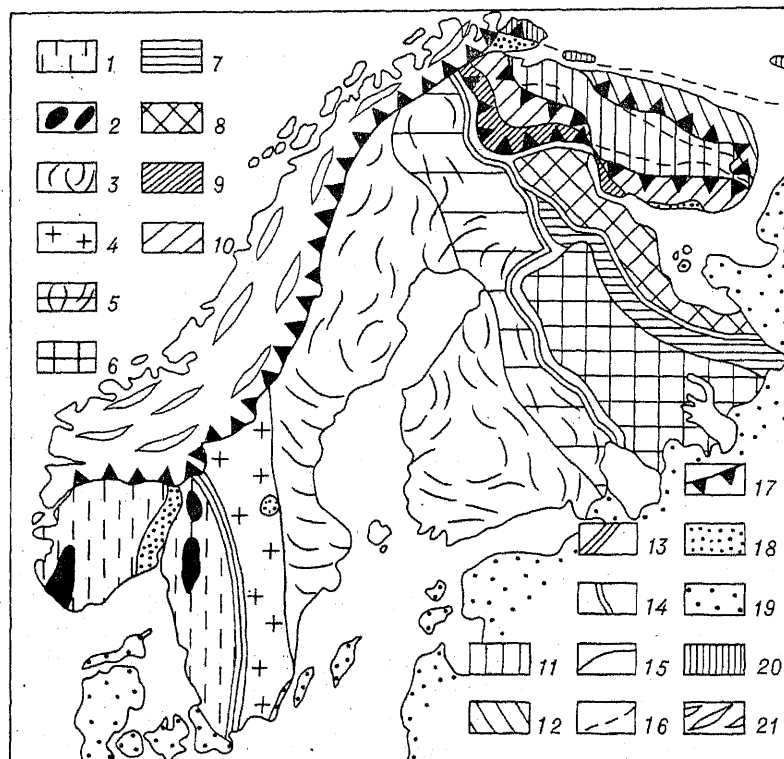


Рис. 9. Тектоническое районирование докембрийского фундамента Балтийского щита.

1 — Свеконорвежская область; 2 — районы распространения дальсландского комплекса в ней; 3—5 — Свекофеннская область: 3 — ее внутренняя часть, 4 — Готский вулканоплутонический пояс, 5 — Ладожско-Восточнофинская краевая зона; 6—12 — Кольско-Карельская область: 6—7 — Карельская мегазона: 6 — Карельский массив, 7 — Куола-Выгозерская (Восточно-Карельская) зона; 8 — Беломорская мегазона; 9—12 — Кольская мегазона: 9 — Лапландский и Колвицкий гранулитовые массивы, 10 — Южно-Кольская зона, 11 — Центральнокольская зона с тремя подзонами, 12 — Северо-Кольская зона (Мурманский блок); 13 — границы областей; 14 — границы мегазон; 15 — границы зон; 16 — границы подзон; 17 — крупнейшие надвиги и тектонические покровы; 18 — платформенный чехол на Балтийском щите (верхнепротерозойский на востоке и палеозойский на западе); 19 — платформенный чехол на Русской плите; 20 — байкалиты и саялириды Тимано-Варангерской авлакогеосинклинальной зоны; 21 — каледониды Скандинавской складчатой области

Кольско-Карельская область по возрасту слагающих ее пород и времени основных деформаций и метаморфических процессов может считаться древнейшим ядром Балтийского щита (рис. 10). В ней выделяются три вытянутые в северо-западном направлении мегазоны —

широкие Кольская и Карельская и разделяющая их более узкая и выклинивающаяся на северо-западе Беломорская. В Кольской и Карельской мегазонах распространены относительно глубоко, хотя и неоднородно метаморфизованные комплексы архейского основания и несогласно перекрывающие их менее метаморфизованные и деформированные образования нижнего протерозоя, а в Беломорской мегазоне — только архейские гнейсы и амфиболиты, однако их деформации и метаморфические изменения продолжались в раннем протерозое.

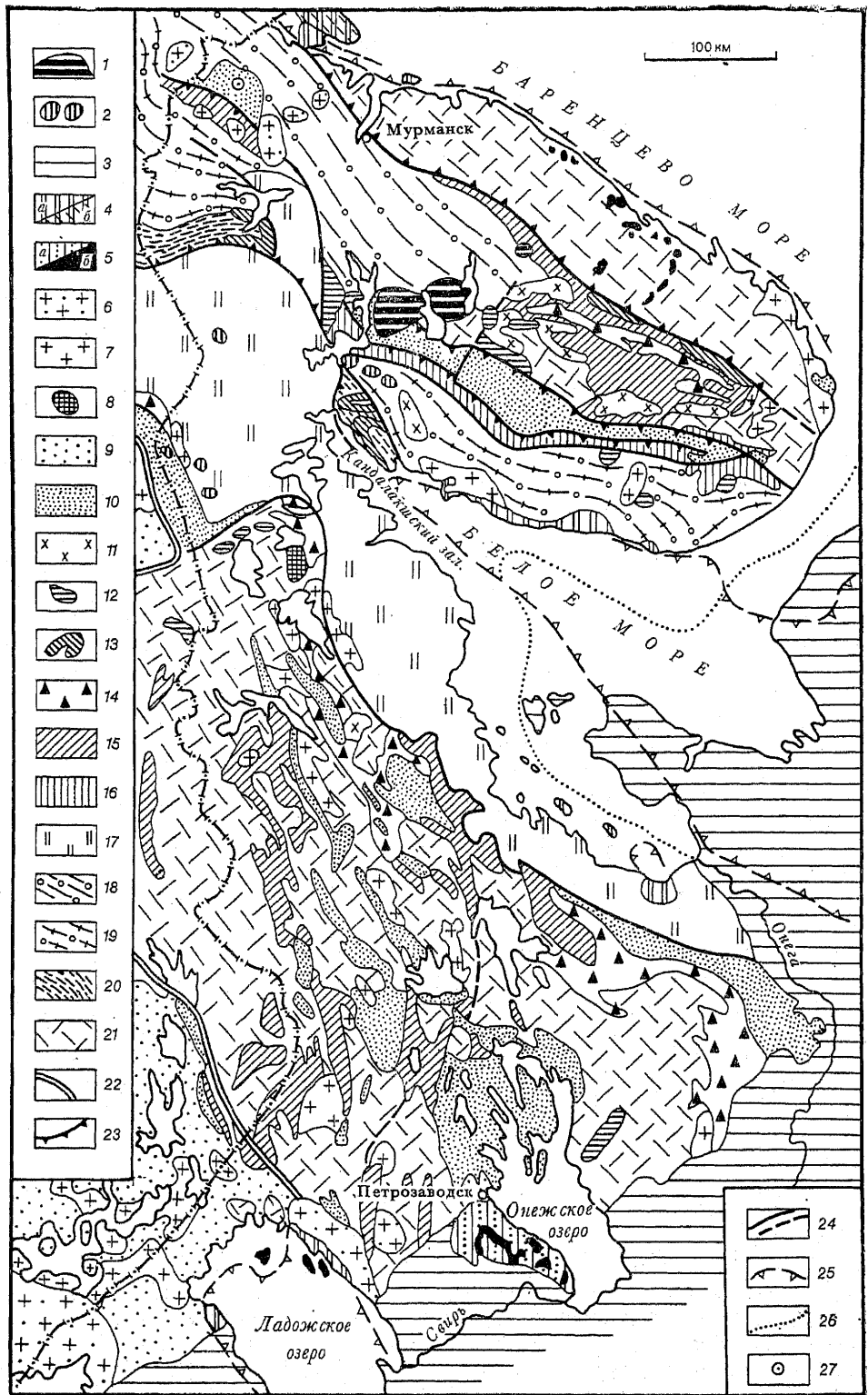
Кольская мегазона надвинута на Беломорскую по Лапландско-Кандалакшскому тектоническому шву, к которому приурочена зона развития наиболее глубокометаморфизованных архейских и нижнепротерозойских (?) пород — гранулитов. Вдоль границы Беломорской мегазоны с Карельской простирается Куоло-Выгозерская шовная зона с рядом глубоких прогибов и грабен, выполненных сильнодеформированными вулканогенно-осадочными толщами архея и нижнего протерозоя. Две шовных зоны Колмозеро-Воронья и Печенга-Варзугская, выполненные соответственно архейскими и нижнепротерозойскими метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями, разделяют Кольскую мегазону на три продольные зоны (блока) — Северо-Кольскую (Мурманскую), Центральнокольскую и Южно-Кольскую. Северо- и Южно-Кольская зоны в основном сложены глубокометаморфизованными нижнеархейскими образованиями, на которые местами несогласно налетают слабдеформированные и почти неметаморфизованные отложения верхнего протерозоя. Эти зоны надвинуты с севера и юга на Центральнокольскую зону, в которой глубокометаморфизованное архейское основание несогласно перекрыто мощными осадочными вулканогенными сериями нижнего протерозоя и прорвано рядом интрузивных массивов протерозойского и палеозойского возраста. Она разделяется на два существенно различно построенных сегмента — западный (Кольско-Норвежский) и восточный (Кейвский).

Архейские образования в разных зонах Кольско-Карельской области характеризуются разными типами строения; в большинстве зон различаются нижнеархейский (как правило, наиболее глубокометаморфизованный) и верхнеархейский комплексы.

В Северо-Кольской зоне к нижнему архею относятся прогрессивно метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, плагиогнейсы и амфиболиты, которые в позднем архее подверглись мигматизации и региональной гранитизации и сохранились в виде реликтов среди господствующих в этой зоне плагиомикроклиновых гранитов, гранодиоритов и плагиогранитогнейсов.

В узкой зоне Колмозеро-Воронья присутствует сильнодеформированный и метаморфизованный осадочно-вулканогенный комплекс, предположительно принадлежавший одному из позднеархейских «зеленокаменных поясов» (см. ниже).

В Центральнокольской зоне разрез архея более полон. К нижнему архею в ее западном сегменте относится мощная (более 3—4 км) кольская серия. В ее разрезе преобладают параметаморфические (первично-осадочные) породы — гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы с подчиненными кварцитами, метаконгломератами, глиноземистыми гнейсами, но присутствуют также основные и кислые метавулканические породы — амфиболиты и лептиты. С ними ассоциируются пачки магнетитовых сланцев и железистых кварцитов (джеспилитов), образующие ряд промышленных месторождений железных руд (Оленегорское и др.). Кольская серия испытала ранний, прогрессивный метаморфизм грану-



литовой фации (древнее 2,8—2,9 млрд лет) и ретроградный позднеархейский (2,6—2,8 млрд лет), по времени близкий к формированию сложной линейно-складчатой структуры и образованию тел плагиомигранитов и гранитогнейсов. Гранулиты кольской серии прорывает Мончегорский плутон из расчлененных базит-ультрабазитовых пород с возрастом 2,9 млрд лет. К верхам верхнего архея относятся распространенные в восточном, кейвском сегменте зоны первично-вулканогенные и осадочные образования, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, — мощная (до 3 км) толща тонкозернистых биотитовых и двуслюдяных гнейсов (лептитов), образовавшихся по кислым вулканитам, и перекрывающие ее с перерывом и небольшим несогласием, со следами выветривания в основании, менее мощные (около 1 км) толщи первично-осадочных, терригенных и отчасти карбонатных пород — аркозовых метапесчаников с прослоями конгломератов, слюдяных сланцев, кварцитов, высокоглиноземистых ставролит- и кианитсодержащих сланцев, представляющих метаморфизованные продукты переотложения каолиновой коры выветривания, а в верхах разреза — также доломиты со строматолитами. Эти осадочные толщи (кейвская серия), залегающие на остатках кор выветривания и включающие продукты их переотложения (каолиновые глины), по-видимому, представляют древнейшие на территории Балтийского щита отложения протоплатформенного типа, образовавшиеся в самом конце архея или в начале раннего протерозоя (?), впоследствии (в раннем протерозое) метаморфизованные, приобретшие довольно сложную складчатую структуру (Кейвский синклиорий) и подвергшиеся воздействию метасоматических щелочных гранитоидов.

Большую часть площади Южно-Кольской зоны слагают слюдяные, гранатовые гнейсы и амфиболиты, предположительно сопоставляемые с кольской серией, а также олигоклазовые и микроклиновые граниты архея.

Рис. 10. Схематическая геологическая карта восточной части Балтийского щита (по В. А. Глебовичу и др., 1978, с упрощениями, изменениями и дополнениями): 1 — среднепалеозойские интрузии нефелиновых сиенитов; 2 — вендско-нижнепалеозойские интрузии щелочно-ультрасосновых пород; 3 — вендско-палеозойский платформенный чехол; 4 — рифейские отложения: а — слабдеформированные, б — сильнодеформированные; 5а — вепсий; 5б — габбро-диабазы вепского и рифейского возраста; 6 — предрифейские интрузии гранитов рапакиви — анортозитов и микроклиновых гранитов типа Ара-Порья; 7 — свекофенские и частично более древние (селищские, ребольские) гранитоиды; 8 — свекофенские интрузии щелочных габброидов; 9 — нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи ладожской серии, ее аналоги в Свекофенской области и бесовецкая свита; 10 — нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи печенгской, имандра-варзугской серий и ятулийского комплекса; 11 — нижнепротерозойские щелочные гранитоиды и сиениты; 12 — нижнепротерозойские (и частично архейские) расчлененные интрузии базитов и ультрабазитов; 13 — то же, метагаббро и анортозитов; 14 — нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи сумия — сариолия и верхнеархейско-нижнепротерозойские метаосадочные кейвская и песчово-тундровская серии; 15 — верхнеархейские метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи лопия, метавулканиты тундровой серии и зоны Колмозеро—Воронья; 16 — тектонически смешанные породы архея и нижнего протерозоя; 17 — архейские гнейсы и амфиболиты беломорской серии; 18 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы кольской серии; 19 — гнейсовый комплекс Южно-Кольской зоны — аналог кольской (или беломорской?) серии; 20 — нижнеархейские (?) гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой ступени метаморфизма, повторно метаморфизованные в раннем протерозое; 21 — древнейшие гнейсы и кристаллические сланцы и первично-коровые (?) олигоклазовые гранитоиды, гранитизированные и тектонически переработанные в позднем архее и раннем протерозое; 22 — граница Кольско-Карельской и Свекофенской областей; 23 — крупные надвиги и фронт тектонических покровов; 24 — другие крупные разломы; 25 — граница распространения рифея на дне моря; 26 — то же венда; 27 — Кольская сверхглубокая скважина

К Лапландско-Кандалакшской шовной зоне приурочена прерывистая полоса развития наиболее глубоко метаморфизованных раннеархейских (?) пород гранулитовой фации — гранатовых, гиперстеновых, кордиеритовых гнейсов, эндербитов, эклогитоподобных пород, слагающих крупный Лапландский массив в Северной Финляндии и небольшой Колвицкий массив близ Кандалакшского залива. Возможно, что на раннеархейский гранулитовый метаморфизм в этой зоне был наложен раннепротерозойский метаморфизм также гранулитовой фации.

Беломорская мегазона целиком сложена одноименной серией нижнего (?) архея, состоящей из гранитогнейсов, амфиболитов, амфиболов, биотитовых, двуслюдяных гнейсов и сланцев, прорванных архейскими и раннепротерозойскими интрузиями габброидов и гранитоидов. Она отличается от кольской отсутствием железистых пород и большей ролью первично-вулканических, в частности основных, образований, превращенных в амфиболиты. Породы беломорской серии впоследствии неоднократно подвергались интенсивным деформациям, создавшим очень сложную складчатую структуру с взаимопересечением нескольких тектонических планов, и нескольким этапам регионального метаморфизма и плутонизма. Первые два тектонотермальных этапа, протекавших в условиях наиболее высокого теплового режима и наибольшей пластичности пород, относят к архею, два последующих (с проявлениями ретроградного метаморфизма) — к раннему протерозою.

В Карельской мегазоне к нижнему архею относятся широко распространенный, но сильно переработанный процессами позднеархейской гранитизации так называемый «серогнейсовый комплекс». Он выражен амфиболовыми, пироксеновыми гнейсами, амфиболитами, биотит-плагиоклазовыми и высокоглиноземистыми гнейсами и гнейсогранитами. Тектономагматическую эпоху, завершившую его формирование в середине архея (2,9—3,0 млрд лет), называют саамской. К верхнему архею принадлежит лопийский осадочно-вулканогенный комплекс мощностью до 3—5 км, метаморфизованный в условиях амфиболитовой или зеленосланцевой фации, выполняющий в Карелии и восточной части Финляндии ряд сильно сжатых синклиналей и узких синклиналиев, разделенных выступами гранитизированного основания. В основании лопийского комплекса присутствует толща терригенных пород, включающая базальные туфокогломераты. Выше следуют метавулканогенные толщи, сложенные из лав (в том числе с подушечной отдельностью) основного (базальтового) и ультраосновного (коматитового) состава, а также лав и пирокластолитов кислого (дацитового и риолитового) состава. Присутствие высокомагнезиальных ультраосновных вулкаников — коматитов представляет специфическую особенность вулканогенных толщ архея на многих континентах.

В средних и верхних частях разреза лопия широко распространены пачки и толщи первично-осадочных образований — графитистых, кварц-слюдяных сланцев, кварцитов и железистых кварцитов (джеспилитов), с которыми связаны крупные железорудные месторождения (Костомукша и др.). Доскладчатые интрузии, прорывающие лопийский комплекс, выражены базитами и ультрабазитами, к началу позднеархейской ребольской эпохи складчатости приурочена диорит-плагиогранитная формация, а к ее концу — формирование плагиомикроклиновых гранитов с возрастом 2,7 млрд лет, представляющих продукты гранитизации комплекса основания или внедрившихся в лопийский комплекс. Прогреты, выполненные этим комплексом, сходны с так называемыми зеленосланцевыми поясами архея, сложенными мощными сериями метамор-

физованных вулканогенных (в том числе коматиитов) и осадочных (в том числе джеспилитов) пород, широко распространенными на большинстве щитов древних платформ.

В Свекофеннской области архейское основание, представленное пара- и ортогнейсами и плагиогранитогнейсами, обнажается лишь на востоке, а на большей ее части было полностью переработано в раннем протерозое процессами гранитизации и превращено в обширные массивы синорогенных гранитоидов. В строении комплекса доготских (доверхнепротерозойских) гнейсов Свеконорвежской области, возможно, присутствуют радиометрически омоложенные породы архея.

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования и интрузивы в восточной части Балтийского щита, т. е. в Кольско-Карельской области, в основном приурочены к Центральнокольской зоне и Карельской мегазоне, где рассматриваются в качестве орогенных, проторифтовых и протоплатформенных комплексов. В Северо-Кольской зоне архейское гранитное, с реликтами гнейсов и кристаллических сланцев и амфиболитов, основание подвергалось в раннем протерозое (около 2,4–2,3 и 2,0–1,7 млрд лет) термальному «омоложению». В конце раннего протерозоя эта зона была надвинута на Центральнокольскую.

В Центральнокольской зоне к нижнему протерозою принадлежат мощные имандра-варзугская и печенгская осадочно-вулканогенные серии. Они выполняют две одноименные впадины, расположенные вдоль ее южного края и обрезанные с юга крупным Печенга-Варзугским надвигом (рис. 11). Судя по широкому распространению метабазитовых

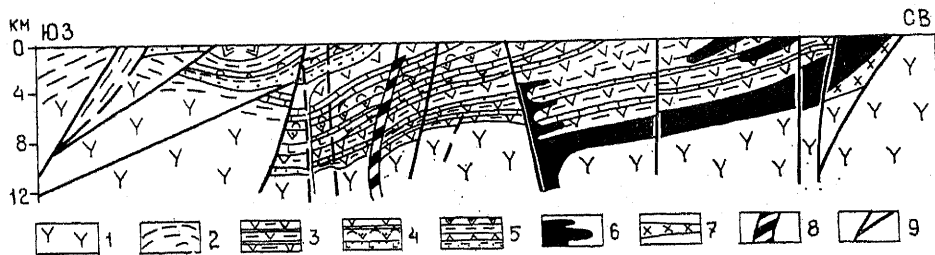


Рис. 11. Геологический разрез через Имандра-Варзугскую впадину (по В. Г. Загородному и А. Т. Радченко, 1982, с упрощениями):

1 — нижний архей (плагиогнейсы, гранодиоритогнейсы, плагиограниты, гранодиориты, диориты); 2 — верхний архей (биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты); 3–5 — имандра-варзугский комплекс: 3 — стрельнинская серия (основные метавулканиды с прослоями метаосадочных пород), 4 — варзугская серия (основные, ультраосновные и среднекислые метавулканиды с прослоями метаосадочных пород), 5 — томиянская серия (чередование метаосадочных пород со среднекислыми и основными метавулканидами); 6 — габбро-нориты и гипербазиты; 7 — щелочные граниты; 8 — габброиды; 9 — разломы

даек, служивших каналами излияний слагающих их основных лав, они первоначально покрывали всю Центральнокольскую зону. Обе серии состоят из ряда крупных ритмов, начинающихся с маломощных толщ терригенных (конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы), реже кремнистых и карбонатных пород и завершающихся мощными (до нескольких километров в верхах этих серий) толщами преимущественно основных (базальты, пикриты, андезитобазальты), реже более кислых и субщелочных лав, нередко с подушечной отдельностью, и резко подчиненных им гиалокластитов и туфов. В распространенной в восточном

сегменте зоны имандра-варзугской серии насчитывается до 7 ритмов, а в развитой в западном сегменте печенгской серии, несогласно налегающей на гнейсы кольской серии нижнего архея, — 4 ритма, а их общая мощность достигает соответственно 12 и 8—10 км. Нижние горизонты этих серий подверглись метаморфизму амфиболитовой ступени, который сверху сменяется эпидот-амфиболитовым и зеленосланцевым.

Кольская сверхглубокая скважина, пробуренная во внутренней части Печенгской впадины, вскрыла основание одноименной серии и вошла в архейский фундамент на глубине 7 км. В нижнюю, осадочную толщу верхнего ритма печенгской серии внедрились согласные и слабосекущие тела габбро-перидотитового состава, к которым приурочено богатое медно-никелевое оруденение. Формирование печенгской серии началось в середине, а имандра-варзугской — возможно, даже в начале раннего протерозоя. Оно протекало в обстановке горизонтального растяжения архейского протоплатформенного фундамента и раскрытия многочисленных магмовыводящих трещин и сбросов в условиях континентального рифтогенеза и завершилось около 1,9—2 млрд лет назад. Выполненные этими сериями проторифтовые впадины первоначально представляли глубокие асимметричные ступенчатые грабены. В дальнейшем, около 1,8—1,9 млрд лет назад, т. е. в эпоху свекофенской складчатости, Центральнокольская зона подверглась горизонтальному сжатию со стороны смежных с ней зон, верхнеархейские протоплатформенные отложения в ее северной части были смяты в складки, образовав Кейвский синклиний, а структуры южных крыльев раннепротерозойских проторифтовых впадин были срезаны чешуйчатыми надвигами. В эту же эпоху в западной части зоны внедрились тела порфиридных гранитов, а в восточной образовался комплекс щелочных гранитоидов.

В Южно-Кольской зоне и Беломорской мегазоне архейские комплексы подверглись в раннем протерозое новым метаморфическим изменениям и деформациям. Особенно интенсивно проявились они в разделяющем их Лапландско-Кандалакшском гранулитовом поясе, который испытал повторный метаморфизм гранулитовой ступени и был надвинут к юго-западу.

Наиболее широко распространен нижний протерозой в Карельской мегазоне, где он слагает три крупных комплекса, разделенных перерывами. Нижний, сумийско-сариолийский, комплекс (до 2—3 км) несогласно, со следами коры выветривания и полимиктовыми конгломератами в основании залегает на различных архейских образованиях и представлен невыдержанным на площади сочетанием лав и пирокластитов основного (базальты, андезитобазальты) и кислого состава с терригенными и изредка карбонатными породами. Обилие грубообломочного материала и изменчивость разрезов позволяют предполагать, что накопление этого комплекса происходило в отдельных межгорных впадинах рифтового типа и завершилось около 2,3 млрд лет назад умеренными деформациями селищкой тектонической эпохи.

Вышележащий ятулийский комплекс (до 2 км) несогласно, с региональной корой выветривания и продуктами ее переработки — кварцевыми конгломератами и песчаниками в основании — залегает на разных горизонтах сумия-сариолия или архея. Он сложен преимущественно метаморфизованными терригенными (кварцевого или аркозового состава) и мелководными карбонатными породами (мраморизованные доломиты со строматолитами), а также метаморфизованными высокоуглеродистыми породами — шунгитами и гематитовыми железными ру-

дами. Присутствуют также покровы диабазов. В верхах ятулия местами выделяется довольно мощная вулканогенная суисарская свита, в основном сложенная подушечными лавами, гиалокластитами и туфами базальтовых и пикритовых порфиритов с пластовыми и секущими телами габброидов и перидотитов. Накопление ятулия происходило примерно одновременно с печенгской серией (2,2—2,0 млн лет назад) в Кольской мегазоне, однако не в рифтогенной, а в более спокойной обстановке и лишь в суисарское время в ее пределах, по-видимому, возникали отдельные рифтогенные впадины. Позднее, в свекофенскую тектоническую эпоху в ятулийском комплексе образовались плоскодонные мульды (над блоками фундамента) и относительно сжатые надразломные складки.

Разрез нижнего протерозоя завершает вепская серия (1 км) серых и красных кварцитовидных косослоистых песчаников, выполняющих обширную брахиморфную впадину (протосинеклизу) в западном Прионежье. Она накопилась около 1,8—1,7 млрд лет назад после главной фазы свекофенской складчатости и деформирована очень слабо.

Самыми молодыми нижнепротерозойскими образованиями (1,65—1,7 млрд лет) являются посторогенные порфиридовидные граниты типа рапакиви, слагающие несколько массивов на юге Карельской зоны, между Онежским и Ладожским озерами.

В Свекофенской протогеосинклинальной области к нижнему протерозою относится распространенный на большей части ее площади мощный (более 8 км) комплекс геосинклинальных метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований — граувакк, глинистых сланцев, вулканитов и туфов кислого, а выше — также среднего и основного состава. Во внешней, восточной зоне этой области, частично попадающей в пределы России в северном Приладожье, геосинклинальный характер имеет лишь ладожская флишеподобная филлитовая серия с возрастом 1,9—2 млрд лет. Накопление геосинклинального комплекса в Свекофенской области завершилось 1,9 млрд лет назад главным пароксизмом складчатых деформаций и максимальным прогревом ее коры, приведшим к его метаморфизации, ремобилизации архейского гнейсового основания и его диапировому «всплыванию» в виде многочисленных синорогенных гранитных куполов и позднеорогенных гранитоидных плутонов с возрастом 1,9—1,8 млрд лет. Конец раннего протерозоя — период кратонизации (1,8—1,6 млрд лет) — отмечен в южной части Свекофенской области становлением ряда крупных посторогенных гранитных массивов типа рапакиви, а в ее западной части — формированием субмеридионального Готского вулканоплутонического пояса, образованного главным образом наземными кислыми вулканитами субиотния (1,75—1,6 млрд лет назад) и комагматичными им гранитоидами.

Судя по данным бурения и геофизических исследований, Свекофенская протогеосинклинальная область, по-видимому, почти не распространялась в пределы Русской плиты, замыкаясь на юге близ юго-восточного берега Балтийского моря.

В Свекофенской области на доготских гнейсах и готских (?) образованиях местами несогласно залегает комплекс ниже-среднерифейских вулканогенно-осадочных пород, который был метаморфизован, интродуцирован гранитами и смят в долготные складки в дальсландскую тектономагматическую эпоху, около 1 млрд лет назад. Дорифейский фундамент этой области повсеместно пережил в эту эпоху термальное омоложение.

Фундамент Украинского щита изучали В. И. Лучицкий, Ю. И. Половинкина, Н. П. Семенов, Н. П. Щербак и многие другие исследо-

ватели. В его строении принимают участие в различной степени метаморфизованные супракрустальные вулканогенно-осадочные образования архея и нижнего протерозоя, а также архейские интрузивные и раннепротерозойские комплексы (главным образом гранитоиды). Ничтожную роль играют слабометаморфизованные толщи рифейского возраста. По новейшим данным (Н. П. Щербак, К. Е. Осипчук, 1992), в структуре щита различаются шесть мегаблоков, разделенных узкими шовными зонами и зонами глубинных разломов субмеридионального простирания и отчасти субширотными разломами (рис. 12). С северо-запада на юго-восток выделяются: (1) Волынский (северо-западный) мегаблок; (2) Днепровско-Бугский (Подольский) мегаблок; (3) Росинско-Тикацкий (Белоцерковско-Уманский) мегаблок; (4) Ингуло-Ингулецкий (Кировоградский) мегаблок; (5) Приднепровский мегаблок, ограниченный узкими пришовными разломо-складчатыми зонами — Ингулецко-Криворожской с запада и Орехово-Павлоградской с востока; (6) Приазовский мегаблок. По составу, возрасту и степени метаморфизма слагающих их пород, характеру структурных форм и особенностям геологической истории эти мегаблоки принадлежат к нескольким существенно различным типам.

Наиболее резко отличается от других *Приднепровский мегаблок*, целиком сложенный архейскими образованиями и представляющий типичную гранитно-зеленокаменную область, подобную Карельской области на Балтийском щите, но (за исключением отлагающихся ее шовных зон) не перекрытую нижнепротерозойскими отложениями. В основании разреза Приднепровского мегаблока выделяются биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты аульской серии, представляющей типичный комплекс тоналитовых гранитогнейсов или «серых гнейсов» катархейского или раннеархейского возраста (по радиоизотопным данным — 3,7 млрд лет), слагавший древнейшую примитивную кору протоконтинентального типа. Породы этой серии сохранились в виде реликтов среди мигматитов и палингенных плагиогранитов, слагающих крупные валообразные и куполовидные структуры (антиформы). Более мелкие, неправильной извилистой в плане формы синклинали и небольшие синклинории между ними выполнены мощной (6–8 км) осадочно-вулканогенной конкско-верховцевской серией, метаморфизованной в условиях амфиболитовой или зеленосланцевой фации. В ее разрезе вулканы основного и ультраосновного (шиллоу-базальты, коматиты), а также среднего и кислого состава, частично превращенные в амфиболиты, порфириитоиды и порфирииды, сочетаются с толщами парагнейсов, слюдяных и хлорит-серпентиновых сланцев и железистых кварцитов (джеспилитов). По составу пород и геологической позиции прогибы, выполненные этой серией, представляют типичные архейские зеленокаменные пояса, сходные с аналогичными структурами на других щитах и, в частности, с лопийскими прогибами Карелии, однако отличаются от них более древним возрастом (3,0–3,2 млрд лет). Куполовидные и антиклинальные структуры подстилающего гнейсо-плагиогранитного комплекса, видимо, образовались в процессе позднеархейской гранитизации, сопровождавшейся увеличением объема, которое, вероятно, играло важную роль в формировании синклинальных структур конкско-верховцевской серии. В раннем протерозое Приднепровский мегаблок не подвергался повторному метаморфизму и гранитизации и, по-видимому, испытывал некоторое поднятие.

К другому типу архейских структур принадлежит *Подольский, (Днепровско-Бугский) мегаблок* в юго-западной части щита, в основ-

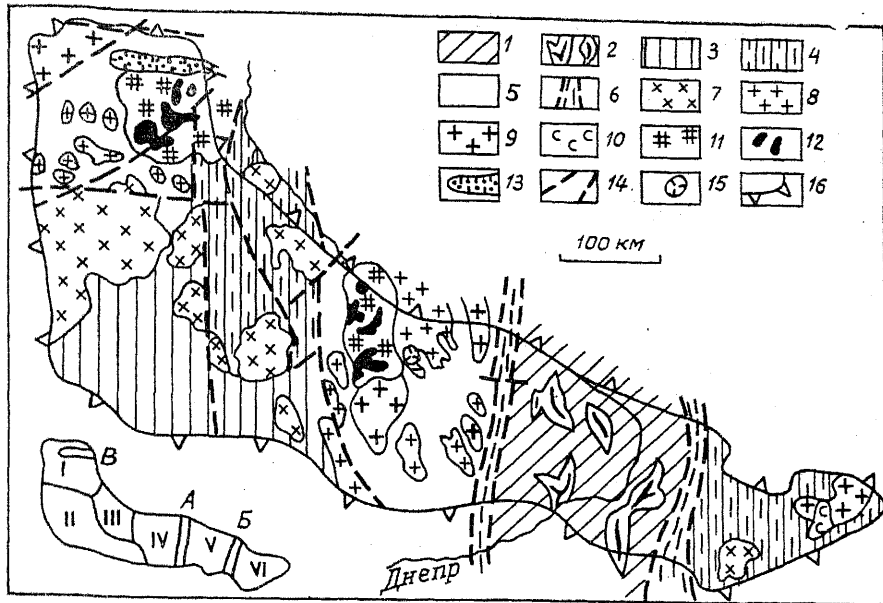


Рис. 12. Схема тектонического районирования докембрийского фундамента Украинского щита (по Н. П. Щербаку и К. Е. Есипчуку, 1992, с изменениями и дополнениями).

1—2 — гранит-зеленокаменная область: 1 — антиформы, сложенные плагио-гранитоидами с останцами амфиболитов и гнейсов нижнеархейской аульской серии; 2 — синформы, выполненные архейской осадочно-вулканогенной коикско-верховцевской серией («зеленокаменные пояса»); 3 — гранулитогнейсовые области, в основном сложенные метаморфизованными в гранулитовой фации архейскими вулканогенно-осадочными сериями; 4 — то же, подвергшиеся в раннем протерозое тектонотермальной переработке с проявлениями диафтореза и присутствием нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ; 5 — гранитогнейсовые области, сложенные метаморфизованными в амфиболитовой фации нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными и терригенными флишеподобными толщами; 6 — шовные разломно-складчатые зоны, сложенные архейскими и нижнепротерозойскими образованиями (криворожской, ингулецкой сериями и пр.); 7 — раннепротерозойские палингенные гранитоиды, образовавшиеся по архейским гнейсам; 8 — раннепротерозойские анатектические граниты среди синхронных им гнейсо-мигматитовых толщ; 9 — раннепротерозойские чарнокитоиды и монзонитоидные интрузивные массивы; 10—12 — интрузивные массивы конца раннего протерозоя: 10 — габбро-сиенит-гранитные и щелочно-ультраосновные, 11 — гранитов рапакиви, 12 — анортозитов, габбро и лабрадоритов; 13 — позднепротерозойские грабен-синклинальные прогибы, выполненные ниже-среднерифейской овручской вулканогенно-терригенной серией; 14 — крупнейшие зоны разломов; 15 — Болтышская астроблема (?) мелового возраста; 16 — условная граница щита. Цифрами на врезке обозначены мегаблоки: I — Болынский; II — Подольский (Днестровско-Бугский); III — Белоцерковско-Уманский (Росинско-Тикачский); IV — Кировоградский (Ингуло-Ингулецкий); V — Приднепровский; VI — Приазовский. Шовные зоны: А — Ингулецко-Криворожская; Б — Орехово-Павлоградская; В — Овручская грабен-синклиналь

ном сложенный ранне(или поздне?) архейскими осадочными и преимущественно вулканогенными (существенно основного состава) образованиями днестровско-бугской серии, глубоко метаморфизованными в условиях гранулитовой фации и превращенными в пироксен-амфибол-плагноклазовые кристаллосланцы, биотитовые гнейсы с гранатом, пироксеном и амфиболом и силлиманит-кордиеритовые гнейсы, а также основными и кислыми поздне(?) архейскими интрузивными образова-

ниями — эндебитами, гиперстеновыми гранитами (чарнокитами) и плагиогранитами. Архейские гранулит-гнейсовые комплексы слагают округлые и овалыные куполовидные структуры, разделенные узкими синклиналями. Раннепротерозойские супракрустальные образования в Подольском мегаблоке, как и в Приднепровском, отсутствуют, но его северная часть подверглась в раннем протерозое процессам гранитизации, приведшим к формированию на обширных площадях палингенных гранитоидов.

К третьему типу принадлежат мегаблоки, а также более узкие пришовные зоны, в которых архейское гранулит-гнейсовое основание, сходное с таковым Подольского мегаблока, подверглось в раннем протерозое ретроградному метаморфизму амфиболитовой ступени и было тектонически переработано наложенными субмеридиональными прогибами и грабенами, а выполняющие их осадочные и частично вулканогенные толщи подверглись в конце раннего протерозоя сильному сжатию и метаморфизации. К этому типу относятся довольно широкие *Росинско-Тикачский (Белоцерковско-Уманский)* и *Приазовский мегаблоки*, в которых между выступами архейского субстрата простираются глубокие прогибы, выполненные мощными, сильнометаморфизованными осадочно-вулканогенными комплексами раннепротерозойского (?) возраста. В обоих мегаблоках архейские раннепротерозойские метаморфические комплексы прорываются крупными телами палингенных гранитоидов, а в восточной части Приазовского мегаблока — также более поздними (1,8—1,45 млрд лет) посторогенными интрузиями субщелочных и щелочных пород — щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, принадлежащих к числу древнейших проявлений щелочного магматизма на Восточно-Европейской платформе.

В более узких, ограниченных субмеридиональными разломами зонах, обрамляющих с двух сторон Приднепровский мегаблок, на архейский субстрат наложены очень узкие (несколько километров) приразломные прогибы, выполненные нижнепротерозойскими осадочными образованиями. Наибольший интерес представляет комплекс терригенных, железисто-кремнистых и отчасти карбонатных отложений, приуроченный к границе между *Ингулецко-Криворожской зоной* и Приднепровским мегаблоком. Здесь на метабазитовой серии и плагиогранитах архея несогласно, с корой выветривания в основании залегает криворожская железорудная серия. В ней выделяется нижняя терригенная (конгломераты, песчаники, филлиты) и верхняя, большая по мощности джеспилитовая толща, состоящая из мелкоритмичного чередования слоев магнетит-гематитового, кварцевого и силикатного состава. Железистые кварциты криворожской серии слагают крупнейший железорудный бассейн Украины.

Выше трансгрессивно залегает ингулецкая серия, сложенная кварцитопесчаниками, конгломератами, графитистыми сланцами и доломитовыми мраморами. Общая мощность этих серий около 5 км. Криворожская серия относится к нижней части нижнего протерозоя (2,6—2,3 млрд лет), а ингулецкая — к его средней части (2,3—1,9 млрд лет). Они прорываются телами гранитоидов кировоградского комплекса (1,8—1,9 млрд лет) и совместно выполняют сильно сжатый, запрокинутый на восток и срезанный на западе взбросо-надвигами синклинорий, сформированный в свекофенскую эпоху. К нему приурочен крупный линейный геомагнитный максимум, прослеженный на юг до Черного моря. Фрагменты метаморфизованных толщ криворожской серии сохранились также в более западной части Ингулецко-Криворожской

и в Орехово-Павлоградской зоне. Первоначальный (доскладчатый) тектонический характер Криворожской зоны некоторые исследователи интерпретируют как узкую проторифтовую структуру, заложение и развитие которой, в отличие от Печенга-Варзугской проторифтовой зоны, не сопровождалось проявлениями синрифтового вулканизма.

К четвертому типу принадлежат *Волынский мегаблок* на северо-западе щита и *Ингуло-Ингулецкий (Кировоградский)* мегаблок в его центральной части, которые на уровне современного эрозионного среза лишены выходов архея и сложены мощными нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными и флишеподобными терригенными толщами, интенсивно смятыми, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации и подвергнутыми региональной мигматизации и гранитизации. В Волынском мегаблоке в основном распространены тереревская серия биотит-амфиболовых плагиогнейсов с прослоями мраморов и более молодая осницкая серия, сложенная метавулканитами основного и кислого состава и метатерригенными породами. Они прорываются массивами микроклиновых гранитов житомирского комплекса (1,9 млрд лет) и более мелкими телами габбро, диоритов и гранитоидов. В Кировоградском мегаблоке развита ингуло-ингулецкая метаморфическая серия, по составу и возрасту близкая к тереревской, и прорывающие ее гранитоиды кировоградского комплекса (1,8–1,9 млрд лет). В этих мегаблоках присутствуют также более поздние (1,6–1,75 млрд лет) очень крупные массивы габбро-анортозитов, лабрадоритов и гранитов рапакиви (Коростеньский плутон в Волынском и Корсунь-Новомиргородский в Кировоградском мегаблоке).

К самым молодым супракрустальным образованиям на Украинском щите относится овручская серия нижнего-среднего рифея (1,2–1,5 млрд лет), выполняющая одноименную широтную грабен-синклиналь в северной части Волынского мегаблока. Она залегает на коре выветривания гранитов рапакиви и сложена диабазами, кварцевыми порфирами, конгломератами и кварцитопесчаниками, очень похожими на породы ютния на Балтийском щите.

Некоторые черты строения Кировоградского, и особенно Волынского, мегаблока напоминают в миниатюре Свекофеннскую область Балтийского щита (широкое распространение вулканогенно-осадочных серий нижнего протерозоя, смятых, метаморфизованных и прорванных синорогенными гранитоидами в свекофеннскую эпоху, а также посторогенными массивами рапакиви и т. д.). Однако эти мегаблоки, вероятно, не являлись южным продолжением Свекофеннской протогео-синклинальной области, а представляли самостоятельные, более мелкие протогео-синклинальные прогибы, которые развивались одновременно с ней и проходили в раннем протерозое сходные с ней стадии тектономагматического процесса.

В присводовой части **Воронежской антеклизы** еще в конце XVIII в. была обнаружена Курская геомагнитная аномалия (КМА), связанная, как показали последующие исследования, с возмущающим влиянием крупных близповерхностных залежей магнетитовых железных руд в метаморфическом фундаменте. Строение района КМА изучали И. М. Чернышев, К. А. Плаксенко, Е. М. Крестин и другие геологи. В структуре его архейско-нижнепротерозойского фундамента здесь выделяется ряд узких зон юго-восточного простирания (рис. 13). Основание разреза слагает обоянская серия биотитовых, биотит-амфиболовых, гранат-пироксеновых гнейсов и гранито-гнейсов с возрастом 3–3,5 млрд лет.

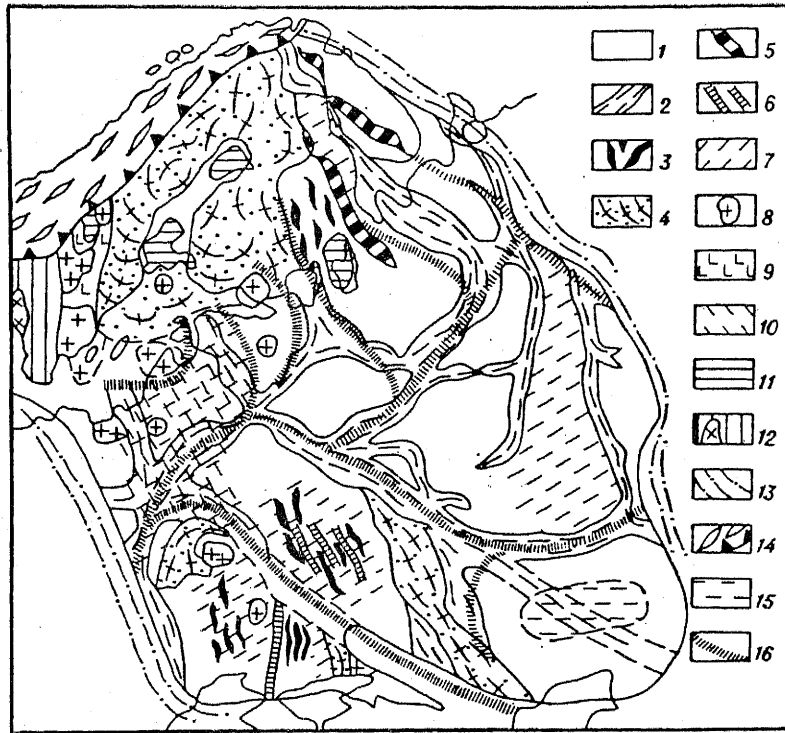


Рис. 13. Тектоническая схема фундамента Восточно-Европейской платформы (по данным К. О. Кратца и др., 1979, и другим материалам). 1—3 — области архейской консолидации, частично подвергшиеся тектонотермальной переработке в раннем протерозое: 1 — преимущественно гранитогнейсовые массивы («поля»), 2 — линейные подвижные пояса с широким развитием гранулитов («межи»), 3 — архейские зеленокаменные прогибы; 4 — раннепротерозойские протогеосинклинальные области и зоны; 5 — раннепротерозойские проторифтовые зоны с существенно вулканогенным разрезом; 6 — то же с существенно осадочным разрезом; 7 — зоны свекофеннской термальной переработки архейских образований; 8 — плутоны гранитоидов (рапакиви и др.), лабрадоритов и щелочных пород конца раннего протерозоя; 9 — вулканоплутонические пояса конца раннего протерозоя (готской эпохи); 10 — зоны готской термальной переработки; 11 — протоплатформенный чехол раннепротерозойского и раннерифейского (в свекофеннидах) возраста; 12 — области архейской и раннепротерозойской консолидации, подвергшиеся геосинклинальной переработке в раннем-среднем рифее (дальсландиды), и гранитоидные плутоны конца среднего рифея; 13 — позднепротерозойские геосинклинальные и авлакогеосинклинальные зоны, испытавшие байкальскую и салаирскую складчатость; 14 — геосинклинальные зоны, испытавшие каледонскую складчатость и надвинутые на платформу; 15 — районы с отсутствием сейсмического «гранитно-метаморфического слоя» в фундаменте платформы; 16 — границы геоблоков фундамента платформы (по В. А. Дедеву, Л. Е. Шустовой, 1976)

Выше несогласно залегает мощная верхнеархейская михайловская метабазитовая серия, сложенная амфиболитами, метапорфирами, зелеными сланцами, образовавшимися по коматгитам, базальтам и более кислым вулканитам, а также гнейсами, метапесчаниками и железисто-кремнистыми породами. Они выполняют узкие синклинии. Архейские комплексы в конце архея подверглись мигматизации и плагиогранитизации.

На разных горизонтах архея несогласно, местами с метаморфизованной корой выветривания и конгломератами в основании залегает курская железорудная серия (2—5 км) с возрастом 2,3—2,6 млрд лет. Она сложена метапесчаниками и сланцами в низах и верхах, а в средней части — железистыми кварцитами с прослоями слюдяных сланцев, заключающими огромные запасы железных руд района КМА. Разрез нижнего протерозоя завершает залегающая слабо несогласно оскольская серия конгломератов, метапесчаников, сланцев с горизонтами мраморизованных известняков и доломитов, а в верхах — также метавулкаников пестрого состава. Нижнепротерозойские образования смяты в сильно сжатые грабен-синклинали и горст-антиклинали и прорваны двумя генерациями гранитоидов с возрастом 2,0 и 1,7 млрд лет.

В восточной части Воронежского массива к нижнему протерозою относится серия флишеидных углисто-терригенных пород, превращенных в гнейсы и метаморфические сланцы. Она выполняет протяженный Восточно-Воронежский синклинорий и прорывается несколькими генерациями основных и кислых интрузий, в том числе гранитами рапакиви. Комплексы пород фундамента Воронежского массива естественно сопоставляются с комплексами Приднепровского мегаблока и Ингулецко-Криворожской зоны Украинского щита; архейские обоянская и михайловская серии — соответственно с аульской и метабазитовой конкско-верховцевской сериями, нижнепротерозойские курская и оскольская — с криворожской и ингулецкой. Однако складчатые структуры этих областей имеют различное простираие и непосредственно не продолжают друг друга. Крупные раннепротерозойские протогеосинклинальные области, подобные Свекофеннской на Балтийском щите, в фундаменте южной части платформы отсутствуют, но в северо-западной части Украинского щита и восточной части Воронежского массива известны более узкие свекофеннские складчатые зоны соответственно протозвгеосинклинального (осницкая) и протомиогосинклинального (Восточно-Воронежская) типа, а разделяющие их обширные области истытали в раннем протерозое мощную тектонотермальную переработку.

Геологическое строение фундамента Русской плиты изучено пока относительно слабо и неравномерно. На большей ее части он сложен преимущественно гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами архея, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации, а также плутоническими породами — от основных и ультраосновных до плагиигранитов и существенно калиевых гранитов. По геомагнитным данным, сопоставленным с материалами бурения, в фундаменте плиты различаются два основных типа структур — массивы, или мегаблоки («поля»), и разделяющие их узкие прямолинейные или дугообразные зоны со сложной внутренней структурой («межи»), образующие петельчатую сеть.

Древнейший комплекс фундамента плиты, согласно С. В. Богдановой, слагают гиперстеновые и высокоглиноземистые плагиигнейсы, близкие по химическому составу к андезитам. В раннем архее этот субстрат подвергся растяжению, раздроблению и распался на отдельные массивы, разделенные трогообразными линейными зонами, в которых по продольным разломам происходили излияния и внедрения базитов и ультрабазитов, превращенных в амфиболиты и кристаллические сланцы, тогда как в пределах массивов накапливались вулканы основного, среднего и кислого состава, терригенные и железисто-кремнистые отложения и формировались габбро-анортозитовые и ультраметаморфические плагиигранитовые комплексы.

Как в линейных зонах, так и в массивах широко проявился архейский гранулитовый метаморфизм, на который наложился более поздний ретроградный метаморфизм амфиболитовой ступени. В раннем протерозое в пределах массивов протекали процессы гранитообразования, возникали гранитогнейсовые купола и происходило ретроградное метаморфическое преобразование пород, а в некоторых из них образовывались прогибы, заполняемые метаморфизованными граувакковыми и вулканогенными толщами. Наиболее интенсивной термальной переработке в свекофеннскую эпоху (1,8–1,9 млрд лет) подвергся фундамент будущих Волго-Уральской, Воронежской, Белорусской антеклиз и территории Прибалтики. Западные районы плиты пережили новое термальное «омоложение» и внедрение гранитов типа рапакиви в готскую эпоху (1,8—1,5 млрд лет назад).

История формирования фундамента платформы выяснена пока недостаточно полно и достоверно, так как многие «документы» этой истории «стерты» наложенными метаморфическими изменениями пород, фундамент плиты слабо доступен для исследования, а специфика термического, тектонического, геохимического режима в раннем докембрии сильно ограничивает возможности актуалистического подхода. В спорном вопросе о природе древнейшего основания, на котором формировались архейские вещественные комплексы и структуры фундамента континентов, ныне преобладает мнение о том, что древнейшая («первичная») кора, возникшая к началу архея около 3,5 млрд лет назад, имела состав, близкий к гранодиоритам и кварцевым диоритам (тоналитам) или к диоритам. Подобные породы — комплекс «серых гнейсов» — выявлены в основании разреза архея на многих платформах, в том числе на Восточно-Европейской (в Мурманском блоке, в основании зеленокаменных поясов Карелии, Приднепровья, КМА и в составе древнейшего основания Русской плиты). Одновременно с «серыми гнейсами», испытавшими метаморфизм амфиболитовой фации на больших глубинах в условиях значительно больших давлений и температур, формировались породы гранулитовой фации, впоследствии выведенные местами на поверхность. Среди архейских образований намечается несколько главных типов, свидетельствующих о латеральной неоднородности верхней части коры и этапах ее развития в течение архея.

1. Комплексы плагиогранитов и плагиомикроклиновых гранитов, возникшие в ходе региональной гранитизации «первичной» протоконтинентальной «серогнейсовой коры» (Мурманский блок).

2. Зеленокаменные пояса, т. е. развившиеся на «серогнейсовом» субстрате узкие и глубокие трюги, выполненные вулканитами основного, ультраосновного (специфичные для архея высокомагнезиальные лавы — коматииты), а также андезитового и дацитового состава в сочетании с терригенными и железисто-кремнистыми отложениями. Их развитие протекало в обстановке горизонтального растяжения (позволяющей некоторым геологам считать их древнейшими рифтоподобными структурами) и завершалось сжатием, складчатыми деформациями, метаморфизмом зеленосланцевой или амфиболитовой ступени, гранитизацией их гнейсового основания и формированием ультраметаморфогенных, сначала натровых, а затем существенно калиевых гранитоидов, частично прорывающих или деформирующих и сами зеленокаменные трюги. Их заложение на большинстве древних платформ происходило как в раннем (Приднепровье, КМА, зона Колмозеро-Воронья), так и в позднем (Карелия) архее, но региональная гранитизация имела место в конце архея (около 2,7 млрд лет назад). В сочетании со смеж-

ными выступами гранитогнейсового фундамента группы зеленокаменных поясов объединяются и образуют гранитно-зеленокаменные области, гирлянда которых пересекает Восточно-Европейскую платформу с севера на юг от восточной части Балтийского до Украинского щита.

3. Мощные супракрустальные комплексы гнейсов с подчиненными амфиболитами, кварцитами, железистыми кварцитами, выполняющие широкие прогибы (Центрально- и Южно-Кольская зоны, гранулитогнейсовые мегазоны Украинского щита, возможно, гранитогнейсовые массивы — «поля» — в фундаменте плиты). Эти комплексы образовались из вулканитов кислого и основного состава и терригенных и других осадков, испытавших сначала прогрессивный (вплоть до гранулитовой фации), а затем ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации, одновременный с формированием сложной куполовидной складчатой структуры и становлением ультраметаморфогенных гранитоидов.

4. Мощные гнейсоамфиболитовые комплексы, образованные из вулканогенных толщ основного состава (беломорская серия). Накопление комплексов 4-го и 3-го типов происходило в основном в раннем архее, а позднее они испытывали неоднократно метаморфические преобразования и деформации.

5. Древнейшие протоплатформенные комплексы, залегающие с корой выветривания в основании и в значительной мере состоящие из метаморфизованных продуктов ее переотложения (кварциты и высокоглиноземистые сланцы). Такие комплексы впервые формировались в самом конце архея (2,6—2,7 млрд лет) в эпоху относительного покоя после главного «пика» позднеархейских складчатых деформаций и гранитизации.

6. Наименее ясно строение образований, слагающих линейные зоны («межи») в фундаменте Русской плиты. Предполагается, что в результате растяжения и раздробления древнейшего плагиогнейсового фундамента этих зон в раннем архее они были заполнены вулканитами, инъецированы и протрудированы телами основного и ультраосновного состава, а в конце архея, одновременно с гранитизацией в соседних массивах («полях»), испытали сжатие, при котором были выжаты кверху в виде клиньев и пластин глубинные образования гранулитовой фации умеренных и высоких давлений (гранатовые, гипертеновые, кордиеритовые гнейсы, эндербиты, эклогиты). Этот процесс мог повторяться и в раннем протерозое. Продолжением такой зоны («межи») на Балтийском щите может являться Лапландско-Кандалакшский гранулитовый пояс.

В целом в течение архея кора в пределах будущей платформы характеризовалась очень высоким термическим режимом и повсеместной высокой подвижностью (пермобильностью) и даже сравнительно близко от поверхности породам были свойственны высокие пластичность и текучесть, обусловившие сложность складчатых деформаций, мелких структурных форм, невыдержанность и извилистость простираний, малую роль крупных разломов. Интенсивная гранитизация с массовым выносом калия, охватившая в конце архея огромные территории будущей платформы, привела к формированию более зрелой и мощной коры континентального типа, чем существовавшая в начале архея протоконтинентальная «серогнейсовая» кора.

В раннем протерозое тепловой поток и температура в верхней части коры в целом существенно понизились, но процесс их понижения осложнялся несколькими волнами временного усиления теплового потока и прогрева коры; наиболее мощная из них достигла ее верхних частей около 1,8—1,9 млрд лет.

Тектонический режим в раннем протерозое стал более дифференцированным, на площади будущей платформы обособились обширные стабильные (протоплатформенные) и подвижные (протогеосинклинальные) области и зоны. Тектонические деформации в них приобрели отчетливо выраженный линейный характер и существенно возросла роль протяженных и глубоких разрывов, указывающая на упрочение коры.

В раннепротерозойской истории различаются три главных этапа: от 2,6 до 2,2—2,3 млрд лет, от 2,2—2,3 до 1,8—1,9 и от 1,8—1,9 до 1,6 млрд лет. На протяжении первого и особенно второго этапа в условиях преобладания растяжения возникали и развивались глубокие прогибы и впадины разных типов: их погружение часто сопровождалось мощной вулканической деятельностью. Первый этап завершился умеренными и локальными (селецкая фаза), а второй — интенсивными и широко распространенными деформациями сжатия (свекофеннская эпоха), мощными проявлениями гранитоидного плутонизма и почти повсеместного регионального метаморфизма, прогрессивного в нижнепротерозойских комплексах и ретроградного в архейском субстрате. Третий — готский — этап характеризовался возрастанием тектонической стабильности с преобладанием общего поднятия территории формирующейся платформы, и лишь в ее западной части имело место тектоно-термальное возбуждение коры и формировались вулканоплутонические и орогенные комплексы.

На большей части площади нынешней Восточно-Европейской платформы располагались протоплатформенные области, в которых в раннем протерозое протекал длительный и сложный процесс кратонизации, т. е. постепенного упрочения фундамента и перехода его в более стабильное состояние, свойственное древним платформам. В одних районах, в частности на большей части площади нынешней Русской плиты, преобладали или господствовали поднятия, в других — поднятия сочетались с прогибами и впадинами, заполнявшимися осадками и вулканиками.

Для протоплатформенных областей характерно развитие древних кор выветривания, свидетельствующее об относительно длительных эпохах выравнивания рельефа в обстановке тектонической стабильности, и накопление терригенных кварц-аркозовых (фалаховых) и высокоглиноземистых, а также мелководных карбонатных (карбостромовых) толщ с фитолитами и микрофитолитами. Неоднократно имели место вспышки существенно базальтового, близкого к трапповому, магматизма в форме наземных и субаквальных излияний, пластовых и секущих интрузий, а также извержения вулканитов среднего и кислого состава. Аккумуляция происходила в депрессиях двух главных типов, вероятно связанных взаимными переходами: 1) относительно неглубоких блюдцеобразных впадинах, уступающих фанерозойским синеклизам в размерах, но превосходящих их по степени деформированности отложений (например, впадины, выполненные ятулием и особенно вепсием В Карельской мегазоне), и 2) более глубоких, узких приразломных прогибах и грабенах (проторифтовых зонах), напоминавших в период растяжения и погружения рифейские и фанерозойские рифтовые зоны на древних платформах, но в конце своего развития испытывавших сжатие и превращение в узкие синклинии, грабен-синклинали или чешуйчатые моноклинали, осложненные продольными взбросо-надвигами. Первая генерация проторифтовых структур в пределах обоих щитов и Воронежской антеклизы возникла в начале, а вторая была заложена в середине раннего протерозоя и завершила свое развитие

около 1,9—1,8 млрд лет назад. По характеру выполнения среди них различаются существенно вулканогенные, обычно с преобладанием базальтовых толщ (тектонотип — Печенга-Варзугская зона) и терригенно-джемспилитовые (тектонотип — Криворожская зона).

На значительно меньшей части площади будущей платформы — в Свекофеннской области на северо-западе и более узких Восточно-Воронежской и Осницкой зонах в ее южной части — в раннем протерозое существовал значительно более тектонически и термически активный протогеосинклинальный режим. От близких к ним по характеру осадочных и вулканогенных формаций, стилю структур и особенностям орогенного магматизма геосинклинальных поясов неогей протогеосинклинальные области и зоны отличаются значительно меньшими размерами, но превосходят их по интенсивности регионального метаморфизма. Основной этап их погружения отвечает средней части раннего протерозоя, а замыкание, формирование складчатой структуры, пик гранитоидного магматизма и метаморфизма — свекофеннской тектоно-термальной эпохе (1,8—1,9 млрд лет назад). Период кратонизации в этих областях и зонах был более кратковременным и «уложился» в рамки готской эпохи (1,8—1,6 млрд лет). В эту эпоху в западных районах формирующейся платформы возникали небольшие впадины, заполнявшиеся кварцевыми песчаниками и вулканитами, их доготский фундамент подвергался термальному «омоложению», и формировались многочисленные посторогенные массивы гранитоидов (рапакиви), габбро-лабрадоритов и анортозитов, а на западе Балтийского щита даже образовался вулканоплутонический пояс. Большая часть платформы испытала в конце раннего протерозоя общее слабое поднятие.

СТРОЕНИЕ ЧЕХЛА И ЭТАПЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Как уже говорилось, чехол Восточно-Европейской платформы образован отложениями верхнего протерозоя и фанерозоя. В его строении участвуют доплитный, или авлакогенный, комплекс (рифей и нижний венд) и плитный комплекс (верхний венд и фанерозой), отвечающие двум главным мегаэтам в истории платформы — авлакогенному (1,6—0,6 млрд лет) и плитному (от 0,6 млрд лет доныне).

Доплитный комплекс и авлакогенный мегаэтап развития. В изучении стратиграфии верхнепротерозойских отложений важнейшую роль сыграли исследования Н. С. Шатского, впервые выделившего рифейский комплекс на Южном Урале, а затем на Русской плите, Б. С. Соколова, выделившего между рифеем и кембрием вендский комплекс, Б. М. Келлера, а также палеонтологов (С. Н. Наумова, И. Н. Крылов, М. А. Федонкин), изучавших остатки примитивных позднепротерозойских растений и следов их жизнедеятельности (строматолиты, онколиты, катаграфии, акритархи) и появляющихся в венде древнейших бесскелетных животных. При расчленении, корреляции и установлении возраста верхнепротерозойских образований наряду с литостратиграфическим, структурно-геологическим и радиогеохронологическим методами во все большей мере используются палеонтологические данные.

Верхнепротерозойские отложения на Русской плите и на некоторых участках щитов несогласно залегают на архейских и нижнепротерозойских образованиях фундамента и резко отличаются от них почти полным отсутствием метаморфических изменений, проявлений кислого интрузивного магматизма и, как правило, почти ненарушенным субго-

горизонтальным залеганием. Очевидно, на рубеже раннего и позднего протерозоя тепловой поток в пределах территории платформы существенно снизился, а тектонический режим стал более спокойным. Главную роль приобрели глыбовые подвижки по крутым разломам, ограничивавшим авлакогены, которые закладывались в раннем, среднем или позднем рифее и до середины венда являлись главными седиментационными зонами. Меньшая роль принадлежала односторонним перикратонным прогибам на юго-западной, восточной и северо-восточной окраинах платформы, которые примыкали к закладывавшимся в рифее соседним подвижным поясам (Урало-Монгольскому, Средиземноморскому) и авлакогеосинклинальным зонам (Тиманской и др.).

В разрезах рифея и венда доминируют песчано-алеврито-глинистые отложения преимущественно кварцевого и аркозового состава, материал которых поступал с размывавшихся внутриплатформенных поднятий. Некоторые горизонты, в частности базальные, в ряде авлакогенов сложены красноцветными континентальными гравийно-галечными отложениями, но многие толщи сероцветных терригенных отложений с прослоями доломитов и известняков, а также менее распространенные карбонатные толщи нижнего и среднего рифея накапливались в мелководно-морской обстановке. На разных стратиграфических уровнях (в нижнем и среднем рифее) в некоторых авлакогенах присутствуют лавы, пирокластиты, а также силлы, дайки базальтов и реже — пород среднего и кислого состава.

Отложения нижнего рифея (до 3—5 км) в основном заполняют авлакогены (Камско-Бельский, Абдулинский) и перикратонные впадины на востоке платформы, смыкающиеся с более глубокими прогибами на западном склоне Урала. Среднерифейские отложения распространены шире и присутствуют во многих авлакогенах на востоке, в центре и на северо-западе платформы. Их мощность составляет обычно 0,5—1,5 км и лишь изредка достигает 2—3 км (в Солигаличско-Яренском авлакогене). Отложения верхнего и терминального рифея (от 0,5 до 2—3 км) присутствуют в тех же авлакогенах, что и среднерифейские, а также в Оршанском и Волынском авлакогенах на юго-западе платформы.

Нижневендские образования в основном распространены в центре и на юго-западе Русской плиты, в расширившихся по сравнению с поздним рифеем Пачелмском, Оршанском, Волынском авлакогенах и Приднестровском перикратонном прогибе. В их составе наряду с песчано-глинистыми отложениями присутствуют также тиллиты — несортированные неслоистые валунные глины с полуоглаженными обломками, валунами и глыбами, несущие следы ледниковой штриховки, и связанные с ними ленточные глины, алевролиты и песчаники озерно-ледникового и флювиогляциального генезиса. Эти образования накопились в эпоху лапландского оледенения, широко проявившегося в венде во многих районах мира. В разрезах вышележащей волынской серии на западе и юго-западе плиты присутствуют лавы и туфы базальтового, а также более кислого (до дацитов и трахилипаритов) состава (до 0,5 км).

Рифейские и вендские отложения фрагментарно распространены и на щитах. Так, на северо-западе Украинского щита в узком широтно вытянутом грабенообразном Овручском прогибе, по-видимому, представлявшем одно из ответвлений рифейского Днепровско-Донецкого авлакогена, на гранитах рапакиви с размывом залегает овручская серия диабазов, кварцевых порфиров, а также кварцитопесчаников и сланцев нижнего-среднего рифея. Ее возрастным аналогом на Бал-

тийском щите, в Южной Швеции, является иотнийская серия кварцито-песчаников, с разрывом залегающая на породах готского вулканоплутонического пояса. В самой западной, Свекофеннской, области этого щита нижний и средний рифей, как уже говорилось, выражены слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами геосинклинального типа, испытавшими складчатые деформации и прорванными телами гранитоидов в дальсландскую эпоху (около 1 млрд лет назад). Наконец, на северной и западной окраинах Балтийского щита местами сохранились несогласно залегавшие на фундаменте, а впоследствии сорванные со своего основания (параавтохтонные) толщи терригенных отложений, с пачками доломитов и известняков, верхнего рифея и венда (так называемый спарагмит). В верхней части их разреза присутствуют два горизонта тиллитов, сопоставляемых с нижнепротерозойскими ледниковыми отложениями на Русской плите.

Почти повсеместно субгоризонтальное залегание верхнепротерозойских отложений, незначительное и локальное распространение в их разрезах вулканических образований (в основном базальтов), почти полное отсутствие в позднем протерозое кислых интрузий и проявлений регионального метаморфизма на подавляющей части площади платформы свидетельствуют об упрочении континентальной коры и существенном снижении теплового потока по сравнению с ранним протерозоем и позволяют считать рубеж раннего и позднего протерозоя началом существования Восточно-Европейской платформы. В позднем протерозое на большей части ее площади происходили слабые воздымания и денудация, на что указывает господство в разрезах авлакогенов местного обломочного материала, сносившегося с межавлакогенных поднятий, и лишь изредка возникали мелководные водоемы на более обширных участках платформы.

Важнейшим тектоническим процессом, начавшимся в раннем рифее и в целом продолжавшимся до середины венда, было заложение (в обстановке растяжения) и длительное погружение глубоких линейных грабенообразных прогибов — авлакогенов, сеть которых рассекает фундамент платформы. Локализация авлакогенов контролировалась структурными неоднородностями фундамента: большинство их было приурочено к архейским линейным тектоническим зонам («межам»), частично регенерированным в раннем протерозое. Тот факт, что авлакогены как структуры растяжения, формировавшиеся в течение одного мегаэтапа развития платформы, пересекают ее в самых различных направлениях и не компенсированы внутри платформы деформациями сжатия, показывает, что кора платформы испытывала в рифее разнонаправленное горизонтальное растяжение и площадь ее в целом несколько увеличивалась. Вместе с тем заложение и развитие авлакогенов происходило в тесной связи с одновременным формированием в условиях более интенсивного растяжения обрамляющих платформу с разных сторон подвижных поясов и авлакогеосинклинальных зон. «Входящие» авлакогены ответвляются от них и проникают в глубь платформы, а «слепые» авлакогены простираются в теле платформы параллельно границам соседних подвижных поясов. Присутствие магматических образований в разрезах ряда авлакогенов говорит о локальном прогреве верхов мантии под ними, а наличие в их составе наряду с базальтами кислых вулканитов указывает на то, что аномальный прогрев затрагивал и кору в основании авлакогенов.

Развитие авлакогенов прекратилось в конце рифея или раннем венде, когда растяжение, преобладавшее до этого в соседних с платформой зонах подвижных поясов и авлакогеосинклинальных прогибах,

сменилось деформациями сжатия (байкалиды Карпат, Урала, может быть, Тимана и пр.), а некоторые авлакогены, возможно, также испытали слабое сжатие.

То, что подавляющая часть авлакогенов располагалась в пределах будущей плиты, и лишь некоторые из них проникали в окраинные зоны щитов, позволяет предполагать, что последующее обособление щитов и плиты было предопределено особенностями строения и развития этих частей платформы на авлакогенном мегаэтапе ее эволюций, а в какой-то мере, возможно, и на доплатформенных этапах.

Важнейшим эпизодом в геологической истории платформы явилось лапландское оледенение, продукты которого сохранились в разрезах нижнего венда в некоторых авлакогенах, а также в прогибах на окраинах Балтийского щита. Широкое развитие следов этого оледенения во многих районах мира позволяет считать, что оно имело покровный характер, охватывая обширные территории Восточно-Европейской платформы, и было связано с несколькими общепланетарными эпохами ухудшения климата в вендское время.

Плитный мегакомплекс чехла и плитный мегаэтап развития. В середине венда платформа вступила в новый, продолжающийся доныне мегаэтап развития, в течение которого постепенно сформировался состоящий из ряда разновозрастных субгоризонтальных комплексов, сильно изменчивый по мощности, но в целом непрерывно покрывающий большую часть ее площади (кроме щитов) плитный мегакомплекс платформенного чехла, и образовалась огромная Русская плита. В этом мегаэтапе (продолжительностью около 0,6 млрд лет) различаются три главные этапа, синхронных с циклами развития смежных с платформой подвижных поясов — каледонским, герцинским и альпийским. Им соответствуют на платформе три главных комплекса плитного чехла — синкаледонский, сингерцинский и синальпийский, существенно различающихся по площадям распространения и расположению слагаемых ими платформенных структур, формациям и мощностям отложений.

Синкаледонский комплекс плитного чехла (верхний венд — низы девона) в основном распространен на северо-западе Русской плиты, к юго-востоку и югу от Балтийского щита, где он выполняет широкую палео-Балтийскую синеклизу, а также перикратонные прогибы на востоке и юго-западе плиты. Лежащие в его основании верхневендские, а в западной части палео-Балтийской синеклизы — нижнекембрийские отложения по большей части несогласно налегают на дорифейский фундамент и лишь в ее приосевой зоне и некоторых перикратонных прогибах ложатся на разные горизонты рифея или нижнего венда. По крайней мере верхняя часть синкаледонского комплекса (начиная с ордовика) присутствует также в Прикаспийской синеклизе (рис. 14).

Отложения верхнего венда (валдайская серия) выражены толщами аргиллитов с прослоями и пачками алевролитов, песчаников и конгломератов в основании, а в ряде районов (на востоке палео-Балтийской синеклизы, в Приднестровье) включают горизонты туфов и туффитов. В верхнем венде обнаружены остатки бесскелетной фауны беспозвоночных, особенно разнообразные на побережье Белого моря. Мощность этих отложений на востоке палео-Балтийской синеклизы и в Приуралье достигает 1—1,5 км, а в западной части этой синеклизы и на юго-западной окраине плиты сокращается до 0,2—0,5 км.

Основы стратиграфии нижнего палеозоя и силура были заложены в XIX в. Г. П. Гельмерсенем, Э. И. Эйхвальдом и Ф. Б. Шмидтом, а ее разработка была продолжена в послеоктябрьский период петербургски-

ми (Т. Н. Алихова, О. И. Никифорова, Б. С. Соколов) и эстонскими (А. Эпик, Д. Л. Кальо) геологами. Основные выходы этих отложений находятся в крутом обрыве («глинте») на южном берегу Финского залива и в Приднестровье.

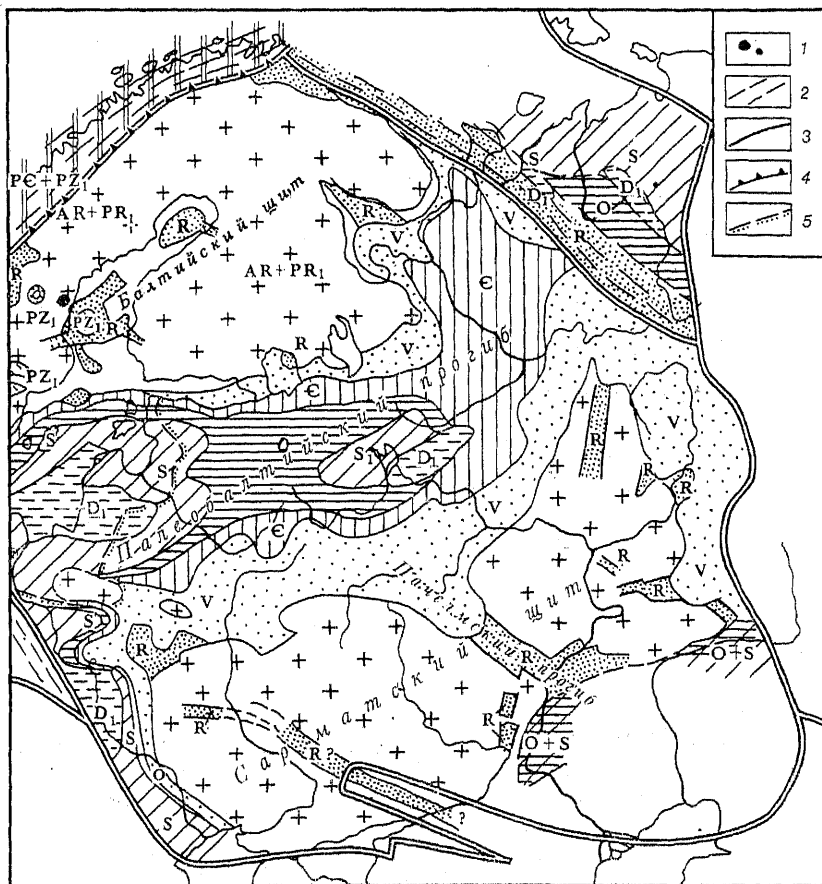


Рис. 14. Геологическая карта предсреднедевонской поверхности Восточно-Европейской платформы.

1 — щелочно-ультраосновные интрузивы венда — раннего палеозоя; 2 — комплексы нижнепалеозойских — верхнепротерозойских и более древних образований, сильно деформированные в эпохи байкальской и каледонской складчатости; 3 — крутые разломы; 4 — надвиги и тектонические покровы; 5 — западная граница распространения венда под чехлом более молодых отложений. Остальные штриховки и крапы отвечают стратиграфическим комплексам, обозначенным на карте индексами

Отложения кембрийской системы (в основном нижнекембрийские) распространены в пределах всей палео-Балтийской синеклизы. В нижнекембрийских отложениях (балтийской серии) впервые появляются скелетные остатки червей (сабеллидитов), гастропод, затем первых трилобитов и, наконец, первых брахиопод и головоногих. Разрез кембрия выражен терригенными отложениями. Он начинается с маломощной пачки песчаников и алевролитов, затем следует более мощная толща «синих глин» и, наконец, трансгрессивно залегающая новая толща песчаников. Общая мощность нижнего кембрия варьирует от 200—

300 м на востоке до 50—100 м на западе палео-Балтийской синеклизы. Выше со следами перерыва залегают маломощные, существенно песчаниковые отложения верхов нижнего или среднего, а местами также верхнего кембрия. В перикратонных прогибах на западе и юго-западе плиты мощность кембрия достигает 300—500 м.

Трансгрессивно залегающие *отложения ордовикской системы* присутствуют в западной половине палео-Балтийской синеклизы, а также на юго-западной и юго-восточной окраинах Русской плиты. В палео-Балтийской синеклизе они выражены всеми тремя отделами и всеми ярусами общей мощностью от 500 м на востоке до 200 м на западе. По составу отложений в разрезе выделяются: маломощная нижняя терригенная часть (песчаники и глины с прослоями фосфоритов) с остатками беззамковых брахиопод и граптолитов тремадокского яруса нижнего ордовика; большая по мощности средняя, глинисто-карбонатная часть (мелководные известняки, доломиты, известковистые глины) с остатками трилобитов, брахиопод, цефалопод (ортоцератид), иглокожих (криноидей), мшанок верхней части нижнего и среднего ордовика; карбонатная верхняя часть (известняки и доломиты) с остатками тех же групп фауны, принадлежащая верхам среднего и верхнему кукуерскому горизонте. В верхах средней части разреза на востоке Эстонии — кукуерском горизонте — присутствуют несколько сближенных маломощных прослоев горючих сланцев (кукуерситов), которые добываются в районе г. Кохтла-Ярве для получения горючего газа, жидкого топлива и химических продуктов.

В Приднестровье маломощные терригенно-карбонатные отложения среднего ордовика трансгрессивно залегают на венде и перекрываются силуром. Терригенные ордовикские отложения (до 0,5 км) вскрыты бурением на северной окраине Прикаспийской синеклизы и, вероятно, присутствуют в ее внутренней части.

Отложения силурийской системы распространены в тех же районах, что и ордовикские, но на меньшей площади: в самой западной части палео-Балтийской синеклизы, в перикратонных прогибах на юго-западе плиты и в Прикаспийской синеклизе. Оба отдела силура почти повсеместно сложены мелководно-морскими карбонатными отложениями — зоогенными известняками, доломитами, мергелями, заключающими остатки кораллов, строматопороидей, брахиопод, мшанок, криноидей, остракод, пелеципод, трилобитов, граптолитов, а в верхних, регрессивных горизонтах разреза, несущих следы сильного обмеления и усыхания водоема и прибрежно-лагунной обстановки, — также ракоскорпионов и панцирных рыб. Общая мощность силура в Эстонии составляет 200—300 м, а к юго-западу — в Литве и Калининградской области возрастает почти до 1 км за счет верхнего отдела, в разрезе которого появляются более глубоководные алеврито-глинистые осадки, в том числе граптолитовые сланцы.

На юго-западе плиты, в Приднестровье, обнажается полный карбонатный разрез силура (0,5 км), включающий самый верхний, пржидольский ярус. У юго-западной границы платформы северо-западнее г. Львова по данным бурения мощность силура сильно возрастает, а карбонатные отложения сменяются граптолитовыми сланцами. Морской терригенный силур вскрыт бурением на западной и северной окраинах Прикаспийской синеклизы и, видимо, заполняет ее внутреннюю часть.

Тесно связаны с верхним силуром отложения *нижней части нижнего девона*, присутствующие на западной и юго-западной окраинах Русской плиты. На крайнем западе палео-Балтийской синеклизы — на

западе Латвии, в Литве и Калининградской области — на силуре согласно залегает регрессивная красноцветная алеврито-глинисто-карбонатная лагунно-озерная толща с остатками рыб и остракод жединского яруса нижнего девона. Зигенскому ярусу отвечает перерыв, а в конце раннего девона — эмском веке начинается новый, герцинский цикл погружения.

В Приднестровье согласно залегающий на силуре жединский ярус (до 300—500 м) выражен мелководно-морскими карбонатными отложениями, кверху сменяющимися глинистыми и песчано-алевритовыми с остатками остракод и панцирных рыб. Выше с разрывом залегает мощная (0,5—1 км) красноцветная дельтово-аллювиальная серия кослоистых песчаников, алевролитов и глин, с остатками рыб и растений зигенского яруса, напоминающая «колд рэд» Англии.

Мощный регрессивный комплекс нижнего девона Приднестровья отделен от среднего девона перерывом.

В целом отложения верхнего венда, кембрия, ордовика, силура и низов девона на Русской плите представляют крупный цикл осадконакопления, связанный во времени с каледонским циклом развития в смежных с Восточно-Европейской платформой тектонически активных зонах — Северо-Атлантическом подвижном поясе, Датско-Польском авлакогеосинклинальном прогибе и других — и тяготеющий в своем площадном распространении к этим зонам. Перерыв между средним кембрием и ордовиком внутри этого цикла позволяет различить внутри него два подцикла — салаирский и собственно каледонский, разделенные эпохой салаирской складчатости, также проявившейся в Датско-Польской и, возможно, Тиманской авлакогеосинклинальных зонах. Первый подцикл (поздневендско-кембрийский) целиком выражен терригенными отложениями, а во втором (ордовикско-раннедевонском) отчетливо различаются нижняя трансгрессивная, средняя карбонатная и верхняя регрессивная часть, завершающаяся лагунно-континентальными терригенными отложениями, синхронными последним фазам каледонской орогении в Северо-Атлантическом поясе.

Обилие и разнообразие остатков теплолюбивой фауны в карбонатных отложениях ордовика и силура свидетельствуют об их накоплении в мелководных морских водоемах приэкваториальной зоны, с чем согласуются и палеомагнитные данные. С конца девона территория платформы оказалась в аридной климатической зоне Северного полушария. Проявления вулканизма имели место лишь в начале каледонского цикла — в позднем венде, но в разных районах Балтийского щита на рубеже венда и кембрия (в Швеции и Южной Норвегии) или даже на протяжении всего каледонского цикла (на Кольском полуострове) происходило становление полифазных щелочно-ультраосновных с карбонатами интрузий центрального типа. С некоторыми из них связаны месторождения апатит-магнетитовых руд (Ковдор).

Сингерцинский комплекс плитного чехла (средний девон—триас) по своему распространению почти на всей площади Русской плиты, мощности и общему объему пород играет наиболее важную роль в строении ее чехла. В отличие от синкаледонского, отложения сингерцинского комплекса, особенно карбон и пермь, наиболее широко представлены в восточной и юго-восточной частях плиты, граничащих с областями Урало-Монгольского и Средиземноморского подвижных поясов, где герцинский геосинклинальный цикл завершился в конце палеозоя мощной складчатостью и орогенезом (Урал, Большой Кавказ). В грубой схеме сингерцинский комплекс представляет крупнейший седиментационный цикл с преобладанием в нижней части терригенно-

карбонатных, в средней — морских карбонатных и в верхней — терригенных континентальных отложениях, осложняемый более мелкими циклами нескольких порядков.

Конец раннего девона отвечает крупному перерыву между накоплением синкаледонского и сингерцинского комплексов, когда почти вся платформа испытывала поднятие и денудацию. Средний девон и низы верхнего девона представляют нижнюю, трансгрессивную часть сингерцинского комплекса, формировавшуюся в ходе коренной перестройки тектонического плана платформы, сопровождавшейся активизацией разломов и вспышками магматизма, а большая часть верхнего девона (средне- и верхнефранские и фаменские отложения) входит в среднюю часть сингерцинского комплекса, отличающуюся наиболее широким распространением морских условий и господством карбонатных фаций. Общая мощность среднего и верхнего девона на Русской плите составляет 0,3—1 км, а местами достигает 2—3 км.

Большой вклад в изучение *девонских отложений* внесли труды Ф. Н. Чернышева, Д. В. Наливкина, Р. Ф. Геккера, С. В. Тихомирова. Сначала эти отложения были детально исследованы в естественных выходах на северо-западе плиты («Главное девонское поле») и на Воронежской антеклизе («Центральное девонское поле»), а в послевоенный период в результате проведения глубокого бурения были получены важные данные о строении девона под чехлом более молодых отложений в восточной части плиты. При разработке биостратиграфии девонских морских отложений широко используются остатки брахиопод, кораллов, строматопороидей, мшанок, криноидей, цефалопод; солоноватоводных отложений — пелециподы, остракоды, континентальных — панцирные рыбы, остатки макрофлоры (псилофиты, археоптерисы и др.), также споры и акритархи.

Средне- и верхнедевонские отложения приурочены к трем полубособленным областям, разделенным Украинским щитом и наиболее приподнятыми участками Воронежской и Белорусской антеклиз: 1) обширной Русско-Балтийской области на северо-западе, в центре и на востоке плиты; 2) Днепровско-Донецкому авлакогену и 3) Львовскому перикратонному прогибу на юго-западе плиты.

В Львовском прогибе на красноцветной терригенной серии нижнего девона с перерывом залегают нижнеэйфельские песчано-глинистые отложения с остатками рыб и лагунные доломито-ангидритовые отложения, а выше — верхнеэйфельские и живетские морские глинисто-карбонатные отложения и известняки верхнего девона. Общая мощность среднего и верхнего девона составляет 0,5—1 км.

В Русско-Балтийской области по полноте, мощности и литолого-фациальным особенностям средне- и верхнедевонских отложений различают пять основных районов: 1) северо-западный район (Главное девонское поле), отвечающий Балтийской синеклизе, Латвийской седловине и обращенным к ней склонам Балтийского щита и Белорусской антеклизы; 2) северный склон Воронежской антеклизы; 3) Московская синеклиза; 4) Волго-Уральская антеклиза и 5) Прикаспийская синеклиза.

Северо-западный район отличается относительно маломощным (0,3—0,4 км) и фациально изменчивым разрезом мелководно-морских и континентальных красноцветных отложений, начинающихся с верхов эмского, эйфельского или живетского яруса. Северный склон Воронежской антеклизы слагают маломощные (0,3 км) мелководно-морские отложения, начиная с живетского яруса.

В Московской синеклизе распространен более мощный (0,6—0,8 км) разрез девона, начинающийся с континентальных и лагунных нижне-эйфельских образований, за которыми следуют мелководно-морские терригенные и карбонатные отложения среднего и верхнего девона. На востоке плиты, в пределах Волго-Уральской антеклизы, с середины девона вовлекавшейся в неравномерное опускание, разрез начинается с живетского, а местами даже с франского яруса и отличается в нижней части (живетский и низы франского яруса) невыдержанностью фаций и мощностей морских терригенно-карбонатных отложений, при общей мощности девона от 0,6 до 1 км.

После регионального раннедевонского поднятия всей Русской плиты в позднеэмское — раннеэйфельское время в ее западной и центральной частях начал формироваться субширотный Русско-Балтийский прогиб, который протягивается от Риги к Москве, а восточнее разделяется на две ветви, огибая с севера и с юга Волго-Уральский щит. Западная часть этого прогиба унаследовала раннепалеозойскую палео-Балтийскую синеклизу, а юго-восточная ветвь — рифейский Пачелмский прогиб. На восточной окраине плиты, в Приуралье, возобновилось развитие перикратонных прогибов. В средней части Русско-Балтийского прогиба в зарождающейся Московской синеклизе в начале эйфеля отлагались континентальные терригенные осадки, а затем — маломощная гипсосоленосная толща. В конце раннего эйфеля в этом прогибе образовался сквозной, разветвлявшийся на восток широкий мелководный пролив, простиравшийся от Балтики до Урала, в котором накапливались карбонатно-глинистые осадки, а Волго-Уральское поднятие превратилось в остров.

Трансгрессивно залегающий живетский ярус на большей части площади еще более расширившегося Русско-Балтийского бассейна выражен мелководными глинисто-известняковыми отложениями, но в его западной части и на северной окраине, куда сносился терригенный материал с Балтийского щита, они замещаются красноцветными песчаниками и глинами аллювиально-дельтового генезиса. Связь между Восточно- и Среднеевропейским морскими бассейнами временно прервалась. Волго-Уральское поднятие в живетском веке начало вовлекаться в неравномерное погружение и покрываться терригенными осадками. После долгого перерыва возобновилось проседание некоторых авлакогенов. В Кировском авлакогене оно закончилось в начале франского века, а в Доно-Медведицком — лишь в конце девона. Перед поздним девонем Русская плита испытала кратковременное поднятие. В раннефранское время оно сменилось погружением, и в Прибалтике на короткое время восстановился пролив между Восточно-Русским и Балтийским бассейнами, но уже в позднефранское время вследствие роста перемычки (Латвийской седловины) они оказались окончательно разобщенными.

В западной части Восточно-Русского бассейна, в Московской синеклизе, нижние горизонты франского яруса сложены дельтовыми и прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями, его средняя часть — мелководно-морскими известково-глинистыми, а трансгрессивно залегающие верхнефранские и фаменские слои — существенно известняковыми отложениями, однако в средней части фаменского яруса присутствуют доломиты и гипсы, указывающие на засоление бассейна. На северном крыле Московской синеклизы верхнедевонские мелководно-морские отложения замещаются аллювиально-дельтовыми, а на северном крыле Воронежской антеклизы лишь сокращаются в мощности.

В пределах вовлеченной в опускание Волго-Уральской антеклизы

верхнедевонские отложения обладают наиболее сложным строением. Нижняя часть франского яруса (нижнештигровский горизонт) выражена здесь песчано-алеврито-глинистой толщей изменчивой мощности, которая, как и подстилающие ее живетские отложения, заключает на Татарском своде и в некоторых других районах крупнейшие месторождения нефти (Ромашкинское и др.). Средняя часть франского яруса представлена известняками, обогащенными органическим веществом, с прослоями битуминозных сланцев и известково-кремнистых пород. Эта доманиковая фация наиболее широко распространена в одноименном маломощном горизонте в низах среднефранского подъяруса, накопление которого произошло в относительно глубоководной, застойной части бассейна в условиях быстрого, не вполне компенсированного погружения обширной области на востоке Русской плиты.

Верхняя часть франского и фаменский ярус (а также турнейский ярус карбона) в Волго-Уральской области сложены морскими карбонатными отложениями трех типов: 1) битуминозными глинисто-кремнистыми известняками доманикового типа, приуроченными к относительно узким, не компенсированным осадками депрессионным зонам в рельефе дна (Камско-Кинельская система), 2) биогермными известняками, обрамляющими эти зоны с обеих сторон в виде мощных барьерных рифов, являющихся ловушками для скоплений нефти; 3) шельфовыми органогенными известняками, накапливавшимися вне Камско-Кинельской системы депрессионных зон и обрамлявших ее рифовых барьеров (рис. 15).

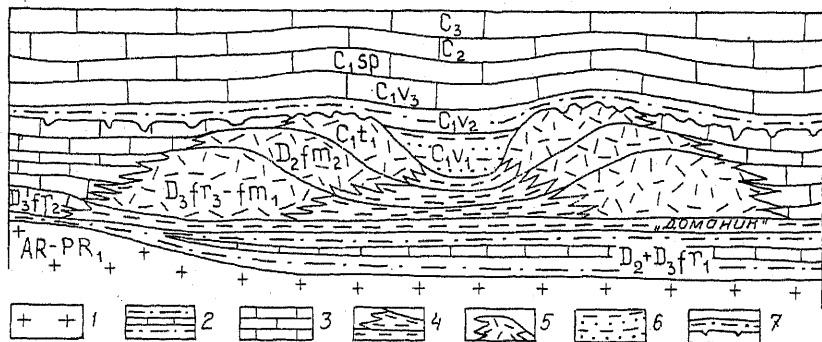


Рис. 15. Принципиальная схема строения депрессионных зон («некомпенсированных прогибов») Камско-Кинельской системы в поперечном субширотном разрезе.

1 — породы фундамента; 2 — карбонатно-терригенные отложения; 3 — толщи органогенных шельфовых известняков и доломитов, накапливавшихся вне Камско-Кинельской системы и после ее отмирания; 4 — относительно глубоководные битуминозные глинисто-кремнистые известняки, мергели и сланцы доманикового горизонта и депрессий Камско-Кинельской системы, накапливавшиеся в условиях некомпенсированного погружения; 5 — биогермные и органогенно-детритусовые известняки и доломиты зон барьерных рифов на бортах депрессий Камско-Кинельской системы; 6 — углисто-терригенные отложения нижневизейского подъяруса (малиновский горизонт); 7 — то же, средневизейского подъяруса (бобриковский горизонт)

В Прикаспийской синеклизе разрез девона недостаточно выяснен. Предполагается, что среднедевонские и нижнефранские отложения могут в ней слагаться в основном терригенными осадками. Начиная с середины франского до турнейского века вдоль северного и западного бортов этой впадины формировались мощные барьерные рифы, а в ее внутренней части в условиях некомпенсированного погружения, ве-

роятно, накапливались маломощные глубоководные битуминозные глинисто-кремнисто-карбонатные и депрессионные осадки доманикового типа.

В Днепроовско-Донецком авлакогене в позднем девоне возобновилось (?) погружение, сопровождавшееся подвижками по продольным и более редким поперечным сбросам и вспышками вулканизма. В позднефранское время оно распространилось к западу в пределы Припятской грабенообразной впадины, которая до этого (в среднем и начале позднего девона) входила в южную краевую зону Русско-Балтийского бассейна. В восточной части авлакогена, на южной окраине Донбасса, на дорифейский метаморфический фундамент Украинского щита несогласно налегают маломощные среднедевонские (?) песчаники и аргиллиты прибрежного генезиса. Выше следует верхнедевонская вулканогенно-осадочная серия (0,5—0,7 км), состоящая из лав и пирокластолитов базальтов, пикритов, трахибазальтов, трахитов и липаритов, а также терригенных отложений и прорванная в конце девона штоками и дайками щелочных пород.

В средней части авлакогена, в Днепровском грабене, по данным бурения, верхний девон имеет мощность от 1—2 км на поперечных поднятиях до 4—5 км в частных впадинах. Терригенно-карбонатные нижне- и среднефранские отложения перекрываются здесь мощной верхнефранской соленосной толщей, последующее перетекание материала которой привело к формированию многочисленных диапировых структур с соляными ядрами. Выше залегают нижнефаменские битуминозные известняково-глинистые отложения доманикового типа и местами — верхняя (среднефаменская) соленосная толща. На разных уровнях верхнего девона (под-, меж- и надсолевым) локально присутствуют вулканогенные, преимущественно базальтовые толщи (на поперечном Черниговском поднятии и др.).

Наиболее изучен разрез верхов девона в Припятской впадине. Здесь выше маломощных терригенных и карбонатных среднедевонских и нижне-среднефранских отложений залегают верхнефранские сульфатно-карбонатные и галогенные, в основном галитовые, отложения мощностью до 1—1,5 км (нижняя соленосная толща), затем нижнефранские терригенно-сульфатно-карбонатные отложения (до 0,5—1 км), среднерифейская (верхняя) соленосная толща с мощными пластами галита, а также сильвина и карналлита (до 3 км) и, наконец, карбонатно-терригенная толща с прослоями горючих сланцев (0,1—0,8 км), принадлежащая верхам фаменского и низам турнейского яруса. Общая мощность верхнего девона в Припятской впадине составляет 2—4,5 км. Калийные соли из верхней соленосной толщи добываются как сырье для минеральных удобрений.

Присутствие соленосных толщ, гипсоангидритовых прослоев, а также красноцветных толщ среди нижне-, средне- и верхнедевонских отложений Русской плиты свидетельствует о господстве жаркого сухого климата на ее территории. Накоплению верхнедевонских соленосных толщ в Днепровском и Припятском грабенах способствовали также благоприятные геоморфологические и тектонические факторы — наличие узкого длинного залива (лагуны), испытывавшего быстрое и глубокое погружение, свободный водообмен которого с расположенным восточнее открытым бассейном затруднялся наличием поперечных перемычек между Припятской и Днепровской впадинами и, может быть, в районе Донбасса.

Помимо Днепроовско-Донецкого авлакогена, где известны позднедевонские вулканы щелочно-базальтоидной и трахибазальтовой се-

рий и интрузий ультраосновных щелочных пород, магматические образования присутствуют в ряде других районов Восточно-Европейской платформы. К ним принадлежат базальтовые покровы и субвулканические образования среди верхнедевонских отложений в Кировском авлакогене, в восточной части Воронежской антеклизы, на Татарском своде, и в других районах, а также крупные многофазные щелочные интрузивные массивы того же возраста — Хибинский и Ловозерский, — внедрившиеся в архейско-нижнепротерозойский фундамент Центрально-колыской зоны на северо-востоке Балтийского щита (рис. 16). Они имеют воронкообразную форму и состоят из как бы вложенных друг в друга кольцевых и полукольцевых тел различных нефелинсодержащих пород — нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов и др. В сложении Хибинского массива участвуют также тела апатитового и апатит-нефелинового состава. Апатиты Хибинского массива разрабатываются как ценное сырье для химических удобрений, нефелинсодержащие породы являются алюминиевыми рудами, а в щелочных породах Ловозерского массива имеются месторождения редких металлов.

Отложения каменноугольной системы вместе с верхними горизонтами девонских входят в состав средней части сингерцинского комплекса, характеризующего господством морских карбонатных фаций, и накапливались в обстановке слабого или умеренного погружения на большей части Русской плиты, кроме щитов и наиболее приподнятых участков плиты (Воронежской и Белорусской антеклиз, Латвийской седловины и Балтийской синеклизы).

В изучении карбона Русской плиты и Донбасса важную роль сыграли исследования Л. И. Лутугина, М. С. Швецова, С. Б. Семихатовой, Ю. А. Жемчужникова, Е. О. Новик, А. П. Ротая, Д. М. Раузер-Черноусовой, О. А. Эйнора. При биостратиграфическом расчленении морских каменноугольных отложений используются такие группы ископаемой фауны, как фораминиферы, мшанки, кораллы, брахиоподы, а также гониатиты (в глинистых фациях), солоновато- и пресноводных отложений — пелециподы, остракоды, а континентальных угленосных отложений — остатки флоры, прежде всего древовидных папоротникообразных растений.

Каменноугольные отложения приурочены к трем полуизолированным одна от другой областям: обширной Восточно-Русской впадине, охватывающей территории Московской и Прикаспийской синеклиз и Волго-Уральский антеклизы; Днепровско-Донецкому прогибу, унаследованному от одноименного девонского авлакогена; Львовскому перикратонному прогибу на юго-западе Восточно-Европейской платформы. Мощность карбона в первой и третьей областях, за исключением Прикаспийской синеклизы, не превышает 0,5—1 км, а в восточной части Днепровско-Донецкой области, приобретшей в каменноугольном периоде черты авлакогеосинклинального прогиба, достигает 10—18 км.

В Восточно-Русской впадине мелководно-морские и отчасти континентальные отложения карбона (не считая карбонатных нижнетурнейских отложений, тесно связанных с фаменскими) принадлежат к трем крупным седиментационным циклам, разделенным региональными перерывами. К первому циклу относится верхнетурнейская карбонатная толща (несколько десятков метров), в основании которой присутствует пачка песчано-глинистых отложений с прослоями бурых углей.

Ранневизейскому времени отвечают осушение и региональный перерыв, когда была выработана эрозионная сеть, врезающая на глубину до многих десятков метров, с общим направлением речного стока к востоку и юго-востоку — в бассейны, сохранявшиеся на Урале и в При-

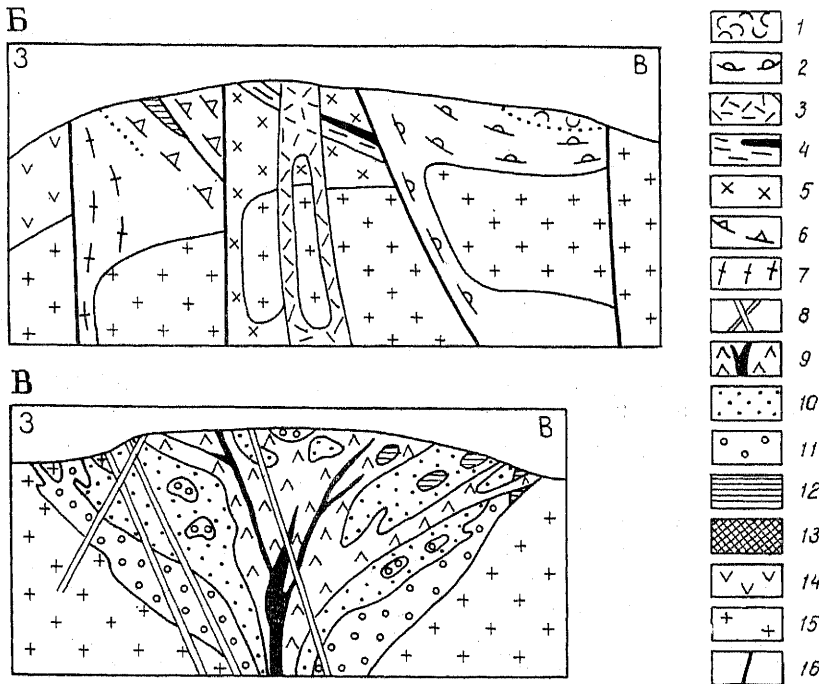
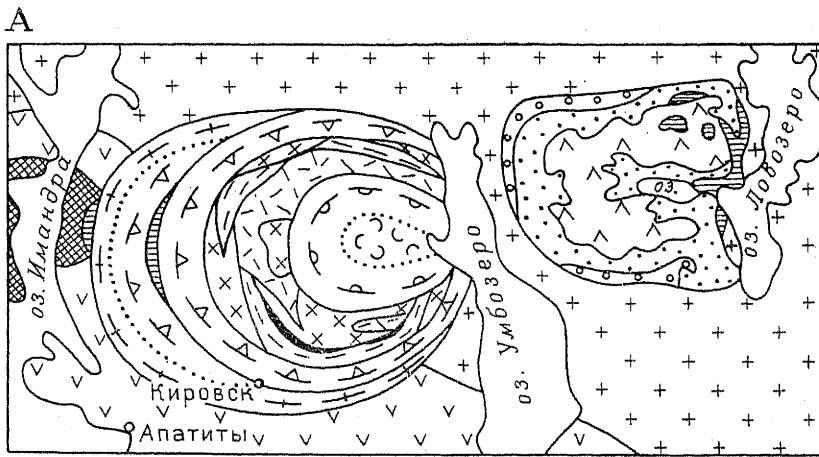


Рис. 16. Строение Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (по Е. А. Каменеву, И. В. Буссену, А. С. Сахарову, Е. В. Свешниковой, с упрощениями и изменениями). А — схематическая геологическая карта. Б — гипотетический разрез Хибинского массива. В — то же, Ловозерского. 1—7 — породы Хибинского массива: 1 — массивные фойяиты, 2 — трахитоидные фойяиты, 3 — нефелиновые сиениты, 4 — ийолиты, уртиты и подчиненные им апатито-нефелиновые породы, 5 — рихсорриты, 6 — трахитоидные хибиниты, 7 — массивные хибиниты; 8—11 — породы Ловозерского массива: 8 — дайки щелочных лампрофиров, 9 — мурманитовые луавриты (черное) и эддиалитовые луавриты, 10 — луавриты, фойяиты, уртиты, 11 — нефелиносодалитовые сиениты; 12 — ловозерская осадочно-вулканогенная толща; 13 — нижнепротерозойские массивы габброидов; 14 — нижний протерозой (серия имандра—варзуга); 15 — архей (кольская серия); 16 — кольцевые и конические разломы

каспийской синеклизе. В средневизейское (яснополянское) время возобновилось погружение в восточной части Русской плиты и началось формирование второго цикла мощностью 100—200 м, включающего отложения визейского и серпуховского ярусов. Средневизейские песчано-алевритно-глинистые аллювиально-озерно-болотные отложения с пластами бурых углей ложатся с размывом на резко неровный эрозионный рельеф, выработанный в турнейских и фаменских отложениях. Эта лимническая угленосная толща сильно изменчивой мощности (10—100 м), несмотря на низкую степень углефикации, в связи с ее близкповерхностным залеганием и благоприятным географическим положением к югу и западу от Москвы имеет важное экономическое значение как источник энергетического и химического сырья (Подмосковный угольный бассейн). Выше по разрезу угольные прослои постепенно исчезают и появляются пласты известняков, а верхневизейский подъярус и серпуховский ярус в основном слагаются мелководными известняками и доломитами с отдельными прослоями глин.

Началу среднего карбона (башкирскому веку) в Московской синеклизе отвечает наиболее продолжительный перерыв, когда морское карбонатное осадконакопление продолжалось лишь в самой восточной части плиты. В московском веке начался и в позднем карбоне продолжался третий, наиболее длительный седиментационный цикл. Основание его образует трансгрессивно залегающая песчано-глинистая, выше глинисто-карбонатная толща дельтового и прибрежного происхождения (верейский горизонт) мощностью в первые десятки метров. Выше залегают мелководные органогенные известняки (издавна использовавшиеся как строительный материал) с прослоями доломитов, мергелей и пестроцветных глин (100—500 м). Северная часть плиты, лежащая между Балтийским щитом и Тиманской зоной, в начале карбона была приподнята, и лишь в отдельных понижениях рельефа в средневизейское время отлагались бокситы (у г. Тихвина) и огнеупорные глины, фациально замещающиеся к югу угленосной толщей. Море покрыло этот район лишь в поздневизейское время. В восточной части плиты (Волго-Уральская антеклиза) разрез карбона отличается большей полнотой и мощностью (до 1 км по сравнению с 0,4—0,5 км в Московской синеклизе), а также присутствием среди турнейских отложений относительно глубоководных образований доманикового типа в депрессиях Камско-Кинельской системы и обрамляющих их барьерных рифов. Известняковые барьерные рифы ограничивали со всех сторон также Прикаспийскую синеклизу; в ее внутренней части глубоководные осадки доманикового типа, по-видимому, чередуются с терригенными толщами (нижне-средневизейской, башкирско-верейской), а общая мощность карбона, вероятно, достигает 2 км.

В Днепровско-Донецком авлакогене на рубеже девона и карбона грабенообразование в основном прекратилось и в течение карбона происходило общее, в целом компенсированное погружение, амплитуда которого постепенно возрастала к востоку от 0,5—1 км в Припятском сегменте до 3—5 км в Днепровском и до 10—18 км в Донецком сегменте, превратившемся в карбоне в очень глубокий авлакогеосинклинальный прогиб. В разрезе карбона в Донбассе выделяются три неравные по стратиграфическому объему и мощности части: мелководная толща турне — нижнего визе (около 0,5 км), паралическая угленосная серия — от верхнего визе до середины верхнего карбона (до 10—15 км) и безугольная пестроцветная существенно терригенная толща верхней части верхнего карбона — гжелского яруса (до 1 км).

Угленосная серия в основном сложена частым переслаиванием сероцветных терригенных отложений — песчаников, алевролитов и аргиллитов, которым подчинены многочисленные (до нескольких сотен), но крайне маломощные (до 1—2 м) пласты и прослои известняков и каменных углей. В фациальном отношении она представляет многократное циклическое чередование мелководноморских, в основном глинистых осадков (наиболее глубоководные слои выражены известняками), прибрежных алевроито-глинистых осадков, отложений прибрежных (приморских) болот (угли), а также аллювиально-дельтовых осадков (грубозернистые косослоистые песчаники), обычно залегающих с размывом и слагающих полосовидные в плане и линзовидные в поперечном сечении тела.

В палеогеографическом отношении Донецкий бассейн представлял собой глубоко вдававшийся с востока между поднятиями Украинского щита и Воронежской антеклизы залив, периодически осушавшийся и вновь затоплявшийся морскими водами. Терригенный материал поступал в него с запада и юго-запада — с размываемого Украинского щита. Многократное повторение в разрезе угленосной серии выдержанных на площади Донбасса седиментационных циклов нескольких порядков говорит о том, что его глубокое погружение осложнялось частыми колебательными движениями дна; при этом фазы нисходящих движений во многих циклах завершались накоплением пластов известняков, а восходящих — осушением, врезанием речных долин, а затем заполнением их речными и дельтовыми отложениями. Несмотря на маломощность угольных пластов и сложные условия залегания угленосной серии, подвергшийся в перми складчатым деформациям Донецкий бассейн благодаря огромным суммарным запасам углей, их высокому качеству (коксующиеся угли и антрациты) и удобному географическому положению уже в XIX в. представлял собой главный угледобывающий район страны, до сих пор сохраняющий важное экономическое значение.

Бурение, проведенное в послевоенные годы к западу, северу и востоку от «открытого Донбасса», т. е. области, где угленосный карбон выходит на поверхность, показало наличие территорий, где карбон под чехлом более молодых отложений сохраняет угленосность («закрытый Донбасс»). Тем не менее по простиранию Донецкого прогиба к северо-западу морские отложения постепенно замещаются континентальными, а сероцветные — вверх по разрезу красноцветными. К юго-востоку, напротив, континентальные прослои постепенно исчезают и полное господство переходит к морским алевроито-глинистым отложениям. К северу вкрест простирания мощности карбона быстро сокращаются за счет выклинивания пачек терригенных отложений и прослоев углей, а пласты известняков постепенно сближаются и сливаются в единую мелководно-морскую карбонатную толщу.

В разрезе карбона (до 1 км) Львовского перикратонного прогиба турнейские карбонатные отложения с размывом перекрываются континентальными терригенными и морскими известняково-глинистыми отложениями визейского яруса, а последние кверху постепенно переходят в параличскую угленосную толщу верхнего визе, серпуховского и башкирского ярусов, которая разрабатывается в Львовско-Волыньском бассейне.

Осадконакопление на Русской плите в раннем карбоне, судя по широкому развитию сероцветных угленосных отложений и бокситов, происходило в условиях теплого влажного климата тропической зоны. Аридная зона Северного полушария, занимавшая в девоне почти всю

территорию плиты, сместилась в ее самую северную часть. Однако со среднего карбона южная граница этой зоны вновь стала перемещаться к югу и в конце карбона достигла Донецкого бассейна. В отличие от девонского периода, когда тектоническая структура Восточно-Европейской платформы испытывала существенные перестройки, сопровождавшиеся вспышками вулканизма, в карбоне ее тектонический план в значительной мере стабилизировался, разрывные нарушения утратили активность, а магматические проявления почти прекратились.

Отложения пермской системы вместе с триасовыми слагают верхнюю регрессивную часть сингерцинского комплекса чехла, выраженную в восходящем разрезе морскими карбонатными, лагунными (включая эвапориты) и континентальными терригенными красноцветными образованиями. Пермская система была выделена в 40-х годах XIX в. английским геологом Р. Мурчисоном после исследований на востоке Европейской России. В дальнейшем важную роль в изучении пермских отложений сыграли работы А. П. Головкинского, Б. К. Лихарева, А. Н. Мазаровича, В. Д. Наливкина и др. В морских отложениях перми распространены фораминиферы из группы фузулинид, брахиоподы, кораллы, мшанки, аммоноидеи, а в солоновато-пресноводных и континентальных — остракоды, пелециподы, рыбы, амфибии из группы тетрапод, рептилии и остатки флоры (хвойные, птеридоспермы, кордаиты). Пермские отложения распространены в трех разобленных разновеликих областях — в обширной Восточно-Русской впадине (т. е. Московской и Прикаспийской синеклизах и Волго-Уральской антеклизе) и тесно связанном с ней Предуральском краевом прогибе, а также в Днепровско-Донецкой зоне и южной части Прибалтийской синеклизы.

В Восточно-Русском бассейне пермские отложения существенно изменяются в поперечном к его общему простиранию широтном, а также долготном направлении (рис. 17). В конце карбона — начале перми

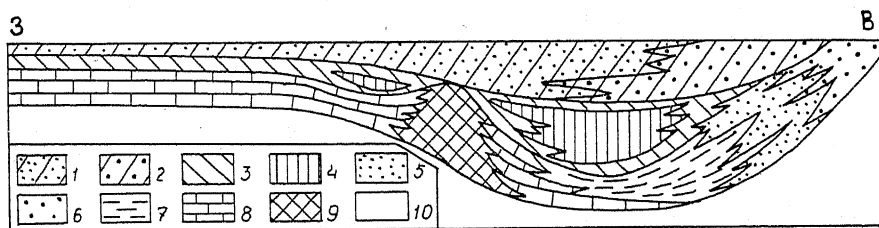


Рис. 17. Схема соотношения фаций пермских отложений в южной и средней частях Приуральского краевого прогиба (по В. Д. Наливкину).

1—2 — континентальные красноцветные отложения верхней перми: 1 — песчаники, 2 — конгломераты; 3—9 — нижнепермские отложения: 3 — лагунные гипсоносные отложения, 4 — соль, 5 — песчаники, 6 — конгломераты, 7 — карбонатно-глинистые глубоководные отложения, 8 — известняки, 9 — рифовые массивы; 10 — допермское основание

на месте Уральской геосинклинальной области стало формироваться одноименное герцинское складчатое сооружение, испытывавшее постепенно усиливавшееся в течение перми воздымание и подвергавшееся размыву, а вдоль его западного борта возник Предуральский краевой прогиб. В основном он наложился на восточную окраину Русской плиты, покрытую мелководно-морскими карбонатными каменноугольными отложениями. В начале перми темп погружения в Предуральском прогибе превосходил скорость седиментации, и в его осевой зоне в ассельском, сакмарском и артинском веках накапливались маломощ-

ные глубоководные глинисто-кремнисто-карбонатные осадки. К востоку от оси желоба на континентальном склоне отлагались более мощные терригенные осадки флишеидного или флишевого типа, в свою очередь замещаемые грубообломочными (до конгломератов и даже глыбовых брекчий) молассовыми образованиями, материал которых все в большем количестве сносился (и частично обваливался и сползал по подводному склону) с растущего и надвигавшегося на краевой прогиб сооружения Урала.

С запада глубоководный желоб отделялся цепочкой рифовых массивов барьерного типа, формировавшихся над флексурной зоной в чехле Русской плиты и Печорской синеклизы. Рифовые тела образованы из кораллов, брахиопод, водорослей и мшанок. Погребенные под облекающими их отложениями нижнепермские рифовые массивы являются хорошими ловушками и содержат месторождения нефти (Ишимбаево). Предуральский прогиб играл в начале перми роль глубоководного пролива, связывавшего морские бассейны, располагавшиеся на севере (в районе Баренцева моря и Новой Земли) и на юге (в Прикаспийской впадине и Средиземноморском поясе). К западу от рифового барьера и Тиманской островной гряды, в пределах Волго-Уральской антеклизы и Московской синеклизы в ассельском — артинском веках существовал обширный полуизолированный мелководный морской бассейн с повышенной соленостью, где накапливались маломощные карбонатные (доломиты, известняки, мергели) и сульфатные осадки.

В кунгурском веке связь Восточно-Русского моря и Предуральского пролива с бассейном Тетис прекратилась, а с бореальным бассейном в области Баренцева моря — стала более ограниченной, и накапливавшиеся в них в условиях аридного климата осадки приобрели лагунный характер, причем соленость вод и роль эвапоритов возрастала к югу. Осевая зона Предуральского прогиба была заполнена мощными (до 2 км) толщами глинисто-сульфатных и хлоридных отложений, включающих толщи каменной и пачки калийных солей (Соликамск). На его восточном крыле накапливались толщи песчаников и конгломератов. Отмершая рифовая гряда сохраняла роль барьера, полуотделявшего краевой прогиб от бассейна Восточно-Русской впадины, где кунгурский ярус выражен маломощной толщей ангидритов, доломитов и мергелей. Общая мощность нижней перми составляет здесь 100—500 м, а в Предуральском прогибе достигает 3—4 км.

Наибольшей мощностью (до 5—6 км) и своеобразием отличаются нижнепермские отложения в Прикаспийской синеклизе. Ассельско-артинский комплекс в ее западной и северной прибортовых зонах выражен барьерными рифовыми массивами, которые смыкаются на востоке с одновозрастными рифами Предуральского прогиба. В окраинной внутренней части впадины мелководные карбонатные отложения замещаются маломощными глубоководными карбонатно-глинистыми осадками. Как и в осевом трюге Предуральского прогиба, смыкавшемся на юге с Прикаспийской впадиной, они накапливались в условиях некомпенсированного погружения. В кунгурское время в ней накопилась соленосная толща, состоящая из мощных пачек галита с прослоями калийных, магниевых солей и глин. Ее первоначальная мощность составляла от 1—3 км на окраинах до 4—6 км на внутренней части впадины, но впоследствии первоначальное залегание соленосной толщи было сильно изменено в процессе нагнетания солей в многочисленные соляные купола. За кунгурское время в Прикаспийской впадине было сконцентрировано около 1 трлн т поваренной и 45 млрд т калийных солей. Формирование кунгурской соленосной толщи происходило в ус-

ловнях аридного климата в первоначально глубоководном бассейне, замкнутом на юге и ограниченно сообщавшемся на севере с Предуральским прогибом и смежными с ним районами Восточно-Русской впадины, откуда поступали порции рассола, компенсировавшие падение его уровня, вызванное быстрым погружением дна, выпариванием и выпадением огромных масс солей.

В позднепермское время погружение продолжалось лишь в северной и южной частях Предуральского прогиба, а его средняя часть была вовлечена в слабое поднятие, и значительная доля обломочного материала, сносимого с Уральского горного сооружения, стала выноситься в Восточно-Русскую впадину. Первый мощный вынос этого материала, образовавшего толщу красноцветных терригенных аллювиально-дельтовых отложений, произошел в уфимском веке. В казанском веке на территории Восточно-Русской впадины, включая ее южную, прикаспийскую, часть, существовал обширный внутриконтинентальный водоем с повышенной, а временами почти нормальной соленостью, сообщавшийся проливом с бассейном Баренцева моря, с эндемичной фауной брахиопод и моллюсков. В нем накапливались мелководные карбонатные и песчано-глинистые осадки с прослоями эвапоритов в верхах, замещаемые на востоке красноцветными дельтовыми отложениями. Разрез перми завершают очень широко распространенные континентальные, песчано-алеврито-глинистые с линзовидными прослоями мергелей, известняков и доломитов отложения татарского яруса. Они накапливались на огромной аккумулятивной равнине, по которой блуждали многочисленные реки, стекавшие с Урала и впадавшие в озера или заканчивавшиеся сухими дельтами. Общая мощность верхнепермских отложений на востоке Русской плиты достигает 0,5—1 км, а в Прикаспийской впадине — 1—2 км.

В Донцеком бассейне нижнепермские отложения лагунного типа, согласно залегающие на верхнем карбоне, начинаются с толщи красноцветных меденосных песчаников и глин, за которой следует толща чередования терригенных, карбонатных и сульфатных пород, и, наконец, соленосная толща, состоящая из пачек галита с прослоями калийно-магниевых солей и алевролитов. Две нижние толщи относятся к ассельскому ярусу, а трансгрессивно залегающая верхняя — к сакмарскому (или кунгурскому?).

Общая мощность нижней перми на западной окраине Донбасса достигает 2—2,5 км, а в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах сокращается до первых сотен метров. В середине перми выполняющие Донецкий прогиб отложения были смяты в линейные складки, подверглись размыву и затем несогласно перекрыты красноцветной песчано-конгломератовой толщей татарского яруса — нижнего триаса. В Днепровско-Донецкой впадине ей соответствует трансгрессивно залегающая красноцветная песчано-глинистая толща, знаменующая начало формирования над авлакогеном более широкой и плоской Украинской синеклизы.

В южной части Прибалтийской синеклизы (Польско-Литовской впадине) на разных горизонтах девона и нижнего карбона трансгрессивно с конгломератами в основании залегает толща верхнепермских известняков, доломитов и глин с прослоями сульфатов и калийной соли (до 200—300 м), накапливавшаяся на восточной окраине обширного полузамкнутого Польско-Германско-Североморского цехштейнового бассейна.

Восточно-Европейская платформа в течение пермского периода характеризовалась аридным климатом, о чем говорит присутствие ме-

дистых песчаников и сланцев, красноцветных толщ, а также соленосных толщ почти во всем разрезе перми. Расположенные северо-восточнее Печорская впадина и самый северный (Воркутинский) участок Предуральского прогиба, где накапливались кунгурские угленосные паралические и верхнепермские лимнические отложения, находились в гумидной зоне умеренного пояса Северного полушария. Возникновение на восточном краю платформы Предуральского предгорного прогиба, складчато-надвиговые деформации на его границе с Уралом и в самом этом прогибе, а также в Донецкой авлакогеосинклинальной зоне указывают на тектоническое воздействие на платформу со стороны обрамлявших ее герцинских складчатых зон, а регрессивный характер строения пермских отложений и почти полное осушение платформы в конце перми — на ее общее поднятие в конце герцинского цикла.

Отложения триасовой системы завершают разрез сингерцинского комплекса чехла Русской плиты. В целом они залегают регрессивно, распространены на меньшей площади, чем пермские и, за исключением Прикаспийской синеклизы, представлены лишь в континентальных фациях. Они присутствуют также в Московской, Мезенской, Украинской синеклизах, Польско-Литовской перикратонной впадине на западной окраине плиты, а также на южном и северном участках Предуральского прогиба. Присутствие морского триаса в Прикаспии было установлено по остаткам цефалопод Л. фон Бухом еще в 1831 г., а континентального, главным образом нижнего, триаса в разных районах плиты обосновано лишь в конце XIX — первой половине XX в. (работы С. Н. Никитина, Н. Г. Кассина, А. Н. Мазаровича, И. А. Ефремова, Е. М. Люткевича и др.). Господство в разрезах триаса континентальных образований затрудняет использование международной стратиграфической шкалы для их дробного расчленения и корреляции.

В наиболее полном и мощном (до 3—3,5 км) разрезе триаса в Прикаспийской синеклизе на красноцветах татарского яруса перми залегают также красноцветная континентальная гравийно-песчано-глинистая толща нижнего триаса, приблизительно сопоставляемая с индским ярусом. Выше следуют пестроцветные эстуарные и мелководноморские глинисто-карбонатные отложения с остатками амфибий, рыб, остракод, а также пелеципод и цефалопод оленекского яруса нижнего триаса, обнажающиеся в западной части синеклизы в своде Баскунчакского соляного диапира на горе Богдо. Теплые морские воды проникали в Прикаспийскую впадину со стороны Средиземноморского подвижного пояса.

Во внутренней части впадины выше бурением установлены морские глинисто-известняковые отложения среднего — низов верхнего триаса и континентальные пестро- и сероцветные песчано-глинистые с прослоями углей верхнетриасовые образования. В южной части Предуральского прогиба нижний триас выражен грубообломочной красноцветной континентальной молассой (до 1,5—2 км), а несогласно залегающий верхний триас — пестро- и сероцветными глинами, каолиновыми песками с линзами бурых углей и остатками флоры (до 0,5 км).

В Московской и Мезенской синеклизах присутствуют маломощные (0,2 км) нижнетриасовые красноцветные песчано-глинистые с линзами гравелитов и мергелей аллювиально-дельтовые и озерные отложения, обломочный материал которых приносился в основном с Урала. В Украинской синеклизе нижнему — низам среднего (?) триаса принадлежит красноцветная глинистая с прослоями песчаников и мергелей континентальная толща, а верхнему триасу — сероцветные терригенные

отложения общей мощностью до 0,5 км. В Польско-Литовской перикратонной впадине присутствуют красноцветные глинистые отложения нижнего триаса (до 0,4 км) и маломощные каолиновые глины и пески верхнего триаса. Таким образом, на Русской плите наиболее распространены красноцветные континентальные отложения нижнего триаса, накапливавшиеся в условиях аридного климата, и менее широко залегающие на них с перерывом, а местами и несогласием пестро- и сероцветные, с прослоями углей, верхнетриасовые, формировавшиеся в гумидном умеренном поясе Северного полушария.

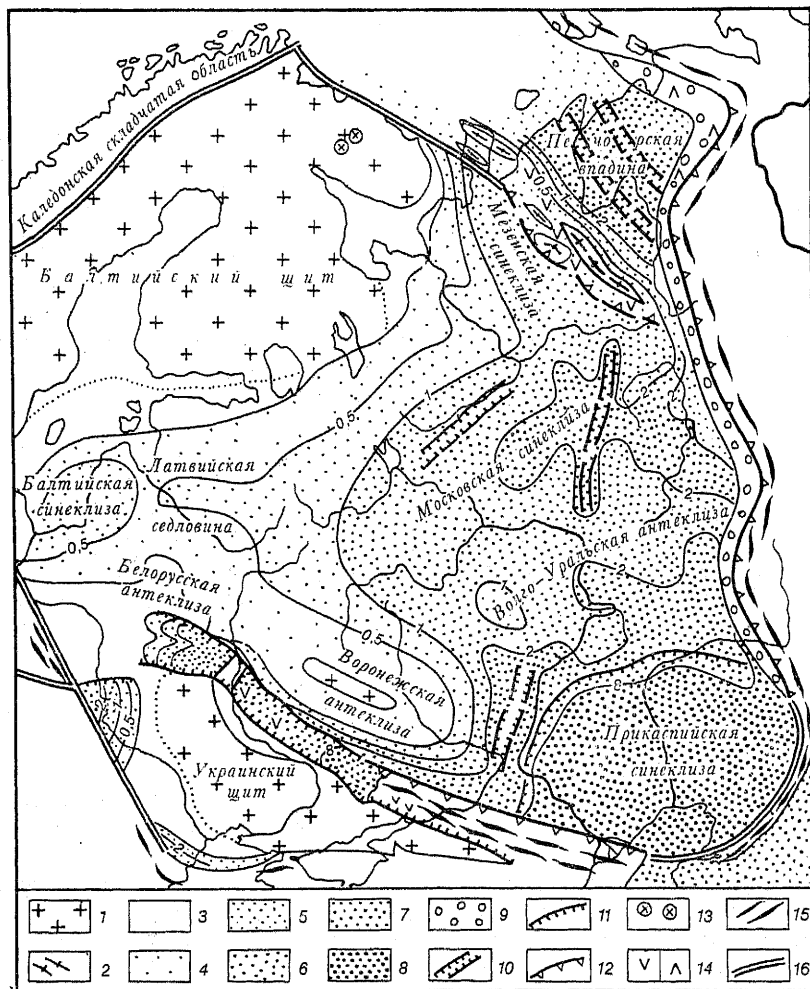


Рис. 18: Палеотектоническая схема Восточно-Европейской платформы и смежных метаплатформенных областей для сингерцинского этапа развития (средний девон — триас):

1—3 — области поднятия: 1 — в пределах щитов, 2 — в пределах байкальских складчатых зон, 3 — в пределах плиты; 4—8 — области погружения и формирования плитного чехла мощностью: 4 — до 0,5 км, 5 — до 1 км, 6 — до 2 км, 7 — до 8 км, 8 — более 8 км; 9 — герцинские краевые прогибы; 10 — авлакогены, регенерированные во второй половине девона; 11 — крупные сбросы и флексуры; 12 — позднегерцинские пологие надвиги на края платформы; 13 — щелочные позднедевонские интрузии; 14 — герцинские складчатые структуры в обрамлении платформы; 15 — герцинские и раннекиммерийские складчатые структуры в обрамлении платформы; 16 — границы платформы и метаплатформенных областей

В целом сингерцинский комплекс (средний девон — триас) отличается почти повсеместным распространением на Русской плите и максимальными суммарными мощностями (рис. 18). Он начинается с трансгрессивно залегающих терригенных и терригенно-карбонатных континентальных, лагунных и мелководно-морских отложений среднего девона и после накопления слагающих его среднюю часть морских карбонатных отложений верхов девона — низов перми завершается регрессивно залегающими лагунными и континентальными, в основном красноцветными, отложениями средней и верхней частей перми и нижнего, а местами также среднего и верхнего триаса. Этот крупнейший седиментационный цикл на Русской плите соответствует герцинскому циклу тектонического развития прилегающих к ней на востоке и на юге геосинклинальных областей Урало-Монгольского и Средиземноморского подвижных поясов, но несколько запаздывает по сравнению с ними во времени, а переход от синкаледонского к сингерцинскому этапу сопровождается значительной перестройкой тектонического плана платформы.

В связи с каледонским тектогенезом в Северо-Атлантическом подвижном поясе и активизацией геосинклинального процесса в Урало-Монгольском поясе, в частности в Уральской области, в девоне почти полностью прекратились погружения на северо-западе Русской плиты, усилилось воздымание Балтийского щита и, напротив, со среднего девона стала формироваться обширная Восточно-Русская впадина, в состав которой вошла ранее приподнятая Волго-Уральская область. Под влиянием погружений в Средиземноморском поясе в позднем девоне возобновилось развитие Днепровско-Донецкого авлакогена, а его восточная часть превратилась в карбоне в глубокий авлакогеосинклинальный прогиб. Подверглись регенерации, вновь испытав растяжение и проседание, и некоторые другие авлакогены, а на востоке плиты в позднем девоне возник ряд небольших грабенов. С тектонической перестройкой были связаны вспышки базальтового вулканизма, базитового и щелочно-ультрабазитового интрузивного магматизма в пределах активизированных авлакогенов и некоторых участков Балтийского щита и Воронежской антеклизы.

В конце герцинского цикла в связи с замыканием геосинклинальных прогибов, деформациями сжатия и началом общего воздымания Уральского сооружения вдоль его западного борта возник Предуральский краевой прогиб, в основном наложившийся на восточную окраину Русской плиты. Вначале его глубокое погружение не компенсировалось аккумуляцией, но в середине перми он был заполнен эвапоритами и сносимым с Урала обломочным материалом, а в поздней перми — раннем триасе по мере усиления воздымания Урала этот материал стал все больше разноситься по Восточно-Русской впадине. В середине триаса опускание почти во всей этой депрессионной зоне, кроме устойчиво погружавшейся Прикаспийской синеклизы, прекратилось, а на большей части площади Волго-Уральской антеклизы даже возобновилось слабое воздымание. В конце триаса, на рубеже герцинского и альпийского циклов, почти вся территория платформы была осушена и временно вовлечена в общее поднятие.

Синальпийский комплекс плитного чехла (юра — антропоген) по своему распространению, общей мощности и роли в формировании структуры Русской плиты существенно уступает сингерцинскому. В основном он присутствует в ее южной половине, прилегающей к Средиземноморскому подвижному поясу, но маломощные отложения средней-верхней юры и нижнего мела имеются также в ее сред-

ней и северо-восточной частях, где они приурочены к Московской и Мезенской синеклизам, унаследованным от сингерцинского цикла. В первом приближении отложения юры — кайнозой можно рассматривать как крупнейший седиментационный цикл, начинающийся с трансгрессии в ранней-средней юре и завершающийся регрессией в олигоцене — неогене, когда нормальные морские отложения сменились отложениями внутриконтинентальных водоемов (озер-морей), а затем существенно континентальными осадками. В свою очередь он состоит из ряда более частных циклов нескольких порядков.

Отложения юрской системы почти повсеместно залегают с перерывами на разных горизонтах палеозоя и триаса. Их присутствие в Подмосковье было впервые установлено в 1837 г. Г. И. Фишером фон Вальдгеймом, а основы их расчленения намечены К. Ф. Рулье. Юрские отложения на Русской плите изучали С. Н. Никитин, А. П. Павлов, Д. И. Иловайский, А. А. Борисьяк, а позднее В. Г. Камышева-Елпатьевская, П. А. Герасимов, В. И. Макридин и др. Биостратиграфическое расчленение базируется на заключенных в морских юрских отложениях остатках головоногих моллюсков — аммонитов и белемнитов, а также пелелипод, гастропод, брахиопод, в карбонатных фациях — кораллов и морских ежей, а в континентальных — остатков флоры (папоротниковых, цикадовых, гинкговых, хвойных). Юрская система на Русской плите представлена преимущественно сероцветными терригенными мелководно-морскими и континентальными отложениями, принадлежащими всем трем ее отделам — лейасу, доггеру и мальму. В южных частях плиты верхнеюрские терригенные отложения сменяются терригенно-карбонатными и карбонатными.

Юрские отложения распространены в унаследованных с триаса Прикаспийской, Украинской, Московской, Мезенской синеклизах, перикратонных Польско-Литовской, Львовской, Причерноморской впадинах и очень неглубоких новообразованных депрессиях, наложенных на Токмовский свод (Ульяновско-Саратовская синеклиза) и Воронежскую антеклизу. На рубеже триаса и юры почти вся территория Русской плиты была приподнята, но в лейасе и начале доггера некоторые районы в ее южной части стали вовлекаться в опускание, постепенно распространявшееся к северу. На северо-западной окраине Донбасса и в Украинской синеклизе на породах триаса залегают маломощные континентальные песчано-глинистые отложения с прослоями бурых углей и остатками флоры верхов триаса (рэтский ярус) — нижнего-среднего лейаса. Континентальный лейас присутствует местами в Прикаспийской, Львовской и Польско-Литовской впадинах.

Значительно шире распространены трансгрессивно залегающие мелководно-морские сероцветные песчано-алеврито-глинистые, иногда железистыми и карбонатными прослоями и конкрециями сидеритов отложения верхнего лейаса (тоарский ярус) и доггера. В Предобруджинском прогибе на юго-западном краю платформы их мощность достигает 1,5—2 км, а на окраине Донбасса — 0,3—0,5 км. Здесь в верхах доггера (батском ярусе) присутствует толща туфов, туфобрекчий, указывающая на происходившие неподалеку от Донбасса взрывные извержения. В Прикаспийской синеклизе морские терригенные отложения средней юры (байос и бат), заключающие в ее южной части, в низовьях Эмбы, месторождения нефти, замещаются к востоку континентальными с прослоями бурых углей (0,3—0,5 км). Менее мощные (до 100—150 м) байос-батские мелководно-морские осадки трансгрессивно налегают на палеозой в Ульяновско-Саратовской синеклизе и на Воронежской антеклизе. Севернее, в Московской и Мезенской синекли-

зах, средняя юра выражена маломощными континентальными осадками с прослоями и линзами железняков, бурых углей и огнеупорных глин. Аномально большой (до 0,3 км) мощности они достигают севернее Нижнего Новгорода, в небольшой кольцеобразной Ковернинской впадине, где доггер подстилается мощной (до 1 км) толщей брекчий из пород триаса, палеозоя и кристаллического фундамента, а также типичных импактитов. Это структура предположительно является раннеюрской (?) астроблемой.

Трансгрессия достигла максимума в мальме, когда обширный разветвленный мелководно-морской бассейн, с островами на месте Украинского щита и восточной части Воронежской антеклизы, простирался от южной окраины платформы до района Баренцева моря. В ее южных и юго-западных районах верхнеюрские отложения в основном представлены карбонатными фациями (органогенные, в том числе коралловые известняки, мергели) и содержат остатки теплолюбивой средиземноморской фауны, а в кимеридже и титоне присутствуют также лагунные отложения. Их мощность в Предобруджинском прогибе достигает 1—1,5 км, а в Львовской, Польско-Литовской, Украинской впадинах (в том числе Донбассе) — первых сотен метров.

В Прикаспийской синеклизе мальм выражен чередованием карбонатных и песчано-глинистых отложений с конкрециями фосфоритов и прослоями горючих сланцев в верхах (0,2—0,4 км). В более северных районах плиты мелководно-морские отложения мальма становятся чисто терригенными, в основном глинистыми, с конкрециями фосфоритов, пирита, с прослоями горючих сланцев в нижневолжском и кварц-глауконитовыми песками в верхневолжском подъярусе. Мощности сокращаются до 100 м (в Ульяновско-Саратовской синеклизе) и даже до первых десятков метров (на Воронежской антеклизе и в Московской синеклизе), а в разрезах появляется ряд перерывов.

Судя по широкому развитию угленосных отложений, осадочных железных руд, сероцветности осадков в ранней-средней юре, вся плита, а в поздней юре ее северная и средняя части располагались в зоне теплого влажного климата умеренных широт Северного полушария, а южная часть плиты, где в поздней юре отлагались карбонатные, сульфатные и пестроцветные осадки, оказалась в более южной, аридной зоне.

Отложения меловой системы широко распространены на Русской плите: нижнемеловые в ее восточной и центральной частях, примерно в тех же районах, что и верхнеюрские, а верхнемеловые — в ее южной половине (до широты Подмосковья на севере). В 1832 г. П. М. Языков впервые выделил и расчленил нижнемеловые отложения в районе Симбирска. Важнейшую роль в изучении меловых отложений на Русской плите сыграли исследования А. П. Павлова и А. Д. Архангельского, продолженные в послеоктябрьский период Е. В. Милановским, Н. С. Морозовым, Д. П. Найдиным и др. Для разработки биостратиграфии меловых отложений, как и юрских, наиболее ценны широко распространенные в них аммониты, белемниты, некоторые группы пелеципод (ауцеллы, иноцерамы), морские ежи, фораминиферы из группы глобигерин, кокколитофориды. Нижний мел на Русской плите почти целиком сложен сероцветными терригенными отложениями, а верхний мел — существенно карбонатными (в том числе характерным для них писчим мелом) и отчасти кремнистыми отложениями.

Накоплению нижнемеловых отложений предшествовало сильное обмеление и частичное осушение морского бассейна, существовавшего на востоке плиты в поздневолжское время. Отложения берриаса (ря-

занского горизонта) и валанжина распространены ограниченно. Более устойчивое погружение началось в готеривском веке и продолжалось в барремском и аптском веках, затем сменилось регрессией в конце апта — начале альба, а в среднем-позднем альбе возобновилось опускание, развивавшееся, однако, по другому, субширотному плану и захватившее лишь южную половину плиты.

Наиболее мощными (до 0,5—1 км) и относительно полными разрезами нижний мел выражен в Прикаспийской синеклизе, где все его ярусы сложены чередованием серых и зеленоватых глин, алевролитов и глауконитовых песчаников с конкрециями фосфорита, сидерита и пирита. На юго-востоке синеклизы в барреме присутствуют пестроцветные песчаники с линзами конгломератов дельтового генезиса, заключающие в низовьях Эмбы залежи нефти. В Ульяновско-Саратовской синеклизе разрез литологически близок к Прикаспийскому, но отличается меньшей мощностью (0,2—0,3 км) и полнотой. Маломощные (десятки метров), с рядом перерывов мелководно-морские, прибрежные и отчасти континентальные песчано-глинистые осадки слагают нижний мел на Воронежской антеклизе, в Московской и Мезенской синеклизах. В Украинской синеклизе большая часть нижнего мела (верхи неокома—апт) выражена континентальными осадками — каолиновыми глинами и кварцевыми песчаниками с прослоями бурых углей. На них, а в Польско-Литовской впадине — на домеловых образованиях трансгрессивно залегают мелководно-морские кварц-глауконитовые песчаники верхнего альба. Большая восточная часть Причерноморской впадины начала вовлекаться в погружение в середине раннего мела. Здесь накопились континентальные и прибрежные осадки апта (каолиновые, углистые глины, пески) и морские терригенные и кремнистые (опоки, спонголиты) — альба.

Перестройка долготного тектонического плана на широтный началась в альбском, но завершилась в сеноманском веке. Верхний альб и сеноман (или его нижняя часть) почти повсеместно выражены зеленовато-серыми известковистыми глауконит-кварцевыми песками и рыхлыми песчаниками с фосфоритовыми конкрециями (до нескольких десятков метров). Вышележащая большая часть разреза верхнего мела — верхи сеномана, турон, коньяк, сантон, кампан и маастрихт — выражена преимущественно белыми и светло-серыми карбонатными породами — мергелями, известняками, а также белым писчим мелом, наиболее распространенным среди отложений кампанского и маастрихтского ярусов. Эта порода, в основном состоящая из субмикроскопических фрагментов панцирей одноклеточных золотистых водорослей — кокколитофорид и отчасти из раковин фораминифер, образовалась на дне мелководных теплых платформенных морей, испытывавшем умеренное погружение. Подчиненная роль в разрезах верхнего мела (главным образом в сантоне и низах кампана) принадлежит кремнистым породам, состоящим из остатков диатомей, радиолярий и губок, — опокам и трепелам, а также кремнистым глинам и глауконит-кварцевым песчаникам с фосфоритами, свойственным наиболее мелководным окраинам бассейна.

Самые мощные и относительно полные разрезы верхнего мела, выраженные плотными мелоподобными известняками и мергелями, характеризуют Причерноморскую (до 1—2 км) и Львовскую (до 1 км) впадины. В более северных и восточных районах мощности значительно сокращаются (в Украинской и Прикаспийской впадинах до 0,3—0,6 км, в Ульяновско-Саратовской и Польско-Литовской — до 0,1—0,3 км, а на Воронежской антеклизе — даже до десятков метров,

появляется ряд перерывов, а в разрезах наряду с мергелями и писчим мелом присутствуют кремнистые и терригенные отложения. На северной окраине позднемелового бассейна, в Подмосковье, разрез особенно маломощен (первые десятки метров) и представлен терригенными и кремнистыми осадками. На Украинском щите известны несколько небольших чашевидных депрессий в фундаменте (Болтышская и др.), заполненных импактитами, брекчиями и верхнемеловыми терригенными отложениями и горючими сланцами. Они рассматриваются как астроблемы мелового возраста.

Сероцветность терригенных меловых отложений, присутствие в них глауконита, фосфоритов, сидеритов, окисных железных руд указывают на гумидность климата. В раннемеловых морях, вытянутых субмеридионально, ощущалось бореальное влияние, а позднемеловой субширотный бассейн с карбонатной седиментацией, тесно связанный с тропическими морями Средиземноморского пояса, был очень тепловодным.

Отложения палеогеновой системы, как и верхнемеловые, широко распространены в южной части плиты, но на несколько меньшей площади: в частности, они отсутствуют во Львовской впадине, на юге Московской синеклизы и на большей части Воронежской антеклизы. Важные исследования палеогена на Русской плите в дореволюционный период проводили Н. Б. Барбот де Марни, И. Ф. Синцов, А. П. Павлов, А. Д. Архангельский, а позднее Е. В. Милановский, И. А. Коробков, Г. П. Леонов, М. Н. Ключников, А. Л. Яншин и др. В связи с вымиранием в конце мела таких важнейших для биостратиграфии групп свободноплавающих головоногих моллюсков, как аммониты и белемниты, для расчленения и корреляции палеогеновых отложений до недавнего времени в основном использовались комплексы бентосных моллюсков — пелеципод и гастропод, смена которых в разрезах, как позднее выяснилось, в значительной мере отражает изменения условий обитания и латеральную миграцию фаций и биоценозов в мелководных полуизолированных морских водоемах, существовавших на юге Русской плиты в палеоцене и эоцене, а в олигоцене вообще утративших связь с океаном. В результате для палеогеновых отложений разных регионов был разработан ряд местных стратиграфических схем, с трудом поддающихся сопоставлению.

В последнее время благодаря широкому внедрению в практику биостратиграфических исследований планктонной микрофауны (фораминиферы, радиолярии) и микрофлоры (диатомовые, кокколитофориды) эти трудности начинают преодолеваться, но общепринятое ярусное расчленение палеогеновой системы для Русской плиты и тем более для более крупных территорий пока еще не разработано. Граница мела и палеогена в настоящее время проводится между маастрихтским и датским ярусами. Происшедшее на этом рубеже полное вымирание аммонитов, белемнитов, динозавров и некоторых других групп организмов ряд исследователей связывают с природной катастрофой глобального масштаба (например, с падением крупного астероида и т. п.).

Для палеогена Русской плиты характерны два типа разрезов. В разрезах южного типа (в Причерноморской и Прикаспийской впадинах) палеоцен (начиная с датского яруса) и эоцен выражены мощными относительно глубоководными глинисто-карбонатными морскими отложениями, а олигоцен и тесно связанный с ним нижний миоцен — существенно глинистыми отложениями потерявшего связь с океаном обширного водоема типа озера-моря, располагавшегося севернее морских бассейнов Средиземноморского пояса («Тетиса») и получившего название «Паратетис». В разрезах северного типа (Ульяновско-Саратовс-

кая, Украинская, Польско-Литовская впадины, а также Украинский щит) датский ярус отсутствует, а вышележащие отложения палеоцена и эоцена представлены маломощными, с рядом перерывов мелководно-морскими и частично континентальными терригенными (иногда с прослоями углей) и кремнистыми отложениями, а олигоцен и нижний миоцен — крайне мелководными песчанистыми осадками.

В Причерноморской впадине верхний мел согласно перекрывает почти непрерывная фораминиферовая серия известняков, мергелей и глин палеоцена и эоцена (до 0,5 км), на ее южном крыле (в Крыму) расчлененная на ряд региоярусов. Выше со следами перерыва залегает еще более мощная (до 0,5—1 км) майкопская серия олигоцена — нижнего миоцена, сложенная темными глинами, реже алевролитами и песчаниками с конкрециями сидерита и пирита, бедная органическими остатками (главным образом рыбы, бентосные фораминиферы, остракоды, пелециподы). Она накапливалась в обширном внутриконтинентальном водоеме (Восточный Паратетис), по-видимому, в застойных условиях сероводородного заражения придонных слоев воды. У границы с Украинским щитом палеогеновые отложения резко сокращаются в мощности, замещаясь прибрежно-континентальными песчано-алевритовыми осадками, заключающими в низах олигоцена крупные месторождения окисных марганцевых руд (Никопольская группа). Близким типом разреза выражен палеоген в Прикаспийской синеклизе. В межкупольных депрессиях его мощность достигает 1—2 км, а над соляными куполами и на окраинах синеклизы сокращается до нескольких сотен метров.

На Украинском щите, вовлеченном в палеогене в слабое погружение, на каолиновой коре выветривания по породам фундамента залегает несплошной маломощный покров континентальных лимнических песчано-глинистых эоценовых осадков с прослоями и линзами бурых углей; выше следуют прибрежные и мелководно-морские осадки верхнего эоцена (пески, мергели, трепелы) и олигоцена (глауконитовые пески и глины). Разрез завершают маломощные континентальные и прибрежные кварцевые пески, каолиновые и пестроцветные глины с остатками позднеолигоценовой субтропической и миоценовой листопадной флоры.

В Украинской синеклизе, испытывавшей в палеогене умеренное неустойчивое погружение, в разрезе выделяются несколько разделенных перерывами свит (седиментационных циклов) общей мощностью до 0,3—0,5 км. Нижний миоцен в осевой зоне синеклизы выражен толщей опок, мергелей, глин и песков, верхний палеоген — средний эоцен — более широко распространенными толщами песчано-алеврито-глинистых мелководно-морских осадков, а верхний эоцен (время максимальной трансгрессии) — толщей более глубоководных мергелей и известковистых глин. Олигоцен представлен мелководными и континентальными песчано-алевритовыми осадками.

В Припятской и Польско-Литовской впадинах палеоген выражен менее мощными (до 100 км) толщами песчано-алевритовых и глинистых мелководно-морских и частично континентальных отложений. В их верхнеэоценовой части в Калининградской области заключены обильные желваки янтаря.

В Ульяновско-Саратовской синеклизе разрез палеоцена — эоцена (до 0,2—0,3 км) состоит из нескольких разделенных перерывами седиментационных циклов. Они начинаются маломощными грубообломочными горизонтами, выше следуют толщи кремнистых отложений (опоки, трепелы, диатомиты), глин и мергелей и, наконец, мелковод-

ные, прибрежные и частично континентальные (с остатками растений) песчаные осадки. Верхний эоцен и олигоцен в этом районе отсутствуют. С конца палеогена он испытывал инверсионное воздымание на 250—300 м и выражен в современном рельефе Приволжской возвышенностью. К концу раннего миоцена почти полному осушению подверглись также Прикаспийская, Украинская синеклизы и Украинский щит. Климат на Восточно-Европейской платформе в палеогене был очень теплым и влажным (субтропическим), но в конце палеогена — начале неогена произошло некоторое похолодание.

Отложения неогеновой системы в основном распространены в самых южных районах Русской плиты (в Причерноморской и Прикаспийской впадинах) и на ее юго-западной окраине, но некоторые их горизонты присутствуют также в бассейнах Днепра, Дона, Волги с Камой и в Южном Приуралье. Важную роль в их изучении сыграли исследования, проведенные в XIX — начале XX в. Н. Б. Барботом де Марни, И. Ф. Синцовым, А. П. Павловым и особенно Н. И. Андрусовым, а в послеоктябрьский период — В. П. Колесниковым, Б. П. Жижченко, А. Г. Эберзиным, О. С. Вяловым, Г. И. Малявко и др. Неоген на Русской плите представлен в основном осадками замкнутых или полуизолированных друг от друга водоемов (озер-морей) системы Паратетиса, почти или полностью лишенных связей с океаном, с разным, быстро меняющимся гидрохимическим режимом (от сильного осолонения до крайнего опреснения), заключающими остатки приспособлявшейся к этим специфическим условиям эндемической фауны пелеципод, гастропод, остракод и других организмов, слабо сопоставимой в разных водоемах. Вверх по разрезу неогена в целом возрастает роль континентальных отложений. Для их расчленения, датировки и корреляции используются остатки макрофлоры, пыльца, кости млекопитающих, а также данные палеомагнитных исследований.

Для отложений неогена юга Русской плиты и смежных с ней районов Средиземноморского подвижного пояса, накапливавшихся в восточной части зоны Паратетиса, или Понто-Каспийском бассейне, распавшемся в плиоцене на два внутриконтинентальных водоема — Черноморский и Каспийский, разработана региональная стратиграфическая схема; с некоторой условностью она сопоставляется со схемой расчленения морского неогена Средиземноморской области (зоны Тетис), основанной на вертикальном распределении фораминифер и нанопланктона. Мелководные бассейновые отложения неогена на юге Русской плиты выражены пористыми известняками-ракушечниками, состоящими из раковин пелеципод, реже гастропод и их детрита, водорослевыми (литотамниевыми) известняками, оолитовыми известняками, глауконитопесками и рыхлыми песчаниками, алевролитами и глинами, а также биогермными известняками, сложенными из мшанок (мембранипор), серпул, водорослей и образующими местами барьерные рифовые гряды. Более глубоководные фации представлены глинами, мергелями, диатомитами, а континентальные — кварцевыми песками, бурыми углями и красноцветными глинами.

К нижнему миоцену в Причерноморской и Прикаспийской впадинах относится верхняя часть майкопской серии. Вышележащие неогеновые отложения в Причерноморской впадине образуют шесть седиментационных циклов, разделенных перерывами, которые отражают фазы усиления орогенических движений и тектонические перестройки в Средиземноморском поясе, а также резкие климатические изменения, вызывавшие колебания уровней внутриконтинентальных водоемов. Первый цикл (от тарханского до конкского горизонта) относится к средне-

му миоцену, три цикла (сарматский, мэотический и понтический) — к позднему миоцену и два цикла (киммерийский и куяльницкий) — к плиоцену. Их общая мощность в пределах шельфа Черного и Азовского морей достигает 0,5 км, а к северу снижается до десятков метров.

Юго-западная окраина плиты, прилегающая к возникшему в раннем миоцене Предкарпатскому прогибу, была вовлечена в опускание в конце раннего — начале среднего миоцена. Здесь на глубоко расчлененную эрозией поверхность палеозойских и верхнемеловых образований налегают глауконит-кварцевые пески, литотамниевые известняки, а также гипсы и ангидриты среднего миоцена, к которым приурочено Раздольское месторождение самородной серы (южнее Львова). В конце среднего миоцена Западно-Украинский бассейн соединился с Понто-Каспийским и образовался вытянутый параллельно Предкарпатскому прогибу барьерный риф, разделявший зоны накопления известняков (на юго-западе) и прибрежных песков (на северо-востоке).

Рифовый барьер продолжал формироваться в раннем сармате. В среднем сармате большая часть Предкарпатского прогиба и смежный участок юго-западной окраины платформы осушились и связь Западно-Украинского и Понто-Каспийского бассейнов вновь прервалась. В Приднестровье в среднем сармате сохранялся вытянутый к северо-западу залив последнего, а с позднего сармата до понта на его месте существовала озерно-дельтовая равнина. Общая мощность миоцена в Западной Украине и Молдавии обычно не превышает 100 м.

В Украинской синеклизе и пониженной средней части Украинского щита к миоцену относятся завершающие их разрез кварцевые и железистые пески и глины с прослоями бурых углей полтавской серии. Наряду с континентальными в разрезе присутствуют мелководно-бассейновые осадки с остатками среднемиоценовых и сарматских моллюсков. Маломощные континентальные терригенные отложения с буроглыными прослоями сохранились также в западной части Польско-Литовской впадины, в Калининградской области.

Прерывистая полоса маломощных неогеновых отложений протягивается через Окско-Донскую низменность до Волго-Донского водораздела и Ергеней. В их разрезе выделен ряд вложенных одна в другую свит аллювиальных, дельтовых, лиманных, эстуарных и мелководно-бассейновых осадков средне-верхнемиоценового и плиоценового возраста, заполняющих широкую долину палео-Дона, в которую в миоцене временами проникал мелководный залив Понто-Каспийского бассейна.

Прикаспийская впадина после регрессии в конце майкопского времени на протяжении среднего-позднего миоцена и раннего плиоцена не испытывала погружения. К югу от нее в миоцене существовал Маньчский пролив, связывавший Черноморский и Каспийский бассейны Восточного Паратетиса, но в конце понтического века он прекратил свое существование, связь этих замкнутых бассейнов прервалась и их дальнейшее развитие протекало по-разному. Площадь Черноморского водоема в начале плиоцена, в киммерийском веке, лишь немного сократилась по сравнению с понтическим веком.

В Каспийском водоеме, находившемся в более засушливой зоне, резкое превышение испарения над стоком вызвало быстрое падение уровня примерно на 0,5 км, а площадь водного зеркала сократилась в начале плиоцена до размеров меньших, чем современная Южно-Каспийская впадина. Сильное падение уровня Каспия привело к глубокому врезанию (на несколько сотен метров) долин впадавших в него рек — палео-Волги с палео-Камой, палео-Урала, палео-Амударьи и др. Во второй половине раннего плиоцена уровень Каспия стал подни-

маться, его площадь расширяться, а врезание долин палео-Волги и других рек сменилось накоплением в них озерно-аллювиальных отложений. В начале позднего плиоцена (акчагыльском веке) площадь Каспийского моря-озера вдвое превысила акваторию современного Каспия, а его воды снова затопили Прикаспийскую впадину и проникли по долине палео-Волги до Нижнего Новгорода, по палео-Каме — до Уфы и Стерлитамака, по палео-Уралу — до Оренбурга.

Акчагыльские отложения сложены глинами с прослоями битуминозных сланцев, песков, ракушечников мощностью до 0,2—0,5 км. Акчагыльская трансгрессия Каспия была вызвана похолоданием климата в середине плиоцена, приведшим к уменьшению испарения, быстрому подъему уровня и резкому увеличению площади этого водоема. Своеобразная акчагыльская солоноватоводная фауна пелеципод, не имеющая сходства с фауной понтического яруса, скорее всего происходит из среднесарматской фауны, которая сохранялась в отшнуровавшемся от Понто-Каспийского бассейна небольшом реликтовом водоеме — «убежище» (вероятно, располагавшемся в самой южной части Каспия) и при его воссоединении с основным Каспийским бассейном в начале акчагыла расселилась в нем и достигла полного расцвета.

В Башкирском Приуралье миоценовые аллювиальные и озерно-болотные терригенные отложения с очень мощными (до 50—100 м) пластами бурых углей заполняют ряд узких эрозионно-тектонических впадин, приуроченных к зоне Предуральского прогиба.

На протяжении неогена климат на Русской равнине постепенно становился более прохладным. Субтропическая вечнозеленая флора олигоцена сменилась в миоцене листопадной с преобладанием широколиственных лесов. После временного возвращения в начале плиоцена жаркого, переменного-влажного климата в Причерноморье и более засушливого на юго-востоке (что способствовало резкому сокращению площади и падению уровня Каспийского озера-моря) в позднем плиоцене началось новое похолодание глобального масштаба, приведшее к возникновению в северной части Русской равнины таежных ландшафтов.

Отложения четвертичной (антропогеновой) системы континентального и частично морского и бассейнового происхождения покрывают прерывистым чехлом мощностью от долей метра до нескольких сотен метров большую часть площади Восточно-Европейской платформы (рис. 19). Основы представлений о четвертичном покрове Европейской России были заложены П. А. Кропоткиным, обосновавшим в 1873 г. идею о четвертичном покровном оледенении, В. А. Докучаевым, Н. И. Андрусовым, А. П. Павловым, П. А. Тутковским и получили развитие в трудах Г. Ф. Мирчинка, И. П. Герасимова, В. И. Громова, К. К. Маркова, С. А. Яковлева, Е. В. Шанцера. Нижнюю границу антропогена в России в последнее время проводят на уровне 1,7—1,8 млн лет и подразделяют его на эоплейстоцен (около 1 млн лет), нижний, средний и поздний плейстоцен (вместе 0,7—0,8 млн лет) и голоцен (10 тыс. лет). Очень малая продолжительность четвертичного периода и господство в пределах суши континентальных фаций почти полностью исключает возможность использования для его расчленения биостратиграфических методов. Однако значительные и многократные общепланетарные изменения физико-географических условий, наличие нескольких эпох сильного похолодания и материковых оледенений позволяют положить в основу подразделения антропогена климатостратиграфический принцип, так как климатические изменения отразились на последовательности формирования и латеральных соотношениях лито-

лого-фациальных комплексов и сменах во времени и на площади комплексов флоры и фауны, вызванных смещениями ландшафтно-климатических зон. Широко используются также магнитно-стратиграфический и радиоуглеродный методы абсолютной геохронологии.

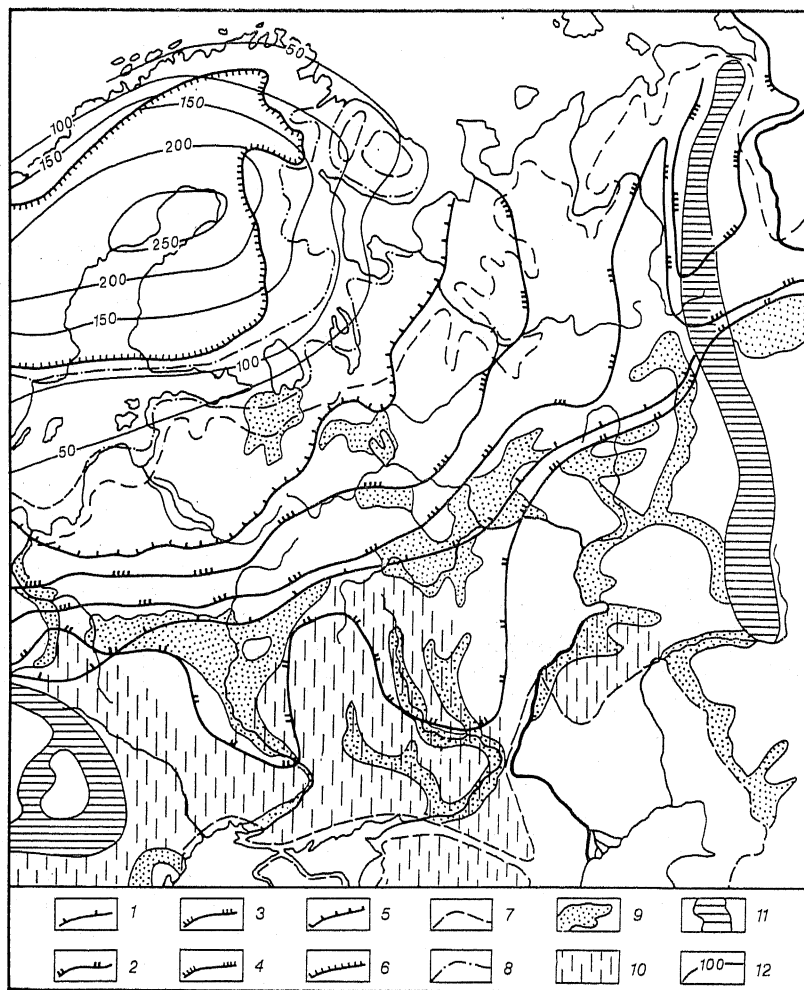


Рис. 19. Схема палеогеографии антропогена Восточно-Европейской платформы:

1 — южная граница распространения раннеплейстоценового окского оледенения; 2 — то же, раннеплейстоценового донского; 3 — то же, среднеплейстоценового московского; 4 — то же, среднеплейстоценового (?) калининского; 5 — то же, позднеплейстоценового валдайского (осташковского); 6 — граница распространения оледенения стадии салпауселькя; 7 — граница максимального распространения плейстоценовых трансгрессий в морских и замкнутых водоемах; 8 — то же, раннеголоценовых (10 тыс. лет назад); 9 — главные средне- и позднеплейстоценовые флювиогляциальные и аллювиальные равнины; 10 — области распространения плейстоценовых лёссов; 11 — горные области; 12 — изолинии послеледниковых (голоценовых) поднятий на Балтийском щите

Оледенения возникали в областях, где сильное похолодание сопровождалось обильным выпадением снега, аккумуляция которого приводила к образованию мощных (до нескольких километров) ледниковых «шапок» и их расползанию под собственным весом в стороны. В условиях холодного, но сухого климата вместо оледенения происходило промерзание верхней части земной коры на глубину до многих сотен метров («вечная мерзлота»). В настоящее время для территории Восточно-Европейской равнины установлено существование пяти ледниковых эпох — двух в раннем, одной или двух в среднем и одной или двух в позднем плейстоцене — с рядом фаз и стадий в каждой из них, разделенных межледниковьями; они сопоставляются с аналогичными эпохами и фазами в Центральной Европе, Сибири и Северной Америке. В горах Кавказа и Альп и, возможно, на севере Европы первые оледенения возникали уже в эоплейстоцене, а в Исландии — даже в позднем плиоцене. Голоцэн представляет послеледниковую эпоху.

Основной областью формирования ледниковых «шапок», расползавшихся к югу на равнины Европы, была территория Балтийского щита; меньшие «шапки» периодически возникали на Полярном Урале и Британских островах. Главными «свидетелями» оледенений являются отложенные покровным ледником при его продвижении и последующем «отступлении» (вследствие таяния) основные морены, выстилающие большую северную часть Восточно-Европейской равнины, а также конечные и стадийные моренные гряды. Моренные накопления состоят из несортированной, почти неслоистой суглинистой массы, заключающей неокатанные, но часто полуоглаженные обломки, валуны и глыбы, а иногда крупные блоки и пластины («ледниковые отторженцы») различных пород, принесенных ледником из области его формирования или «соскобленных» с неровного ложа при его перемещении. Морены могут подстилаться, прослаиваться или перекрываться водно-ледниковыми или неледниковыми континентальными, а в некоторых районах — морскими осадками. При повторных оледенениях более древние морены нередко частично или целиком уничтожаются в результате денудации в межледниковую эпоху или экзарации во время следующего оледенения.

В Центральной Европе максимальное продвижение ледников имело место в раннем плейстоцене, а в Восточной, как еще недавно считалось, — в среднем плейстоцене (в днепровскую ледниковую эпоху). Однако ныне для относившихся ранее к среднему плейстоцену морен Донского ледникового языка твердо установлен, а для Днепровского языка предполагается раннеплейстоценовый возраст. В этом случае в Восточной Европе среднеплейстоценовое (московское) оледенение также уступало по масштабу раннеплейстоценовым (донскому и окскому), а позднеплейстоценовое валдайское (с максимумом около 20 тыс. лет назад) — московскому.

К южной кромке ледниковых щитов во время оледенений примыкали зоны накопления озерно-ледниковых и флювиогляциальных осадков, состоящих из материала, вымытого талыми водами из тела ледника и отложенных им морен. Наиболее широко распространены галечно-песчаные флювиогляциальные накопления, образованные стекавшими с ледников блуждающими потоками. Они слагают обширные так называемые зандровые равнины — среднеплейстоценовые в бассейнах Припяти, Днепра, Десны, Оки, Дона и позднеплейстоценовые — в верховьях Волги. К югу эти равнины «вливаются» в древние долины крупнейших рек — Днепра, Дона, Волги, сток которых направлялся к югу, в полу- или полностью замкнутые Черноморско-Азовский и Каспийский

водоемы. В этих долинах развиты серии цокольных и аккумулятивных плейстоценовых террас высотой до многих десятков — сотен метров.

В южной части Русской равнины, не подвергавшейся оледенениям, широко распространены покровы плейстоценовых лёссов и лёссовидных суглинков, почти повсеместно «одевающих» водоразделы и склоны долин. Лёссовые толщи обычно состоят из нескольких (на Украине — до восьми) лёссовых горизонтов, разделенных ископаемыми почвами. Типичные лёссы имеют золотое происхождение и накапливались в ледниковые эпохи в перигляциальной зоне за счет переноса пылеватого материала ветрами, дувшими к югу из области ледникового щита. На склонах и днищах долин лёссы подвергались перемыву и переотложению. В межледниковые эпохи формирование лёссов прекращалось и на них развивались почвенные горизонты.

В эпохи оледенений, когда огромные массы воды аккумуляровались в ледниковые шапки, происходили значительные (до —100 м) гляциоэвстатические понижения уровня океана и регрессии, а в межледниковые и послеледниковую эпоху — повышения его уровня, трансгрессии и ингрессии. В Карелии, на Кольском полуострове, в бассейнах Онеги, Северной Двины, Печоры присутствуют отложения нескольких средне- и позднеплейстоценовых («бореальных») и постледниковой трансгрессии Баренцева и Белого морей. На Кольском полуострове, в Карелии, а также в более западных районах Балтийского щита постледниковые (раннеголоценовые) морские террасы подняты до многих десятков — сотен метров над уровнем океана, так как уже после их образования освободившийся от ледниковой нагрузки Балтийский щит испытывал гляциоизостатическое «всплывание»; его амплитуда за голоцен в центре щита достигает 250—300 м.

Водоем Балтийского моря начал образовываться на месте доледниковой денудационной равнины лишь в самом конце позднего плейстоцена у южного края тающего ледникового щита. Сперва (13—10 тыс. лет назад) он представлял обширное пресное озеро, но в самом начале голоцена приобрел связь с Северным и Баренцевым морями, затем временно утратил ее, а в среднем голоцене окончательно превратился в солоноватоводное внутреннее море. Образование ванн Балтийского, Белого морей, Ладожского и Онежского озер было связано с дифференцированными опусканиями их ложа и, в частности, с возрождением рифейских авлакогенов (Кандалакшский, Ладожский, Центральнобалтийский) в плейстоцене и голоцене.

На южных окраинах Русской плиты, в Прикаспийской и Причерноморской впадинах, распространены четвертичные бассейновые и отчасти морские осадки алеврито-глинистого и известняково-ракушечного состава, отлагавшиеся в Каспийском и Черноморском водоемах. Мощность эоплейстоценовых (апшеронских) и плейстоценовых отложений в Прикаспийской синеклизе, накапливавшихся в ходе неоднократных трансгрессий Каспия, достигает 0,5—1 км. Трансгрессии этого озера-моря отвечали вторым половинам ледниковых эпох, когда вследствие сильного таяния ледников усиливался сток в бассейн Каспия, и началу межледниковий. В разгар последних, когда над акваторией Каспия увеличивалось испарение, происходили регрессии.

В Черном озере-море в эоплейстоцене — раннем плейстоцене накапливались солоноватоводные осадки. В межледниковую эпоху в конце раннего плейстоцена в этот водоем через мелкий Босфорский пролив впервые после длительного перерыва проникли воды Средиземного моря. В среднем и позднем плейстоцене холодные эпохи изоляции и низкого стояния уровня Черноморского бассейна чередовались

с теплыми межледниковыми эпохами, когда в него вторгались воды Средиземного моря, и его уровень повышался. В последний раз соединение с Мировым океаном и подъем уровня Черного моря произошли в начале или первой половине голоцена.

Начало синальпийского этапа в истории Восточно-Европейской платформы, как и начало сингерцинского этапа, было ознаменовано перестройкой ее тектонического плана: в ранней-средней юре в погружение постепенно была вовлечена ее южная часть, прилегающая к Средиземноморскому подвижному поясу, который в триасе (в Карпатах, Крыму) или в юре (на Кавказе) вступил в альпийский этап своего геосинклинального развития (рис. 20). Напротив, большая часть прилегавшей к герцинскому сооружению Урала Волго-Уральской антеклизы в синальпийском этапе испытывала слабое воздымание. Однако на ранней стадии этого этапа — в юре и раннем мелу — еще продолжались слабые опускания, унаследованные от сингерцинского этапа, в северной части Восточно-Русской впадины — в Московской и Мезенской синеклизах, и только с конца раннего мела погружения полностью сосредоточились в южной половине платформы.

Волна опусканий постепенно распространялась сюда на север, охватив Причерноморскую, Прикаспийскую, Днепровско-Донецкую (Украинскую), Польско-Литовскую впадины, в которых погружения происходили и в более ранние эпохи, а также новообразованную Ульяновско-Саратовскую синеклизу (наложенную на Токмовский свод Волго-Уральской антеклизы) и в меньшей мере Воронежскую антеклизу, а в палеогене — также большую часть Украинского щита. Эти явления были аналогичными с временным вовлечением в опускание юго-западной части Балтийского щита в синкаледонском цикле и района Волго-Уральской антеклизы — в сингерцинском. Волна погружений максимально продвинулась на север в поздне меловую эпоху, а затем начался обратный процесс постепенного отступления северного края захваченной опусканиями области платформы к югу и «всплывания» ранее вовлеченных в опускание участков (Воронежской антеклизы — с конца мела, Ульяновско-Саратовской синеклизы — с позднего эоцена — олигоцена, Украинской синеклизы, Украинского щита и подавляющей части Прикаспийской синеклизы — с миоцена). Это «всплывание» наиболее интенсивно проявлялось там, где в погружение были ранее вовлечены положительные тектонические элементы платформы (Токмовский свод, Воронежская антеклиза, Украинский щит), в пределах которых в неоген-четвертичное время возникли Приволжская, Среднерусская, Вольно-Подольская, Приднепровская и Приазовская возвышенности.

В среднем-позднем миоцене слабые погружения продолжались лишь на южной окраине платформы — в Причерноморской и южной части Прикаспийской впадины; в начале плиоцена они почти полностью прекратились, а ее юго-восточная часть в связи с резким падением уровня замкнутого Каспийского водоема подверглась глубокому эрозионному расчленению.

Таким образом, одновременно с орогенезом в завершавшем альпийский цикл геосинклинального развития Средиземноморском поясе почти вся территория расположенной к северу от него Восточно-Европейской платформы испытала в неогене — антропогене общие слабые, но дифференцированные поднятия. Однако на некоторых ее периферических участках в позднем плиоцене возобновились опускания. Наиболее глубокими (до 0,5—1 км) они были в Прикаспийской впадине и менее значительными — во впадинах Балтийского и Белого морей, Ла-

дожского озера и других, где в конце антропогена, возможно, в связи с неоднократными гляциоизостатическими деформациями коры Балтийского щита был регенерирован ряд рифейских авлакогенов.

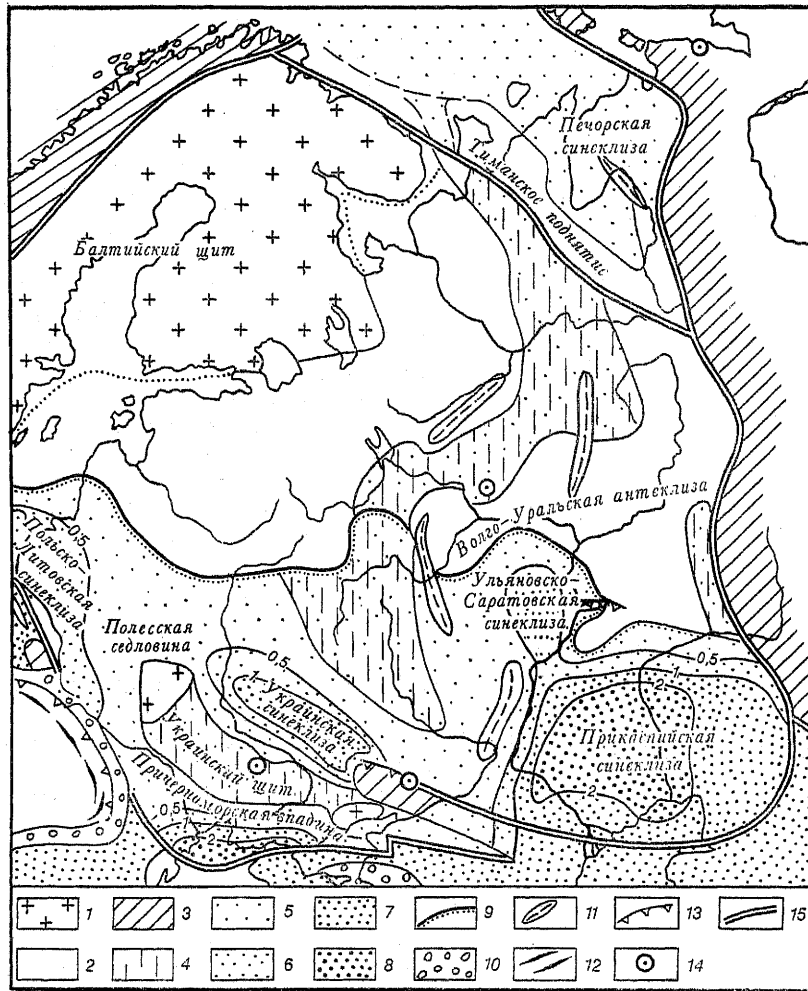


Рис. 20. Палеотектоническая схема Восточно-Европейской платформы и смежных метаплатформенных областей для синальпийского этапа развития (юра-антропоген):

1—3 — области поднятия: 1 — в пределах щитов, 2 — в пределах плит, 3 — в пределах каледонских и герцинских складчатых зон; 4 — районы слабого погружения, в дальнейшем вовлеченные в поднятие; 5—8 — области погружения и формирования плитного чехла мощностью: 5 — до 0,5 км, 6 — до 1 км, 7 — до 2 км, 8 — более 2 км; 9 — северная граница области, подвергавшаяся погружению в позднем мелу и кайнозое; 10 — альпийские краевые прогибы; 11 — надавлакогенные инверсионные валлообразные поднятия, возникшие в мелу и частично в кайнозое; 12 — альпийские складчатые зоны; 13 — альпийские (кайнозойские) надвиги и покровы; 14 — мезозойские и кайнозойские астроблемы (?); 15 — границы платформы и метаплатформенных областей

В течение синальпийского этапа в чехле Русской плиты над некоторыми авлакогенами возникли плакантиклинали и цепочки брахиморф-

ных поднятий, а также флексуры и разломы. Большая часть этих структур (Сухонский, Вятский, Окско-Цнинский валы и др.) завершила свое развитие в конце мезозоя, но формирование некоторых из них продолжалось (поднятия Доно-Медведицкого вала, надвиги на северном борту Донецкой складчатой зоны) или даже в основном происходило в кайнозое (Жигулевский вал с ограничивающим его с севера взбросо-надвигом), по-видимому, в генетической связи с альпийскими деформациями сжатия в Средиземноморском поясе.

В мезозое и кайнозое в Прикаспийской и Украинской синеклизах происходил длительный, периодически усиливавшийся рост многочисленных куполовидных и брахиморфных диапировых структур с ядрами из нижнепермской и верхнедевонской соли.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В фундаменте и чехле Восточно-Европейской платформы заключены месторождения рудных, нерудных и горючих ископаемых. Среди месторождений железа наибольшее значение имеют месторождения железистых кварцитов, связанные с джеспилитоносными метаморфическими комплексами архея (Оленегорское, Костомукша на Балтийском щите) и нижнего протерозоя (Кривой Рог на Украинском щите, район КМА на Воронежской антеклизе). Апатит-магнетитовые месторождения на Кольском полуострове (Ковдор) связаны с щелочно-ультрабазитовыми раннепалеозойскими интрузивами центрального типа. Крупнейшие месторождения осадочных марганцевых руд приурочены к олигоценовым прибрежным отложениям на южном краю Украинского щита.

Важное значение имеют месторождения медно-никелевых руд на Кольском полуострове в районе Печенги, связанные с базит-ультрабазитовыми пластовыми интрузиями в одноименной нижнепротерозойской серии, и Мончегорска. Месторождения алюминиевых руд представлены бокситами в нижнем карбоне Русской плиты (Тихвин) и нефелиновыми сиенитами в Хибинском и Ловозерском палеозойских щелочных массивах на Кольском полуострове. В Ловозерском массиве имеются также месторождения ряда редких элементов.

В последние годы на севере Архангельской области обнаружены месторождения алмазов (Зимний берег Белого моря, Холмогоры и др.), приуроченные к многочисленным (более 50) средне (?) палеозойским кимберлитовым трубкам на восточном склоне Балтийского щита. Трубки прорывают венд и перекрываются средним карбоном. Аналогичные трубки обнаружены на Украине (в Приазовье) и других регионах платформы.

К месторождениям фосфатного сырья относятся огромные залежи апатита в Хибинском массиве и залежи осадочных фосфоритов в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях центральных и восточных районов Русской плиты. Крупные месторождения калийных солей связаны с верхнедевонскими (фаменскими) соленосными отложениями Припятской впадины и нижнепермскими (кунгурскими) — Предуральского прогиба (Соликамск). Огромные запасы галита заключены в соленосных толщах кунгурского яруса Прикаспийской впадины (район оз. Баскунчак и др.), Предуральского прогиба, нижнепермских — на северо-западной окраине Донбасса (Артемовск), верхнедевонских — в Днепровско-Донецком авлакогене.

Раздольское месторождение самородной серы приурочено к среднемиоценовым отложениям юго-западной окраины платформы (южнее Львова).

Месторождения высокоглиноземистого сырья представлены кианитовыми сланцами в нижнем докембрии хр. Кейвы на Кольском полуострове и огнеупорными глинами в отложениях нижнего и среднего карбона на северо-западе Московской синеклизы. Месторождения каолинов связаны с позднемеловой и палеогеновой корой выветривания на Украинском щите и с каменноугольными, верхнетриасовыми и среднеюрскими отложениями в разных районах Русской плиты. Огромные запасы писчего мела заключены в верхнемеловых отложениях Ульяновско-Саратовской, Украинской синеклиз и других районов. К нижнедокембрийским образованиям Балтийского и Украинского щитов приурочены месторождения декоративных и строительных материалов — гранитов (в том числе рапакиви), лабрадоритов, кварцитов, мраморов и других, а также слюды, различных поделочных и ювелирных камней (аметист, амазонит и пр.).

Важную роль в экономике России играют месторождения нефти и газа, заключенные в живецких и верхнедевонских, каменноугольных и нижнепермских отложениях Волго-Уральской области (Ромашкино, Ишимбай и др.), в каменноугольных и мезозойских отложениях Прикаспийской синеклизы (Астраханское, Тенгизское, Южноэмбинские и др.). Месторождения нефти и газа имеются также в верхнем девоне, карбоне, перми Днепровско-Донецкого авлакогена и мезозое Украинской синеклизы, в нижнем палеозое палео-Балтийской синеклизы (в прибрежных районах Балтийского моря). Крупные месторождения каменного угля каменноугольного возраста, помимо примыкающих к платформе Донецкой складчатой зоны (Донбасс) и Предуральского краевого прогиба (Кизел), имеются во Львовской впадине (Львовско-Волынский бассейн). Буроугольные месторождения приурочены к отложениям нижнего карбона (Подмосковный бассейн), нижней и средней юры (восток Прикаспийской синеклизы, северная окраина Донбасса), эоцена (Украинский щит), миоцена (Башкирское Приуралье). В ордовикских отложениях Эстонии и верхнеюрских — Среднего Поволжья и северной части Прикаспийской синеклизы имеются месторождения горючих сланцев.

МЕТАПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ, ПРИМЫКАЮЩИЕ К ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

На юго-востоке, западе и северо-востоке к древней Восточно-Европейской платформе примыкают метаплатформенные области, по тектоническому положению, строению и характеру тектонического развития промежуточные между ней и обрамляющими ее подвижными поясами, — соответственно Донецко-Североустюртская, Среднеевропейская и Печоро-Баренцевоморская. Для их строения характерно сочетание линейно-складчатых зон байкальского, каледонского, герцинского или древнекиммерийского возраста, сформированных на месте глубоких длительно развивавшихся грабенообразных прогибов — авлакогеосинклинальных зон — и жестких блоков с докембрийским, в том числе с добайкальским метаморфическим фундаментом — метаплатформенных массивов. Эти массивы по большей части глубоко погружены и перекрыты мощным плитным чехлом, верхние горизонты которого, образовавшиеся после складчатости в авлакогеосинклинальных зонах, частично могут перекрывать и последние.

ДОНЕЦКО-СЕВЕРОУСТЮРТСКАЯ МЕТАПЛАТФОРМЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область, прилегающая к платформе на юго-востоке, на участке сближения (вплоть до полного смыкания) Урало-Монгольского и Средиземноморского подвижных поясов, включает три основных тектонических элемента: Донецкую и Южно-Эмбинскую авлакогеосинклинальные складчатые зоны и Северо-Устюртский метаплатформенный массив. Донецкая авлакогеосинклинальная зона длиной около 1000 км представляет собой восточное продолжение Днепровско-Донецкого авлакогена. От Днепровско-Донецкого авлакогена Донецкая авлакогеосинклинальная зона отличается значительно более глубоким погружением добайкальского фундамента в палеозое и тем, что в конце герцинского цикла, в перми, она подверглась довольно интенсивной складчатости, создавшей складчатую структуру палеозойского комплекса.

С севера, по крайней мере в своей западной половине, и с юга она граничит с древней Восточно-Европейской платформой. В осевой части Донецкой зоны по данным ГСЗ предполагается присутствие мощного (до 8—10 км) рифейского комплекса, образовавшегося в байкальском цикле ее развития. Второму, герцинскому, циклу отвечают вулканогенно-осадочные образования среднего (?) — верхнего девона и исключительно мощные (до 15—18 км) отложения карбона, в основном выраженные паралической угленосной формацией, и нижнепермские моласово-лагунные отложения. Этот комплекс, охарактеризованный в этой книге совместно с одновозрастными отложениями Русской плиты, слагают обнажающуюся на протяжении 300 км линейную складчатую зону

шириной 100—150 км — так называемый «открытый Донбасс». К западу складчатость быстро затухает, а на востоке эта зона скрывается под несогласно перекрывающим ее относительно маломощным мезокайнозойским плитным чехлом. Погруженную восточную часть зоны называют Донецко-Промысловской зоной, или «погребенным кряжем Карпинского».

Основу структуры Донецкой складчатой зоны создают узкая симметричная прямолинейная Главная антиклиналь и смежные с ней более широкие синклинали, разрез которых в их наиболее погруженных западных частях завершают нижнепермские отложения. Наклон слоев на крыльях главных складок составляет в среднем 30—40°. Южную краевую подзону образуют несколько узких, ограниченных сбросами наклонных тектонических ступеней, в которых на дорифейский фундамент налегают девонские образования. В северной краевой зоне развиты мелкие складки, срезанные пологими надвигами, в которых породы карбона надвинуты к северу на каменноугольные, а также нижнепермские отложения узкого, недоразвитого Преддонецкого прогиба. В подвинутых северных крыльях надвигов местами присутствуют также нижнетриасовые, верхнемеловые и даже палеогеновые отложения, что указывает на неоднократное возобновление подвижек по ним, с постепенным уменьшением их амплитуды, вплоть до кайнозоя.

Донецкая авлакогеосинклиналичная зона, по-видимому, была заложена в рифее, а во второй половине девона, после длительного периода покоя, испытала регенерацию в условиях растяжения, выразившуюся в раздробленности его ложа нормальными ступенчатыми сбросами и извержениях основных и щелочных вулканитов и общем проседании. Происходившее в карбоне исключительно глубокое погружение, компенсировавшееся сносом в Донецкий прогиб терригенного материала, в основном с размывавшегося Украинского щита, закончилось в начале перми. Главные складчато-надвиговые деформации сжатия произошли в середине перми, а в дальнейшем более слабые импульсы сжатия повторялись вплоть до кайнозоя.

К востоку от низовий р. Северский Донец, где складчатый палеозой перекрывается чехлом кайнозойских, а затем также меловых и юрских отложений, кровля палеозойского складчатого комплекса Донецко-Промысловской зоны в Северном Предкавказье постепенно погружается от 0 до —2—3 км в северо-западной части Каспия. Кровля добайкальского фундамента по геофизическим данным лежит здесь на глубинах —15—25 км. Вдоль северного борта Донецко-Промысловского сооружения, вплоть до г. Астрахани, трассируется восточное погребенное продолжение пологого Северо-Донецкого надвига; горизонтальное смещение к северу по нему по оценке некоторых авторов достигает 50 км. С юга это сооружение ограничено Манычской зоной крутых продольных разломов, служащей восточным продолжением Южно-Донецкой. К ней приурочены цепочка узких надразломных грабенов и впадин в мезокайнозойском чехле.

В средней части Северного Каспия Донецко-Промысловское сооружение ограничивается почти поперечной к нему зоной Аграханско-Гурьевского разлома. К востоку от него подошва палеозоя воздымается на 5—10 км, структурный план изменяется, и на продолжении этого сооружения возникают три тектонических элемента (с севера на юг): Южно-Эмбинская авлакогеосинклиналичная герцинская складчатая зона, лежащая на восточном продолжении зоны Северо-Донецкого разлома, западная часть Северо-Устюртского метаплатформенного массива и Мангышлакская авлакогеосинклиналичная древнекимерийская склад-

чатая зона, в основном лежащая на продолжении Южно-Донецкой (или Маньчжурской) зоны разломов. Строение Мангышлакской зоны, входящей в состав Южно-Туранской молодой плиты, образовавшейся в северной части Средиземноморского подвижного пояса, мы рассмотрим в соответствующем разделе.

Дугообразная, с выпуклостью к юго-востоку Южно-Эмбинская зона, разделяющая Прикаспийскую синеклизу и Северо-Устюртский массив, представляет очень узкое (от нескольких километров до первых десятков километров) погребенное приразломное инверсионное поднятие, сложенное интенсивно-складчатым средним палеозоем, в частности сланцево-граувакковой толщей верхнего девона — низов карбона, сходной с зилаирской серией в одноименной синклинии западной мезазоны Южного Урала. В целом эта зона играет роль южного продолжения сужающихся, вырождающихся и сливающихся к югу западных зон герцинского складчатого сооружения Урала. В среднем палеозое она, вероятно, представляла узкий и глубокий авлакогеосинклинальный прогиб. В позднем палеозое эта зона испытала сильное сжатие и поднятие, тогда как в смежных с ней регионах продолжалось погружение, но с юры утратила свою самостоятельность и была покрыта чехлом мезокайнозойских отложений.

Возраст глубоко погруженного докембрийского фундамента обширного Северо-Устюртского массива недостаточно выяснен. В случае его дорифейского возраста массив представляет осколок добайкальской Восточно-Европейской платформы, отсеченный от нее Южно-Эмбинской зоной и прогибами западных и центральных зон Южного Урала. В пользу этого говорит погружение к югу, под чехол Северо-Устюртского массива, раннедокембрийских метаморфических комплексов Мугоджарского антиклинория, представляющих древний остаточный блок континентальной коры, сохранившийся при заложении Уральской геосинклинальной системы.

Возможно, однако, что Северо-Устюртский блок имеет хотя бы частично верхнепротерозойский фундамент и является массивом ранней (байкальской) консолидации, возникшим на участке слияния Урало-Монгольского и Средиземноморского подвижных поясов. Северо-Устюртский массив имеет треугольную форму. На востоке он граничит по Северо-Куландинской зоне разломов с самыми восточными зонами Уральского герцинского сооружения (Восточно-Уральским синклинорием и др.). Фундамент массива разбит на ряд более мелких блоков субширотными и субмеридиональными разломами, частично проникающими в нижнюю часть его чехла, общая мощность которого варьирует от 3 до 12 км.

По данным сейсмики и бурения, в чехле различаются три основных комплекса — допермский (наименее выдержанный и наиболее деформированный), пермско-триасовый и юрско-кайнозойский (наименее деформированный). Их разрез близок к разрезу чехла соседней Южно-Туранской плиты. Периферические участки массива относительно приподняты, а его внутренняя часть (Североустюртско-Челкарский прогиб) наиболее погружена (до 8—12 км).

СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКАЯ МЕТАПЛАТФОРМЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Область приурочена к западному углу Восточно-Европейской платформы, обрамляемому сходящимися к западу от нее Северо-Атлантическим и Средиземноморским подвижными поясами. Геосинклиналь-

ное развитие первого из них завершилось в каледонском, а прилегающей к Среднеевропейской метаплатформе северной части второго пояса — в герцинском цикле. Граница Среднеевропейской области со Скандинавскими и Британскими каледонидами проходит в юго-западном направлении под северной частью Северного моря и далее через южную Англию до Бристольского залива, где ее край образует обращенный к западу острый угол. Отсюда начинается южная граница метаплатформы с герцинидами Средиземноморского пояса, и отчасти — с каледонидами Брабантского массива, которая следует в общем восточном и восток-юго-восточном направлении до Предкарпатья. Вдоль границы с Восточно-Европейской платформой в юго-восточном направлении через южную часть Дании и Польшу протягивается Датско-Польская авлакогеосинклинальная складчатая зона шириной около 100 км, скрывающаяся на юго-востоке под Предкарпатским краевым прогибом и альпийским складчато-покровным сооружением Карпат. Ее продолжением к юго-востоку от Карпат, вероятно, является авлакогеосинклинальная складчатая зона Добруджи.

Датско-Польская зона на большей части протяжения характеризуется значительной глубиной погружения дорифейского фундамента (до 10—12 км), длительным полициклическим развитием (с рифея до конца мезозоя) и неоднократными проявлениями тектонической инверсии, выразившейся в смене растяжения сжатием и погружений поднятием. В ее юго-восточной части, в Свентокшиских горах, представляющих миниатюрную палеозойскую складчатую зону, фиксируются перемены и угловые несогласия, отвечающие эпохам байкальской, раннекаледонской (салаирской) и герцинской складчатости. Следующий к северо-западу относительно опущенный участок зоны выражен Среднепольским плакантиклинорием, представляющим инверсионное полого-складчатое линейное поднятие, возникшее в конце мела над глубоким прогибом в пермско-мезозойском комплексе чехла. Далее к северо-западу, в Польском Поморье, вскрыта погребенная под чехлом каледонская складчатая зона, а на юге Дании — складчатая зона байкальского или каледонского возраста.

К юго-западу от Датско-Польской авлакогеосинклинальной зоны на ряде участков Среднеевропейской области установлено присутствие докембрийского, по крайней мере частично, добайкальского фундамента (с возрастом метаморфизма не менее 1 млрд лет), что позволяет предполагать существование здесь одного обширного или нескольких более мелких метаплатформенных массивов (поднятие Миндлэнд в Южной Англии на западе области, погруженный Восточно-Эльбский массив в ее средней части и Вислянский массив на юго-востоке).

Большая, внутренняя часть Среднеевропейской области в структуре ее фанерозойского чехла представляет глубокую (до 10 км и более) сложно построенную депрессию платформенного типа — Североморско-Северогерманскую впадину. Несмотря на значительные геофизические и буровые работы, вопросы о возрасте и структуре ее фундамента остаются недостаточно ясными. Не исключено, в частности, существование субмеридиональной байкальской или каледонской авлакогеосинклинальной зоны в пределах средней части ложа Северного моря. Плитный чехол на некоторых участках области (например, в Южной Англии), начал накапливаться уже с раннего палеозоя, а в девоне и карбоне он уже покрывал большую часть ее площади.

В поздней перми обособилась субширотная зона поднятий, пересекающая среднюю часть Северного моря, а к югу и северу от нее обширные, также субширотные впадины, в которых накапливались мощ-

ные соленосные толщи. В мезозойско-кайнозойской части чехла, напротив, более отчетливо проявилась субмеридиональная зональность, выраженная в возникновении мезозойских континентальных рифтовых зон в центральной и восточной частях дна Северного моря, формирование которых происходило одновременно и в генетической связи с зарождением и разрастанием океанического рифтового пояса в северной части Атлантики. Субширотное растяжение в этих зонах сопровождалось утоньшением коры до 20 км и вспышками вулканизма.

В мезозое и кайнозое происходило перераспределение верхнепермской соли, приведшее к формированию в южной части Североморско-Северогерманской впадины многочисленных диапировых структур. Многие из них имеют гребневидную форму и контролируются субмеридиональными разломами в фундаменте и низах чехла. В конце мела в чехле восточной и южной частей Среднеевропейской области в условиях сжатия возникли линейные зоны инверсионных поднятий. В кайнозое развитие грабенов в районе Северного моря прекратилось и образовалась синеклиза, ось которой унаследовала положение Центральносевероморского мезозойского грабена. Арена рифтогенеза переместилась к югу, в пределы Западно-Европейской эпигерцинской плиты, где возникли субмеридиональные грабены Рейнской и Ронской рифтовых систем. Общая мощность верхнепермских и мезокайнозойских отложений в Среднеевропейской области, за исключением ее окраин, составляет от 2—3 до 6—8 км. В этом комплексе сосредоточены значительные запасы нефти и газа. Крупнейшие нефтяные месторождения в основном приурочены к мезозойским и палеозойским отложениям Центральносевероморской рифтовой зоны и ее северного продолжения — грабена Викинг.

ПЕЧОРО-БАРЕНЦЕВОМОРСКАЯ МЕТАПЛАТФОРМЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область, примыкающая к Восточно-Европейской платформе на северо-востоке, по размерам намного превосходит ранее рассмотренные. На западе она граничит с каледонидами Северной Норвегии и Западного Шпицбергена, принадлежащими Северо-Атлантическому подвижному поясу, на востоке — с принадлежащими Урало-Монгольскому подвижному поясу герцинидами Урала (точнее, с Предуральским краевым прогибом) и с Пайхой-Новоземельской древнекиммерийской складчатой зоной, представляющей суженное и вырожденное северное продолжение Урала, а также с Таймыро-Североземельской метаплатформенной областью. На севере Печоро-Баренцевоморская область ограничена наложенным на нее в кайнозое краем глубоководной впадины Северного Ледовитого океана (котловиной Нансена).

Юго-западную часть области занимает протяженная Тиманская авлакогеосинклиналиная складчатая зона (рис. 21). Ее складчатый фундамент, сложенный очень слабометаморфизованными осадочными толщами среднего, верхнего рифея и, возможно, венда, видимой мощностью более 13 км (кварциты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки и доломиты), обнажается в нескольких небольших поднятиях в Тиманском кряже, а также на п-вах Канин, Рыбачий и Варангер. На Тимане этот комплекс обладает простой складчатой структурой и прорван мелкими телами габброидов, гранитов и щелочных пород позднерифейского, вендского и кембрийского возраста, а на Рыбачьем и Варангере надвинут по пологим надвигам на склон

Балтийского щита и скрывается на западе под более поздними шарьяжами каледонид.

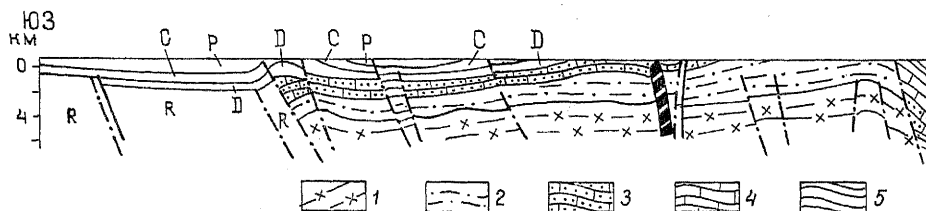


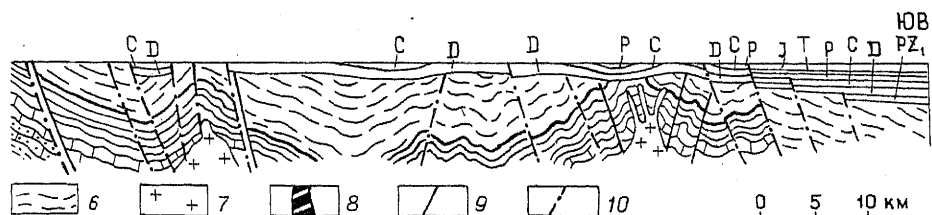
Рис. 21. Геологический профиль через Средний Тиман (Четлаский камень) (по 1 — средний рифей (светлинская свита); 2—5 — верхний рифей (четлаская, джежимская, ниже- и верхнебыстринская свиты); 6 — терминальный рифей (кислоручей-

В рифее Тиманская зона представляла глубокий линейный прогиб на северо-восточной окраине платформы. Основные деформации сжатия в этой зоне произошли не раньше венда и, несомненно, до начала накопления отложений ордовика, несогласно налегающих на складчатый рифей в Затиманье, т. е. являются позднебайкальскими или салаирскими (в пользу чего говорит кембрийский возраст гранитоидов). До начала девона Тиманская зона испытывала поднятие, но в девоне ряд участков Тимана вновь вовлекался в погружение, сопровождавшееся проявлениями базальтового вулканизма на рубеже среднего и позднего девона. Седиментация в Тиманской зоне продолжалась до конца палеозоя, но постепенно она приобретала роль относительного, а затем и абсолютного поднятия между Мезенской и Печорской впадинами. В конце триаса Тиманская зона была надвинута по взбросо-надвигам к юго-западу — на Мезенскую впадину. В современной структуре чехла Тиманская зона представляет плакантиклинорий — обширное валообразное поднятие, осложненное коробчатыми линейными и брахиморфными складками и разрывами сбросового и взбросо-надвигового типа.

Структурное положение и тектоническая природа Тиманской складчатой зоны вызывают разногласия. Ряд исследователей (В. С. Журавлев, Р. А. Гафаров, В. А. Дедеев и др.) предполагают, что не только Тиманская зона, но и вся территория Печорской впадины (а возможно, и большая часть ложа Баренцева моря) обладает рифейско-вендским складчатым фундаментом (миогеосинклинальным в юго-западной и эвгеосинклинальным в северо-восточной части области). Согласно Н. С. Шатскому и А. А. Богданову, Тиман, напротив, является интракратонной складчатой зоной или «сложным авлакогеном» (что в принятой в этой книге терминологии соответствует авлакогеосинклинальной складчатой зоне) и граничит на северо-востоке с погребенной под плитным чехлом Печорской впадины и южной части Баренцева моря глыбой дорифейского фундамента (=метаплатформенным массивом). Этот вопрос пока окончательно не решен в связи с большой глубиной залегания фундамента в Печорской впадине и на большей части ложа Баренцева моря, где он пока почти не вскрыт бурением.

В юго-западной части Печорской впадины (Ижма-Печорской зоне) фундамент погружен на 2—4 км, а в ее северо-восточной части (Большеземельской зоне) — до 5—9 км. Эти части впадины разделяет вытянутая в северо-западном направлении Печоро-Колвинская зона, состоящая из двух сближенных палеозойских авлакогенов — Печоро-Кожвинского и Колвинского. Полученных в последнее время данных бурения пока недостаточно для достоверного суждения о составе и возрасте пород фундамента в разных зонах Печорской впадины. Он, не-

сомненно, является докембрийским, но вряд ли повсеместно дорифей-



В. С. Журавлеву, 1972):

ская свита); 7 — граниты; 8 — карбонатиты; 9 — базитовые дайки; 10 — разломы; R — рифей нерасчлененный

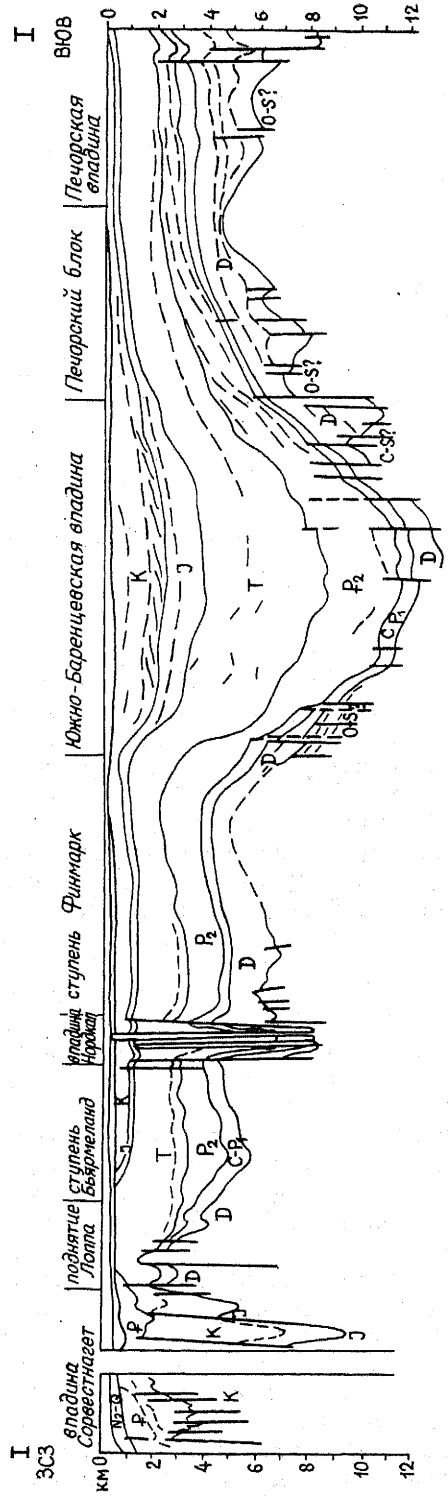
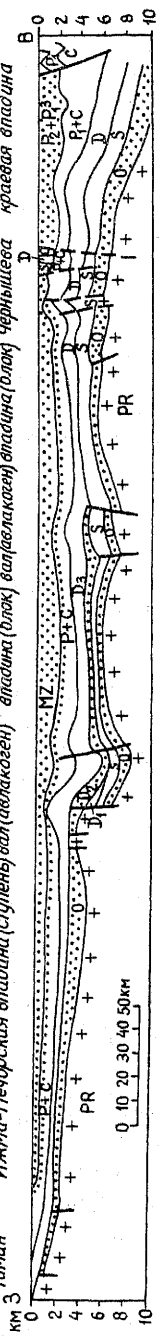
ским. Возможно, что в ее северо-восточной, а может быть, и в юго-западной частях присутствуют несколько блоков добайкальского фундамента (Большеземельский массив и др.), активизированных в конце рифея — кембрия, которые чередуются с относительно узкими авлакогеосинклинальными позднебайкальскими или салаирскими складчатыми зонами, выполненными осадочными (Тиманская зона) и осадочно-вулканогенными образованиями (Печоро-Колвинская зона).

Фанерозойский плитный чехол Печорской впадины (синеклизы) сложен палеозойскими (ордовик — силур, средний девон — пермь) и мезозойскими (триас, средняя юра — нижний мел) отложениями, близкими по характеру разреза к соответствующим комплексам северной и восточной частей Русской плиты, но отличающимися большими мощностями, а также маломощными континентальными и мелководно-морскими четвертичными образованиями. В строении и условиях залегания палеозоя и триаса проявляется тектоническая зональность северо-западного простирания, обусловленная наличием нескольких авлакогенов (рис. 22).

Вследствие инверсии, которую они испытали в девоне и карбоне, морфология структурных форм по подошве чехла и его верхним горизонтам сильно различается. Так, Печоро-Кожвинский и Колвинский авлакогены по нижним горизонтам чехла рисуются как ступенчатые грабены глубиной 5—9 км и шириной 30—50 км, а по его верхним горизонтам — как сложно построенные валообразные поднятия с относительной амплитудой от 0,5 до 1—2 км. Эти поднятия, в основном сформированные к началу мезозоя, подновлялись в юре, мелу и кайнозое. В разных горизонтах чехла Печорской впадины — от силура до триаса — обнаружен и частично эксплуатируется ряд нефтяных (Вуктыл и др.), а в каменноугольных и пермских — также газовых месторождений, приуроченных к локальным структурам в большинстве ее зон. От впадин северной части зоны Предуралья Краевого прогиба — Воркутинской (или Косью-Роговской) и Припайхойской (Коротайхинской) — Печорскую синеклизу отделяют узкие зоны надвинутых на нее в конце палеозоя и мезозоя приразломных поднятий, выраженных на поверхности низкими грядами Чернышева и Чернова.

Большая северная часть Печоро-Баренцевоморской области скрыта под неглубоким (0,1—0,4 км) дном Баренцева моря и лишь местами в его северной части выступает на поверхность в архипелагах Земля Франца-Иосифа, Шпицберген и некоторых небольших островах (о. Белый, о. Медвежий и др.) к востоку и югу от Шпицбергена. Существующие представления о возрасте и тектоническом районировании фундамента ложа Баренцева моря пока недостаточно обоснованы и против-

Тиман Ижма-Печорская впадина (ступень) (вал (авлакоген) впадина (блок) Чернышевца краевая впадина)
 Печоро-Кожвинский Двинская Колвинский Хайверская поднятие гряды Косью-Роговская
 впадина (вал (авлакоген) впадина (блок) Чернышевца краевая впадина)



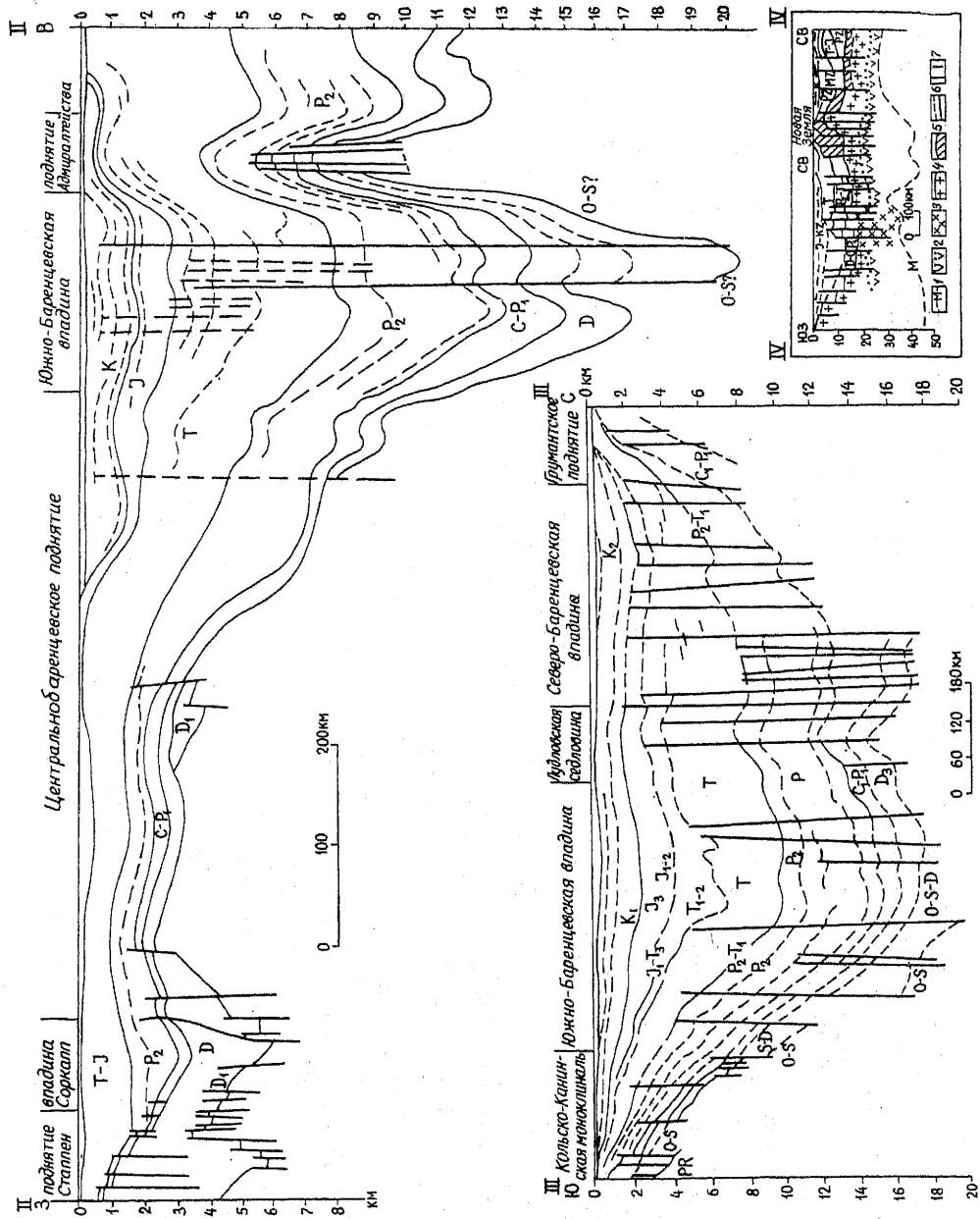


Рис. 22. Разрезы Печоро-Баренцевоморской металлогенной области.
 А. Геологический разрез Печорской впадины (по Н. Д. Матвиевской, 1977). Б. Геологические разрезы ложа Баренцева моря (по С. Е. Иохансену, Б. К. Остистому и др., 1993). Положение разрезов показано на рис. 23. I—I — через южную часть моря; II—II — субширотный разрез через среднюю часть моря; III — III — долготный разрез через восточную часть моря; IV — IV — геолого-геофизический разрез земной коры через юго-восточную часть Баренцева моря (по Э. В. Шинилову, 1989).

речивы. В юго-восточную часть Баренцева моря, лежащую между п-овом Канин и о. Южным Новой Земли, несомненно, продолжают структуры фундамента и чехла Печорской синеклизы. Кровля фундамента по геофизическим данным располагается здесь на глубинах от —4—5 до —6—8 км, а далее к северо-западу, за Южно-Баренцевской зоной ступенчатых сбросов северо-восточного простирания, быстро погружается до —15—20 км (рис. 23). В этой округлой Южно-Баренцевской впадине возрастает полнота разреза всего фанерозойского чехла (от нижне-го-среднего палеозоя до мела и палеогена), а суммарная мощность отложений перми и триаса, пронизанных силлами и дайками мезозойских базитов, доходит до 8—10 км.

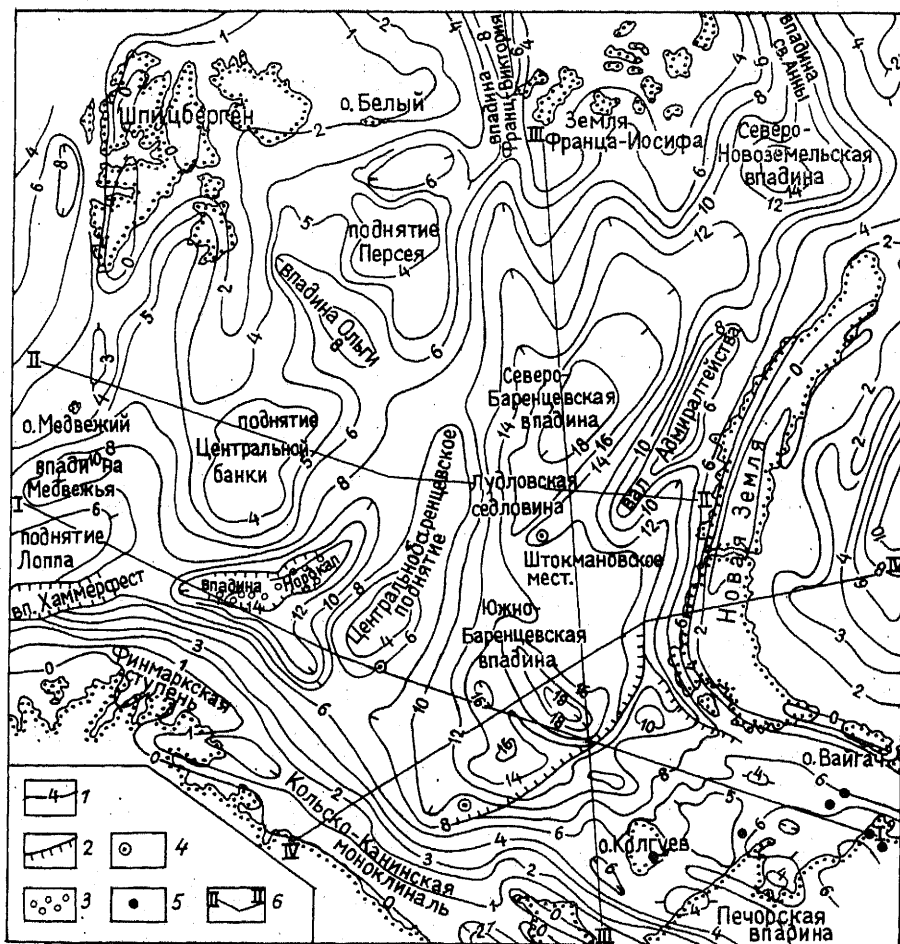


Рис. 23. Схема структуры осадочного комплекса ложа Баренцева моря (сост. по разным материалам).

1 — изобаты поверхности магнитного фундамента, км; 2 — крупные сбросы, сдвигающие мезозой или палеозой; 3 — диапиры с ядрами верхнекаменноугольной-нижнепермской соли; 4 — месторождения газа и газоконденсата; 5 — то же, нефти и газоконденсата; 6 — линии разрезов ложа Баренцева моря, изображенных на рис. 22

Подобно Прикаспийской синеклизе, эта глубочайшая впадина характеризуется относительным подъемом поверхности М до глубин 25—

30 км и редукцией геофизического «гранитно-метаморфического слоя», возможно, вплоть до почти полного его исчезновения. Северную часть этой впадины осложняет свод Федынского, к которому приурочено крупнейшее Штокмановское газовое месторождение с залежами в отложениях нижней, средней и верхней юры. К северу от Южно-Баренцевской впадины, отделяясь от нее узкой Лудловской седловиной, располагается вытянутая в северо-восточном направлении между о. Северным Новой Земли и Землей Франца-Иосифа Северо-Баренцевская впадина, в которой кровля фундамента также опущена до —15—18 км, общая мощность коры сокращается до 25—30 км, а мощные перм-триасовые, а также юрские отложения насыщены пластовыми и секущими телами мезозойских траппов. Субмеридиональная полоса распространения последних в целом протягивается от Земли Франца-Иосифа на севере, где покровы нижнемеловых траппов обнажаются на поверхности, до Южно-Баренцевской впадины на юге.

В восточной части Баренцева моря, между Северо-Баренцевской впадиной и о. Северным Новой Земли выявлено удлиненное в северо-восточном направлении, субпараллельное Новоземельской складчатой зоне, выраженное в рельефе дна, валообразное поднятие Адмиралтейства, в котором кровля фундамента относительно приподнята до —5—8 км. В верхней, мезозойской, части его чехла обнаружен ряд нефтегазоносных структур.

По предположениям некоторых исследователей, в южную или центральную часть ложа Баренцева моря продолжается складчатая система Скандинавских каледонид. Возможно, что здесь постепенно она вырождается (подобно Уральскому герцинскому сооружению в пределах Пайхой-Новоземельской зоны), приобретает авлакогеосинклинальный характер и затухает. Севернее этой гипотетической каледонской зоны в районе Земли Франца-Иосифа, восточной части Шпицбергена и о. Медвежий к югу от него, а также прилегающей к этим островам северной части Баренцева моря предполагается существование обширного блока докембрийского, возможно, дорифейского фундамента — Северо-Баренцевоморского метаплатформенного массива. Его глубокометаморфизованное (предположительно архейское или нижнепротерозойское) основание обнажается в восточной части Шпицбергена и на о. Белый. На западе Шпицбергена этот массив граничит с субмеридиональной каледонской складчатой зоной миогeosинклинального типа, резко отличающейся от Скандинавских каледонид в формационном и структурном отношении, но сходной с каледонидами Восточной Гренландии. На отсутствие прямых связей между каледонидами Норвегии и Западного Шпицбергена указывает также факт присутствия на расположенном между ними о. Медвежьем слабдеформированных, платформенного типа отложений рифейско-вендского, ордовикского, девонско-раннекаменноугольного и пермско-триасового возраста.

На восточном Шпицбергене докембрийский фундамент перекрывается чехлом каменноугольных, пермских и триасовых отложений, а на Земле Франца-Иосифа мощный (до 3 км и более) триас, лежащий непосредственно на докембрии (?), повсеместно перекрыт терригенными континентальными отложениями лейаса и морскими — доггера и мальма (общая мощность юры до 0,5 км), а также континентальными и лагунными терригенными, с пластами углей отложениями неокома и покровами, силлами и дайками базальтов баррема — альба. Эта нижнемеловая базальтовая толща представляет собой самую молодую на территории России трапповую формацию, образовавшуюся на южной окраине зарождающейся впадины Северного Ледовитого океана и раз-

битую множеством разломов северо-западного и северо-восточного простиранья.

В целом в структуре чехла Северо-Баренцевоморский массив представляет антеклизу (или, скорее, несколько антеклиз, разделенных относительно неглубокими синеклизами) с сокращенными разрезом и мощностью фанерозойского комплекса (не более 4—6 км). С севера Северо-Баренцевоморское поднятие обрезано крупным континентальным склоном от образовавшейся в кайнозой в ходе спрединга глубоководной впадины Нансена Северного Ледовитого океана и расчленено на несколько блоков вдающимися со стороны этой впадины к югу молодыми субмеридиональными грабенообразными (рифтогенными) депрессиями (желобá Франц-Виктория, Св. Анны и др.). В южной части Северо-Баренцевоморского массива и над гипотетической зоной каледонид к югу от нее мощность фанерозойского чехла возрастает до 6—10 км и более.

Крутой субмеридионально вытянутый континентальный склон отделяет Северо-Баренцевоморский массив вместе с каледонской складчатой зоной Западного Шпицбергена, переработанной наложенными на нее девонскими и палеогеновыми грабенами и зонами надвигов, от образовавшейся в кайнозой самой северной части ложа Атлантического океана — впадин Норвежского и Гренландского морей. Со стороны континентального склона Норвежского моря между северным побережьем Норвегии и о. Медвежий в юго-западную часть ложа Баренцева моря вдаются вытянутые в восток-северо-восточном направлении длительно развивавшиеся впадины Хаммерфест и Нордкап, осложненные сбросами и флексурами. Мощность фанерозойского чехла в них достигает 10—14 км. В Нордкапской впадине установлены диапиры верхнекарбонной или нижнепермской соли, протыкающие мезозойские отложения. Эта впадина отделена на востоке от Южно-Баренцевской Центральнобаренцевским поднятием, в котором фундамент приподнят до 4—6 км.

СИБИРСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Расположенная в восточной части России Сибирская платформа по площади почти не уступает Восточно-Европейской. Она отличается от нее более возвышенным и расчлененным денудационным рельефом. Большую ее часть занимает Среднесибирское плоскогорье, лежащее в междуречье Лены и Енисея с высотами до 1—1,2 км в южной части, до 0,5 км в средней и до 0,9 км (Анабарское плато) и даже 1,7 км (плато Путорана) в северной части. Его пререзают долины правых притоков Енисея — Верхней Тунгуски (Ангары), Подкаменной и Нижней Тунгуски и левого притока Лены — Вилюя, впадающих в море Лаптевых рек Котуя (Хатанги), Анабара, Оленека. С юга-запада и юга плоскогорье обрамляют Енисейский кряж, хребты Восточного Саяна, Приморский и Байкальский хребты и Патомское нагорье. В юго-восточной части платформы находится сильно расчлененное Алданское нагорье с высотами от 1 до 2,5 км. Его южная часть, служащая водоразделом между бассейнами рек Алдана и Амура, называется Становым хребтом, а восточная окраина — хребтом Джугджур. Значительно меньшие площади занимают низменности — Северо-Сибирская, лежащая между северным краем Среднесибирского плоскогорья и плато Бырранга на п-ове Таймыр, и Центральная якутская — в среднем течении Лены и низовьях ее притоков Вилюя и Алдана. Почти на всей территории платформы, кроме ее западной окраины и долин крупнейших рек, распространена многолетняя мерзлота, мощность слоя которой возрастает к северу до несколько сотен и даже тысячи метров.

Первые отрывочные сведения о некоторых чертах геологии южной части Сибирской платформы были получены академическими экспедициями во второй половине XVIII в. Маршрутные геологические исследования на ее территории начались в последней трети XIX в. (А. Л. Чекановский, И. Д. Черский, В. А. Обручев) и были продолжены в начале XX в. (А. П. Герасимов, К. И. Богданович, С. В. Обручев). Систематическое геологическое изучение платформы развернулось в 30-х годах, а в послевоенный период вся ее площадь была закартирована в масштабах 1:1 000 000 и 1:200 000. На материале Сибирской платформы были разработаны важные проблемы геологии и метаморфизма раннедокембрийских комплексов (Д. С. Коржинский и др.), стратиграфии позднего докембрия и раннего палеозоя, трапшового и кимберлитового магматизма (В. С. Соболев и др.), тектоники древних платформ (Н. С. Шатский, Е. В. Павловский и др.). Здесь были открыты и разведаны многие месторождения рудных, нерудных и горючих ископаемых.

Сибирская платформа, как и Восточно-Европейская, обладает архейско-нижнепротерозойским метаморфическим фундаментом, на большей части ее площади покрытым рифейско-фанерозойским чехлом (рис. 24). В плане она имеет форму неправильного многоугольника,

несколько расширяющегося к югу. На северо-востоке и востоке — от дельты Лены до хр. Джугджур — платформа граничит с Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой областью, от которой отделяется на северо-востоке Предверхоянским краевым прогибом, а на более южном участке — Нельканской зоной краевых чешуйчатых дислокаций, на которую с востока надвинут по Бурхалинскому разлому Сетта-Дабанский антиклинорий Южно-Верхоянской складчатой системы. К юго-восточному углу платформы примыкает южное окончание Охотско-Чукотского позднемезозойского вулканического пояса.

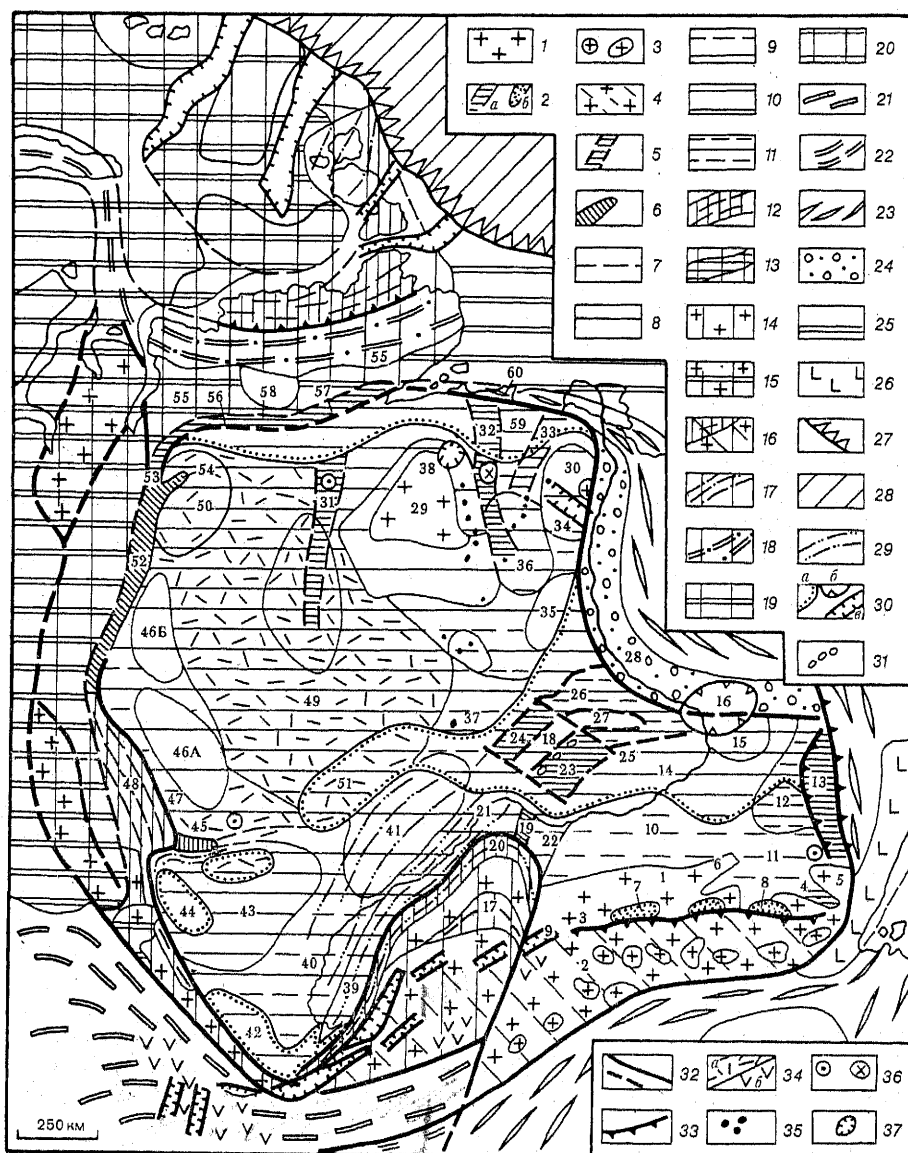


Рис. 24. Схема тектонического районирования Сибирской платформы и смежных мезотаттаплатформенных областей.

С юго-востока, юго-запада и запада платформу дугообразно огибает Урало-Монгольский подвижный пояс. Однако непосредственно с ней, а конкретно — с юго-восточным краем Алдано-Станового щита, граничит по Северо-Тукурингрскому глубинному разлому лишь самый восточный сегмент этого пояса — Восточнозбайкальско-Охотская мезозойская складчатая система, а между более западными его частями

1—11 — Сибирская платформа: 1—4 — щиты и другие выступы фундамента: 1 — выходы фундамента на поверхность, 2 — грабены и впадины, выполненные мезозойскими отложениями, 3 — мезозойские массивы гранитоидов, 4 — зоны раннепротерозойской и мезозойской тектономагматической активизации; 5—11 — Лено-Енисейская плита: 5 — погребенные авлакогены, выполненные верхним протерозоем или палеозоем, 6 — авлакогены, испытавшие инверсию, на поверхности, 7 — крылья щитов (моноклизы), 8 — антеклизы и своды в сложных антекклизах; 9 — седловины и крылья антеклиз и сводов, 10 — синеклизы и перикратонные впадины, 11 — наиболее глубокие части синеклиз; 12—20 — метаплатформенные области: 12 — авлакогеосинклинальные складчатые зоны (байкальские, салаирские и каледонские), 13 — то же, под фанерозойским чехлом, 14 — метаплатформенные массивы — выступы фундамента на поверхность, 15 — то же, под фанерозойским чехлом; 16 — зоны палеозойской и раннемезозойской тектономагматической активизации в авлакогеосинклинальных зонах и метаплатформенных массивах; 17—20 — метаплатформенные области без расчленения; 17 — нижне-среднепалеозойский чехол, деформированный в каледонскую и герцинскую эпохи, 18 — палеозойско-триасовый чехол, смятый в линейные складки в раннекиммерийскую эпоху, 19 — недеформированный палеозойский и мезокайнозойский чехол — поднятия, 20 — то же, впадины; 21—25 — подвижные (эпигеосинклинальные складчатые) области: 21 — зоны салаирид и каледонид и срединные массивы Урало-Монгольского пояса, 22 — зоны герцинид и ранних киммерид того же пояса, 23 — зоны поздних киммерид и срединные массивы Забайкальско-Охотской и Верхояно-Чукотской областей, 24 — позднекиммерийские краевые прогибы, 25 — чехол молодых плит в пределах подвижных поясов; 26 — Охотско-Чукотский позднемезозойский вулканический пояс; 27 — краевые зоны океанических впадин (континентальный склон); 28 — глубоководные впадины с корой субокеанического типа; 29 — линейные складчатые зоны в чехле платформы; 30 — контуры мезозойских (а), кайнозойских (б) впадин и кайнозойские грабены (в); 31 — соляные диапиры; 32 — крупные крутые разломы на поверхности и погребенные; 33 — крупные надвиги; 34 — зоны широкого развития основных вулканитов триасового (а) и неоген-четвертичного (б) возраста; 35 — кимберлитовые трубки; 36 — щелочно-ультрабазитовые и щелочные интрузивные массивы; 37 — предполагаемые крупные астроблемы. Структурные элементы, обозначенные на карте цифрами: 1—3 — Алдано-Становой щит (1 — Алданское сводово-глыбовое поднятие, 2 — Становое сводово-глыбовое поднятие, 3 — Северо-Становая зона разломов); 4 — Учурская (Улканская) впадина; 5 — Маймаканское (Батомгское) поднятие; 6 — Суянагинский горст; 7 — Чульманская впадина; 8 — Токинская впадина; 9 — Чарская впадина (грабен); 10 — Алданская моноклиза; 11 — Учуро-Майская ступень; 12 — Юдомо-Майская впадина; 13 — Нельканская зона краевых дислокаций; 14 — Вилюйская синеклиза; 15 — Якутское сводовое поднятие; 16 — Нижнеалданская наложенная впадина; 17 — Байкальская метаплатформенная область; 18 — Сунтарский горст; 19 — Уринский авлакоген; 20 — Байкало-Патомская складчатая зона; 21 — Нюйский прогиб; 22 — Березовский прогиб; 23 — Кемпендяйская грабенообразная впадина; 24 — Мархинская (Ыгыаттинская) грабенообразная впадина; 25 — Лунгинская впадина; 26 — Линденская впадина; 27 — Хапчагайский выступ; 28 — Предверхоянский краевой прогиб; 29 — Анабарский свод с выступом дорифейского фундамента; 30 — Оленекский свод; 31 — Котуйский авлакоген; 32 — Уджинский авлакоген; 33 — Хастахский авлакоген; 34 — Кютюнгдинский грабен; 35 — Мунский свод; 36 — Суханская впадина; 37 — Ботуобинская седловина; 38 — Попигайская кольцевая структура (астроблема?); 39—41 — Ангаро-Ленская ступень (39 — Прибайкальский прогиб; 40 — Непско-Присянская зона; 41 — Непский свод (Непско-Ботуобинская антеклиза)); 42 — Иркутско-Черемховская впадина; 43 — Тасеевская синеклиза; 44 — Канская впадина; 45 — Иркинеевский авлакоген; 46 — Байкитская (Вельминская) антеклиза (46А — Камовский свод, 46Б — Бахтинский свод); 47 — Приенисейский прогиб; 48 — авлакогеосинклинальное складчатое сооружение Енисейского кряжа; 49 — Тунгусская синеклиза; 50 — Курейская впадина; 51 — Ангаро-Вилюйский прогиб; 52 — Турухано-Норильский авлакоген; 53 — Игарская антиклинальная зона; 54 — Хантайско-Рыбинская антиклинальная зона; 55 — Енисейский (Пясино)-Хатагская впадина; 56 — Рассохинский вал; 57 — Балахнинский вал; 58 — Янгодо-Горбитский выступ; 59 — Лено-Хатагская впадина; 60 — Оленекская антиклинальная зона

и Сибирской платформой располагается несколько метаплатформенных областей. К среднему участку южного края платформы примыкает глыбо вдающаяся в нее Байкальская метаплатформенная область, внешняя Байкало-Патомская зона которой местами надвинута на платформу. К западу от Байкальской области, в районе Иркутска, южный край платформы образует прямой угол, обращенный вершиной к югу. Между ее юго-западным краем и Алтае-Саянской палеозойской складчатой областью Урало-Монгольского пояса лежит Енисейско-Присаянская метаплатформенная область, в которой глыбы раннедокембрийского метаморфического фундамента сочетаются с байкальскими авлакогеосинклинальными складчатыми зонами. Граница платформы с узкой юго-восточной частью этой области проходит вдоль предгорий Восточного Саяна по Бирюсинскому разлому, а с ее более широкой северо-западной частью — по разломам, ограничивающим с востока вдающееся в тело платформы байкальское складчатое сооружение Енисейского кряжа.

Западная граница платформы к северу от него условно проводится либо вдоль долины Енисея — между Турухано-Норильской зоной дислокаций и восточной окраиной Западно-Сибирской молодой плиты, по-видимому, наложенной на северное продолжение Енисейско-Присаянской метаплатформенной области, либо (если включить эту зону в состав последней) вдоль восточного края Турухано-Норильской зоны. Недостаточно ясно и положение северного края платформы между низовьями Енисея и Лены, где к северу от нее лежит Таймыро-Североземельская метаплатформенная область. Скорее всего границу между ними следует проводить внутри Северо-Сибирской низменности, вдоль погребенной под четвертичными и меловыми отложениями Енисей-Хатангской впадины Рассохинско-Балахинской зоны валлообразных поднятий и далее к востоку до дельты Лены — вдоль Оленекской антиклинальной зоны, ограничивающей с севера Лено-Хатангскую впадину.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Тектоническая структура древней Сибирской платформы во многом сходна со структурой Восточно-Европейской. Здесь также имеется один обширный выступ архейско-нижнепротерозойского фундамента — Алдано-Становой щит, занимающий юго-восточную часть платформы, и значительно меньший выступ — Анабарский массив в ее северной части (рис. 25). Верхнепротерозойско-фанерозойский платформенный чехол слагает огромную Лено-Енисейскую плиту, в несколько раз превышающую площадь выступов фундамента. Нижняя часть чехла в основном приурочена к ряду авлакогенов, заложенных в рифее и частично регенерированных в девоне. Вилуйско-Патомская система авлакогенов, подобно Днепровско-Донецкой, полуразделяет Сибирскую платформу на две неравные части — Алданский и Ангаро-Анабарский мегаблоки. В некоторых районах плиты известны диапировые структуры с соляными ядрами, но роль этих структур на Сибирской платформе гораздо более скромна, чем на Восточно-Европейской. Важным отличием Сибирской платформы является мощное развитие вулканических образований и интрузивных тел раннетриасовой трапповой формации, которые слагают верхнюю часть чехла обширной Тунгусской синеклизы и пронизывают нижележащие горизонты фундамента (рис. 26). К своеобразным особенностям Сибирской платформы относятся также широкое распространение каледонских линейно-складча-

тых дислокаций в платформенном чехле Ангаро-Ленской зоны и глубоких мезозойских грабенов и надвигов в структуре Алдано-Станового щита, а также прорывание его множеством мезозойских кислых и щелочных интрузий, связанное с охватившей юго-восточную часть этой платформы тектономагматической активизацией. Наконец, значительная часть Сибирской платформы, в отличие от Восточно-Европейской, испытала неотектонические поднятия, достигающие местами 1—2 км.

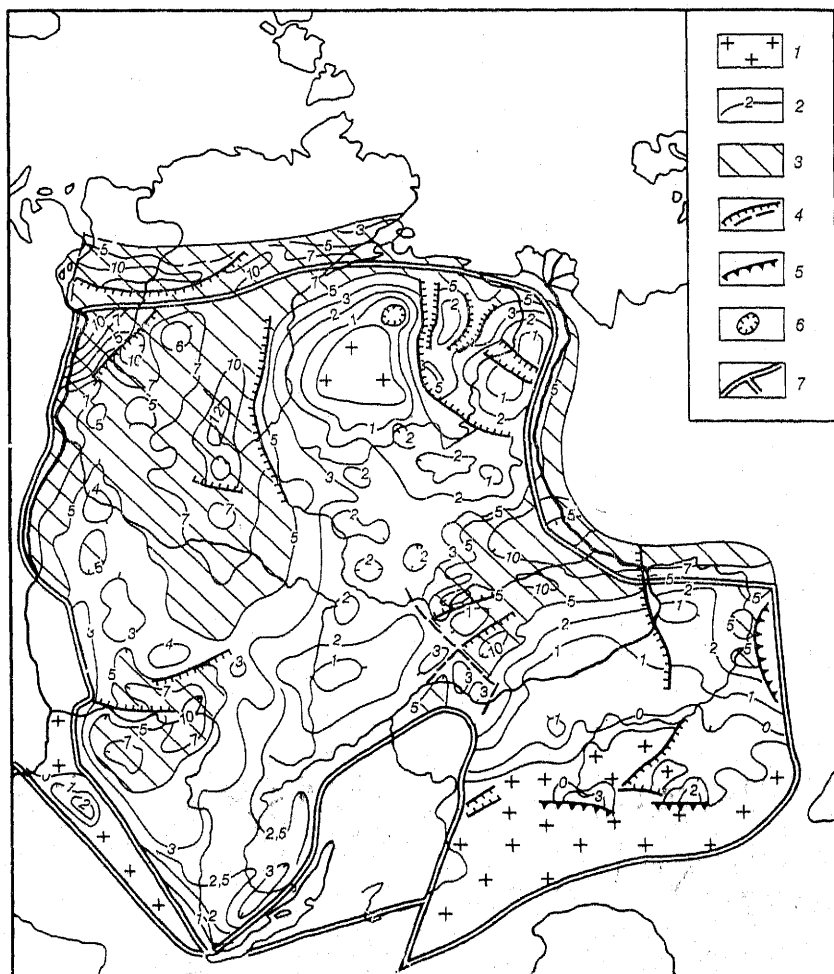


Рис. 25. Схематическая карта рельефа фундамента Сибирской платформы. Сост. с использованием карт Н. В. Неволина и др., Г. С. Гусева, Г. С. Фрадкина и др.

1 — выходы архейско-нижнепротерозойского фундамента; 2 — изолинии глубин залегания поверхности фундамента, км; 3 — районы, где эта поверхность лежит глубже 5 км; 4 — крутые разломы в фундаменте, смещающие чехол; 5 — то же, пологие (надвиги); 6 — предполагаемые астроблемы; 7 — границы Сибирской платформы и смежных метаплатформенных областей

Алдано-Становой щит отличается от щитов Восточно-Европейской платформы большей сложностью рельефа поверхности фундамента,

обусловленной блоковыми подвижками в мезозое и кайнозое и присутствием многочисленных мезозойских интрузий. С востока, юга и запада щит граничит по разломам с протерозойскими, палеозойскими и мезозойскими складчатymi зонами, но в его крайней юго-западной части граница щита маскируется телами палеозойских и мезозойских гранитоидов и становится неопределенной. Сложная конфигурация северной границы щита, где фундамент скрывается под рифейскими или вендско-кембрийскими отложениями чехла, отражает наличие ряда частных позднепротерозойских и фанерозойских впадин и поднятий. Щит состоит из двух сводово-глыбовых поднятий — Алданского на севере

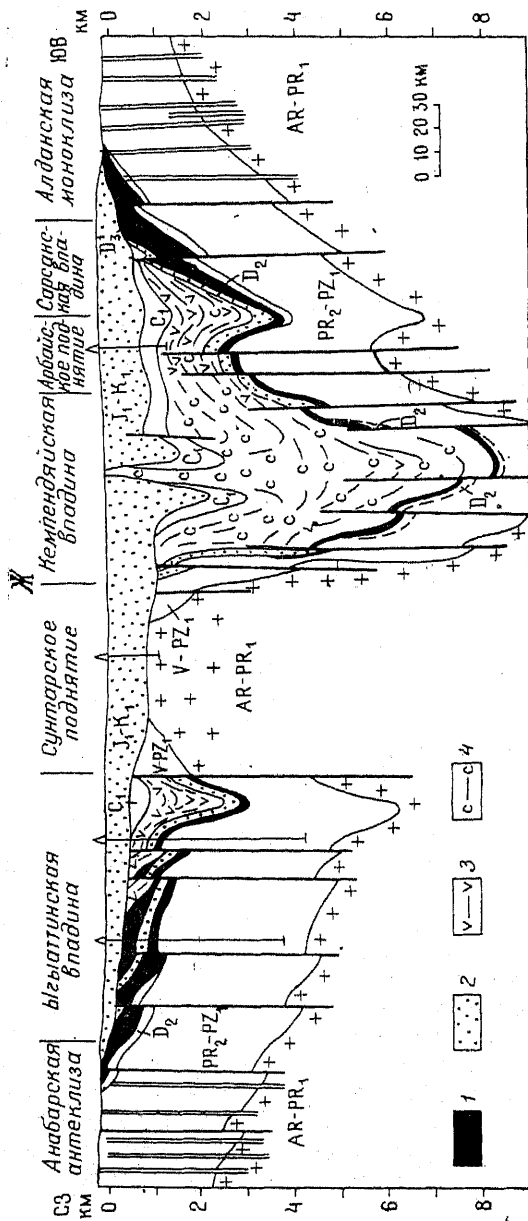


Рис. 26. Геологические профили через разные районы Сибирской платформы: А — средняя часть Тугусской синеклизы (по А. Э. Конторовичу и В. С. Старосельцеву); Б — Иринево-ский авлакоген (по О. А. Вотаху и Б. В. Шибистову); В — Ангаро-Ленская ступень и Ирбайкальский прогиб (по В. Е. Ханну); Г — Вилюйская синеклиза (по В. Е. Бакину и Д. П. Сидорову); Д — Уринский авлакоген (по Н. М. Чумакову); Е — Чульманская впадина (по П. В. Данкевичу); Ж — Патомско-Вилюйская система, погребенная под юрско-меловым чехлом Вилюйской синеклизы (по В. В. Гайдуку, 1985). 1 — толщи базальтов; 2 — толщи песчаников; 3 — вулканогенно-осадочные толщи; 4 — соленосные толщи верхнего девона

и Станового на юге, — разделенных широкой (до 50—100 км) субширотной Северо-Становой зоной разломов глубокого заложения, подвиги по которым происходили с позднего архея до кайнозоя.

На большей части площади Алданского поднятия поверхность метаморфического фундамента воздымается до 1—2 км, но в ряде осложняющих его структуру впадин она погружается ниже нуля, а местами даже до —2—4 км. В самой восточной части поднятия находится выполненный рифеем Учурский авлакоген, наследующий Улканскую грабенообразную впадину, возникшую в конце раннего протерозоя. Вдоль южного края поднятия вытянута субширотная цепочка асимметричных грабенообразных впадин (Чульманская, Токкинская и др.), выполненных мощными (до 3—5 км) континентальными отложениями юры и нижнего мела. С севера они ограничены нормальными ступенчатыми конседиментационными сбросами, а с юга — взбросами и надвигами, по которым во второй половине мела архейские образования Северо-Становой зоны были надвинуты на мезозойские отложения, деформировав их в южных частях впадин. Первоначально эта Южно-Алданская зона впадин развивалась в условиях субмеридионального растяжения, а затем подверглась сильному сжатию с юга (со стороны Станового поднятия). На западную окраину Алданского поднятия в конце неогена-антропогене была наложена грабенообразная Чарская впадина — самая восточная из впадин позднекайнозойской Байкальской рифтовой системы.

В Становом поднятии фундамент в целом приподнят до 1,5—2 км, но его юго-западная часть разбита разломами юго-западного протирания на ряд горстов и узких асимметричных грабенов, принадлежащих Забайкальско-Восточномонгольской позднемезозойской рифтовой системе. Как и грабены Южно-Алданской зоны, они развивались в режиме растяжения, сменившегося позднее горизонтальным сжатием.

Тектономагматическая активизация, охватившая Становое поднятие во второй половине мезозоя, проявилась также в формировании многочисленных батолитов гранитоидов и комагматичных им вулканитов, останцы которых сохранились на отдельных ее участках. В восточной части Алданского поднятия имеются более мелкие массивы раннемеловых гранитоидов, а в его западной части — массивы щелочных пород.

Небольшой треугольный в плане **Анабарский выступ** архейского фундамента в центре одноименного свода в северной части платформы морфологически напоминает щит. Однако в отличие от типичных щитов он не является остаточным поднятием, так как на протяжении венда и кембрия участвовал в погружении, общем со смежными частями Лено-Енисейской плиты, и лишь позднее стал испытывать воздымание. Еще один, ничтожного размера Оленекский выступ нижнепротерозойского фундамента находится на северо-восточном крыле платформы.

В структуре нижних горизонтов чехла Сибирской платформы важную роль играют рифейские авлакогены. Однако в связи с ее недостаточной изученностью методами бурения и геофизики, по-видимому, выявлены и изучены в основном лишь те авлакогены, которые в ходе своего развития испытали инверсию и (или) регенерацию в палеозое. Большинство их относится к типу входящих авлакогенов, проникающих в глубь платформы со стороны обрамляющих складчатых или метаплатформенных областей. Близ западной окраины платформы находятся Иркинеевский и Турухано-Норильский авлакогены, в северной ее части — Котуйский, Уджинский, Хастахский и другие, близ юго-восточ-

ного края — Юдомо-Майский и уже упоминавшийся Учурский. На среднем, суженном участке платформы между Алданским и Ангаро-Анабарским мегаблоками находятся Уринский авлакоген и расположенные на его северо-восточном продолжении грабены, принадлежащие к Вилюйско-Патомской палеорифтовой системе. Мы вернемся к рассмотрению авлакогенов при описании соответствующих районов Лено-Енисейской плиты.

Восточная часть плиты, лежащая к северу от Алдано-Станового щита, — Алданская моноклиза — в основном характеризуется очень пологим погружением к северу нижних горизонтов платформенного чехла, сложенных вендом (юдомием) и кембрием, до глубин 1—2 км. На северо-восточной окраине щита на фундаменте субгоризонтально залегают рифейские отложения, слагающие Учуро-Майскую ступень («плиту»). К северо-востоку она переходит в довольно глубокую Алдано-Майскую перикратонную впадину, ограниченную с востока Нельканской зоной краевых чешуйчато-надвиговых дислокаций в породах рифея, венда, кембрия и юры. На западном краю Алданской моноклизы фундамент более круто погружается к северо-западу в сторону Березовской впадины.

На участке «пережима» платформы между Алданским и Ангаро-Анабарским мегаблоками в северо-восточном направлении простирается широкая (250—300 км) Патомско-Вилюйская зона тектонических нарушений. Для нее характерны сильная раздробленность фундамента, резкие перепады глубин его кровли от сотен метров до 12—14 км, максимальные мощности чехла, сложная структура его нижних этажей и широкое развитие девонских вулканитов. Возможно, что в ее фундаменте присутствуют нижнепротерозойские образования, тесно связанные с таковыми Байкальской области. В чехле этой зоны различаются три структурных этажа, разделенных несогласиями: рифейско-силурийский (байкало-каледонский), девонско-пермский (герцинский) и юрско-меловой (позднекембрийский). Два глубоких поперечных разлома разделяют Патомско-Вилюйскую зону на три различно построенных сегмента.

В осевой части юго-западного сегмента развиты мощные (до 6—8 км) рифейские отложения, которые вместе с вендом, а возможно, и нижним палеозоем заполняли глубокий Уринский авлакоген, отходивший к северо-востоку от Патомского прогиба Байкальской метаплатформенной области. Испытав в конце своего развития сжатие и инверсию, он превратился к началу девона в одноименный узкий Уринский антиклинорий, обрамленный с запада и востока Нюйским и Березовским синклиналиными прогибами. Вместе они образуют каледонскую складчатую зону, погружающуюся к северо-востоку под юрско-меловой чехол Вилюйской синеклизы.

Строение скрытых под ним среднего и северо-восточного сегментов Патомско-Вилюйской зоны выявлено по данным бурения и геофизических работ. В среднем сегменте рифейско-силурийский этаж несогласно перекрыт мощными (до 3—5 км) средне-верхнедевонскими осадочными (в том числе соленосными) и вулканическими образованиями и менее мощным карбоном, слагающим среднепалеозойскую Вилюйскую палеорифтовую систему. Ее образуют Мархинская (Ыгыаттинская) и Кемпендяйская грабенообразные впадины глубиной соответственно до 6—7 и 8—11 км, разделенные Сунтарским горстом, где архейский фундамент приподнят почти до уровня моря. В еще более погруженном северо-восточном сегменте выделяются Линденская и Лунгхинская впадины (до 10—14 км), разделенные Хапчагайским поднятием, где

фундамент лежит на глубинах 5—8 км. В позднем палеозое или триасе в грабенах произошли взбросовые подвижки и выполняющие отложения были надвинуты на их борта.

Таким образом, в Патомско-Вилуйской зоне устанавливаются два цикла горизонтального растяжения и формирования палеорифтовых структур, завершившихся деформациями сжатия. Позднепротерозойская эпоха растяжения, когда образовался Уринский авлакоген, сменилась каледонской эпохой сжатия, завершившейся в раннем девоне. В среднем-позднем девоне возобновилось растяжение, сопровождавшееся извержениями базальтов и трахитов, и на продолжении Уринского авлакогена и смежных с ним впадин возникла (или была регенерирована) Вилуйская палеорифтовая система, в свою очередь подвергшаяся некоторому сжатию в конце герцинского или древнекиммерийского цикла.

В середине мезозоя на эродированные палеозойские структуры этой системы была наложена выполненная субгоризонтально залегающими юрскими и меловыми отложениями (до 2—4 км) окраинная Вилуйская синеклиза, переходящая к северо-востоку в Предверхоанский краевой прогиб. По своему положению и истории формирования она аналогична Московской и Украинской синеклизам на Русской плите, образовавшимся соответственно над Среднерусской системой авлакогенов и Днепровско-Донецким авлакогеном после завершения их активного развития. В наиболее глубокой части Вилуйской синеклизы, расположенной над Кемпендяйской грабенообразной впадиной, юрско-меловой комплекс протыкают одноименные диапировые структуры с ядрами из верхнедевонской соли. Менее глубокая восточная часть Вилуйской синеклизы образовалась над северным продолжением Алданской моноклизы и расположенным у слияния Лены и Алдана небольшим Якутским сводом. В палеогене — неогене на Якутский свод и смежный участок Предверхоанского прогиба была наложена неглубокая Нижнеалданская впадина.

На северо-востоке платформы находится обширная и сложно устроенная Анабарская антеклиза. В ее северо-западной и северо-восточной частях расположены Анабарский и Оленекский выступы фундамента. Чехол Анабарской антеклизы слагают отложения рифея, венда и кембрия, а ее обращенные к Тунгусской синеклизе западные и юго-западные склоны — также ордовика и силура. Рифейский комплекс (до 1—2 км) в основном приурочен к нескольким субмеридиональным авлакогенам — Котуйскому к западу от Анабарского свода и Восточно-Анабарскому, Уджинскому и Хастахскому, лежащим между Анабарским и Оленекским сводами. В Уджинском авлакогене в конце рифея началось инверсионное поднятие, периодически возобновлявшееся в палеозое и мезозое, а в среднем (?) палеозое образовались щелочные массивы центрального типа. В Котуйском авлакогене в конце перми и триасе мощно проявился эффузивный и интрузивный магматизм.

В начинающемся с венда плитном комплексе Анабарской антеклизы вырисовываются три свода: на северо-западе — наиболее крупный Анабарский, на северо-востоке — Оленекский свод, осложненный неглубоким и позднепалеозойским Кютюнгинским грабеном, а на юго-востоке — небольшой и наименее приподнятый Мунский. Между сводами в центре антеклизы расположена Суханская впадина, образовавшаяся над южной частью Уджинского авлакогена. Постепенно сужаясь и погружаясь к югу, Анабарская антеклиза переходит в районе г. Мирного в Ботубинскую седловину, связывающую ее с Непской антеклизой и разделяющую Тунгусскую и Вилуйскую синеклизы. Всю Анабарскую антеклизу от Ботубинской седловины на юге до восточного скло-

на Анабарского и западного склона Оленекского свода пересекает широкая, раздваивающаяся на севере полоса распространения многочисленных палеозойских и мезозойских кимберлитовых трубок. К северному краю Анабарского свода приурочена Попигайская палеорифтовая кольцевая структура (астролема?).

В южной части платформы вдоль ее границы с Байкальской областью от Нюйского прогиба на северо-востоке до Присаянья на юго-западе простирается широкая (250—300 км) полоса распространения кембрийских и ордовикских отложений — Ангаро-Ленская ступень. Фундамент в ней залегает на глубинах от 1,5 до 3 км, тогда как на юго-востоке, в Байкальской области, он выходит на поверхность, а северо-западнее — в Тунгусской и Тасеевской синеклизах — опущен ниже — 4 км.

В пределах ступени выделяются две продольные зоны — прилегающий к краю платформы Прибайкальский прогиб и расположенная северо-западнее Непско-Присаянская зона, имеющая форму широкого плоского вала. Относительно более приподнята ее северо-восточная часть — овальная в плане Непская антеклиза (или свод). Прибайкальский прогиб, в основном выполненный верхнерифейскими, молассовидными вендскими, а также кембрийскими отложениями, в том числе соленосной толщей нижнего кембрия, иногда несколько условно рассматривается как краевой прогиб, образовавшийся вдоль фронта Байкало-Патомской складчатой зоны. К Прибайкальскому прогибу, а также северной половине Непско-Присаянской зоны приурочены многочисленные линейные гребневидные складки, нередко осложненные продольными, падающими к юго-востоку взбросо-надвигами. Формирование складок сопровождалось нагнетанием нижнекембрийской соли в ядра антиклиналей. Книзу большинство складок затухает. Складки этой Ленской системы возникли не раньше конца силура, по-видимому, под влиянием горизонтального сжатия со стороны Байкальской области. Судя по наличию пологих складок в присутствующих в южной части Прибайкальского прогиба несогласно залегающих континентальных юрских и неогеновых отложениях, складкообразовательные деформации в этой зоне впоследствии возобновлялись после юры и в конце кайнозоя.

В крайней юго-западной части Ангаро-Ленской зоны располагается выполненная юрскими угленосными отложениями неглубокая Иркутская впадина. Она вытянута в северо-западном направлении вдоль подножия Восточного Саяна и играет роль предгорного прогиба по отношению к этому сооружению, испытавшему в мезозое дейтероорогенез. У истока Ангары архейские породы восточного окончания Восточного Саяна надвинуты к северу по субгоризонтальной поверхности мезозойского Ангарского надвига (шарьяжа) на юру Иркутской впадины.

К западу от южной части Ангаро-Ленской ступени располагается глубокая (до —6—8 км) Тасеевская синеклиза, ограниченная с юго-запада и запада байкальскими складчатыми сооружениями Енисейско-Присаянской метаплатформенной области. Она выполнена в основном верхнерифейскими и вендскими отложениями молассового типа, накапливавшимися в примыкавшем к этим сооружениям краевом прогибе, и платформенными отложениями кембрия и ордовика. В юго-западной части синеклизы — Канской впадине — выше слабо несогласно залегает континентальный девон, в свою очередь несогласно перекрытый угленосной юрой. В северной части Тасеевской синеклизы, как и в южной части соседней Тунгусской синеклизы, выше ордовика присутствуют нижний силур, континентальная угленосная толща среднего карбо-

на — перми, траппы нижнего триаса и маломощная континентальная юра.

Иркинеевский авлакоген, отходящий к востоку от южного края байкальского сооружения Енисейского кряжа и ограничивающий Тасеевскую синеклизу с севера, в структуре дорифейского фундамента представляет грабенообразный прогиб, выполненный толщами рифея. В конце рифея они были смяты в складки, а затем несогласно перекрыты отложениями венда и нижнего палеозоя. В конце триаса (?) Иркинеевская зона вместе со смежной частью Тасеевской синеклизы подверглась повторным пологоскладчатым деформациям. Севернее Иркинеевского авлакогена, отделяясь от сооружения Енисейского кряжа узким Приенисейским прогибом, располагается удлиненная в северо-западном направлении Байкитская антеклиза. Ее чехол сложен вендскими, кембрийскими, ордовикскими, а в северной части и силурийскими отложениями. Поверхность добайкальского фундамента осложнена несколькими сводами с глубиной ее залегания до 2—3 км. Байкитская антеклиза, Тасеевская синеклиза и Ангаро-Ленская ступень, обрамляемые с юго-запада складчатыми сооружениями Енисейско-Присаянской и Байкальской областей, в свою очередь обрамляющие южную часть Тунгусской синеклизы, вместе образуют дуговидную зону, названную Э. Зюссом «Иркутским амфитеатром».

К северу от него находится самая обширная и своеобразная впадина Сибирской платформы — Тунгусская синеклиза, разрез которой завершает мощный раннетриасовый трапповый комплекс. С востока ее ограничивает Анабарская антеклиза, с запада — Турухано-Норильская зона, а на севере она «уходит» под верхнемезозойский чехол Енисей-Хатангской впадины. Кровля фундамента в южной части Тунгусской синеклизы, вероятно, опущена на глубины до 5—7, а в северной — до 8—10 км.

В основании чехла синеклизы некоторые исследователи предполагают существование ряда рифейских авлакогенов, но достоверно установлены лишь некоторые из них (Котуйский, Норильский). Плитный комплекс включает отложения венда, кембрия (в том числе мощные соленосные толщи нижнего кембрия), ордовика, нижнего силура, а в ее северо-западной части — также верхнего силура, девона и нижнего карбона.

Контуры Тунгусской синеклизы стали намечаться во время накопления позднепалеозойской угленосной серии и в основном определились в период формирования раннетриасового траппового комплекса. В структуре синеклизы вырисовываются несколько впадин, разделенных слабо выраженными поднятиями: Ванаварская впадина в ее южной части, Нижнетунгусская — в средней и наиболее глубокая Курейская — в северо-западной части, где мощность траппов достигает 2—2,5 км. Образованием траппового комплекса завершилось длительное погружение Тунгусской депрессии, происходившее с венда — раннего кембрия. Лишь в ее юго-восточной части (в Ангаро-Вилуйском прогибе) в ранней-средней юре возобновилось слабое погружение и накапливались маломощные континентальные осадки. В пределах Курейской впадины в кайнозойе возникло округлое сводовое Путоранское поднятие, выраженное в рельефе одноименным нагорьем с высотами до 1,7 км.

Важное место в структуре синеклизы занимают интрузивные тела основного и в меньшей мере щелочно-ультраосновного состава, входящие в трапповый комплекс или связанные с ним. Наиболее широко распространены дайки и силлы долеритов; мощность последних может

достигать сотен метров, а площадь — тысяч квадратных километров. Большинство силлов и даек обнажается в краевых частях Тунгусской, а также Тасеевской синеклиз, что говорит о приуроченности значительной части магмовыводящих разломов к бортам этих вулканоактивных в раннем триасе впадин, но отчасти связано с большей глубиной эрозионного среза в этих зонах. Большинство долеритовых интрузий внедрялось в подстилающие трапповый комплекс верхне-, средне- и, главным образом, нижнепалеозойские отложения. Силлы образуют в них ряд этажей суммарной мощностью до 1 км и более. Заметную роль в структуре синеклизы играют мелкие интрузии центрального типа, штоки, некки и взрывные вулканические трубки. В ее юго-западной части, близ окончания Иркинеевского авлакогена, находится Чадобецкий щелочно-ультраосновной массив центрального типа, приуроченный к небольшому куполовидному поднятию.

Турухано-Норильская зона дислокаций, ограничивающая Тунгусскую синеклизу с запада, включается в состав древней Сибирской платформы несколько условно, так как представления о возрасте фундамента в прилегающей к ней с запада зоне Западно-Сибирской плиты недостаточно ясны. Возможно, что она, как и сооружение Енисейского кряжа, принадлежит к северной части Енисейско-Присаянской метаплатформенной области. Южная часть зоны выражена Туруханским антиклинальным поднятием, в ядре которого обнажается складчатый рифей, а на восточном крыле — несогласно перекрывающие его вендские и палеозойские отложения. На севере оно расщепляется на две антиклинальные зоны. Западная — Игарская — зона, сложенная в ядре рифеем, сохраняет долгое простираение, а восточная — Хантайско-Рыбинская, сложенная породами от кембрия до перми, направляется к север-северо-востоку. Их разделяет широкая Норильская синклиналь, выполненная нижнетриасовым трапповым комплексом.

Турухано-Норильская зона формировалась в течение двух крупных этапов, которым отвечало накопление средне-верхнерифейского и венд-нижнетриасового комплексов, разделенных несогласием, доходящим местами до 90°. Тектоническая природа и структурная позиция рифейского комплекса недостаточно ясны. Карбонатные отложения рифея в Туруханском поднятии близки к платформенным, но в Игарском поднятии в составе среднего (?) рифея присутствуют вулканы основного состава. Возможно, что к западу от Турухано-Норильской зоны располагался массив с добайкальским фундаментом, и она представляла в рифее авлакогеосинклинальный прогиб, который перед вендом испытал инверсию и превратился в авлакогеосинклинальную складчатую зону. Не исключено, однако, что эта зона являлась авлакогеном и предвендские деформации имели локальный, приразломный характер. Существует также предположение, что Туруханская зона приурочена к границе добайкальской платформы с байкальской геосинклинальной областью, и рифейские отложения в ней были затронуты складчатостью вместе с последней.

Венд, палеозой и вулканогенный нижний триас в этой зоне сходны с таковыми Тунгусской синеклизы, но некоторые горизонты отличаются увеличением или сокращением мощностей, что говорит о ее повышенной подвижности. В Туруханском и Хантайско-Рыбинском поднятиях присутствуют пластовые интрузии траппов, особенно мощные в районе Норильска.

После раннего триаса, но до начала юры в Турухано-Норильской зоне возник ряд крупных линейных складок, осложненных продольными разломами, в строении которых участвуют породы от венда до ниж-

него триаса, а также повторно деформированные породы рифея. Эти складки одновозрастны древнекиммерийским дислокациям Иркенеевской зоны, а также Таймыра, Пай-Хоя и Новой Земли. Вопрос о северном продолжении Турухано-Норильской зоны недостаточно ясен. Скорее всего главная ее ветвь около 70° с. ш. поворачивает к восток-северо-востоку и продолжается под Енисей-Хатангской впадиной, смыкаясь на востоке со складками Оленекской зоны или Южного Таймыра. В этой обширной впадине, отделяющей Сибирскую платформу от складчатого сооружения Таймыра, под маломощными четвертичными осадками залегают мощные (до 3—5 км) меловые и юрские отложения; они образуют ряд пологих прогибов, разделенных Рассохинско-Балахнинской зоной, состоящей из нескольких кулисно расположенных валоподобных поднятий восток-северо-восточного простирания. Юра несогласно залегает на различных горизонтах вулканогенного, а на востоке — терригенного нижнего триаса и терригенного верхнего палеозоя, в свою очередь подстилаемых терригенно-карбонатными отложениями среднего и нижнего палеозоя.

На южном крыле впадины, вероятно обладающем дорифейским фундаментом, палеозой и триас слагают пологую моноклиналию, а на северном — смяты в линейные складки, в основном сформированные в конце триаса. В центре северного крыла вырисовывается изометричное Янгодо-Горбитское поднятие, к которому приурочен кольцеобразный гравимагнитный максимум. Характер структуры глубоко погруженных образований палеозоя и триаса в Рассохинско-Балахнинской зоне недостаточно ясен. Однако приуроченность к ней резких линейных гравимагнитных максимумов позволила предположить, что они обусловлены крупными интрузивными телами базит-ультрабазитового состава, внедрившимися вдоль раннетриасовой раздвиговой зоны, возможно, лежащей на продолжении Турухано-Норильской зоны. В конце триаса эта зона испытала сжатие, поднятие и денудацию, а в конце мезозоя снова подверглась пологим деформациям, роль которых возрастает к востоку.

Восточным продолжением южного крыла Енисей-Хатангской впадины служит Лено-Хатангская впадина, в которой юрско-нижнемеловой комплекс несогласно налегает на пермтриасовый. Ее широкое южное крыло осложнено вдающимся к югу структурным заливом, наложенным на северные погребенные участки Уджинского и Хастахского авлакогенов. Вдоль южного борта впадины тянется зона развития раннетриасовых пластовых долеритовых интрузий, пересекающая на востоке Оленекский свод. С севера ее ограничивает узкая Оленекская антиклинальная зона, служащая западной затухающей ветвью Верхоянского мезозойского складчатого сооружения. На ее западном окончании в районе Нордвика расположена группа диапиров с ядрами из девонской соли.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

В геофизическом отношении Сибирская платформа изучена слабее Восточно-Европейской. Мощность коры в районах с неглубоким залеганием фундамента превышает 40 км, а на Алдано-Становом и Анабарском выступах доходит до 45—48 км. В крупных впадинах мощность коры меньше и обычно не достигает 40 км (Енисей-Хатангская, южная часть Тунгусской), а в Вилюйской — даже 35 км, но в северной части Тунгусской впадины составляет 40—45 км. Мощность оса-

дочной толщи варьирует от 0 до 5 и даже до 10—12 км в некоторых глубоких впадинах и авлакогенах.

Гравитационное поле платформы сравнительно спокойно и отражает влияние структурно-вещественных неоднородностей в ее фундаменте и чехле (в частности, плотных базит-ультрабазитовых интрузий в Тунгусской и Енисей-Хатангской впадинах) и мощности последнего. Аномальное магнитное поле отражает особенности структуры фундамента и мощность чехла в глубоких впадинах, а в Тунгусской и Енисей-Хатангской впадинах — также влияние высоконамагниченных тел траппового комплекса. Восточная половина платформы, кроме Вилюйской синеклизы, характеризуется линейными магнитными аномалиями высокой интенсивности субмеридионального и юго-восточного простирания, обусловленными влиянием структур в архейском комплексе. В Становой зоне Алданского щита преобладают аномалии субширотного и запад-юго-западного простирания. На большей части западной половины платформы четко выраженные линейные аномалии отсутствуют. Мелкопятнистый рисунок магнитного поля в Тунгусской синеклизе в основном отражает влияние долеритовых и габбровых интрузий траппового комплекса, особенно крупных в ее краевых зонах. В пределах Иркутского амфитеатра преобладают слабоудлиненные аномалии невысокой интенсивности, обусловленные структурами в глубоко погруженном архейском (?) фундаменте, а в Енисей-Хатангской впадине — резкие линейные и кольцевые положительные аномалии, вероятно, связанные с влиянием крупных базит-ультрабазитовых интрузий. Почти вся территория Сибирской платформы, кроме ее северо-западной окраины, юго-западной (Иркутский амфитеатр) и юго-восточной (Алдано-Становой щит) частей, характеризуется более низкими, чем на Восточно-Европейской платформе, величинами плотности теплового потока, не превышающими 30—40, а местами даже 20 мВт/м², т. е. составляющими лишь около половины его среднего значения для поверхности Земли. Подавляющая часть теплового потока обусловлена энергией радиоактивного распада в коре, а вклад в него мантийного тепла крайне мал. В окраинных зонах платформы плотность теплового потока возрастает до 40—50 мВт/м², а в юго-западной части Алдано-Станового щита, куда проникает восточное окончание Байкальской рифтовой зоны, даже до 50—70 мВт/м².

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ЭТАПЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Самый крупный выступ метаморфического фундамента, в котором наблюдаются наиболее полные разрезы архея и нижнего протерозоя, выражен Алдано-Становым щитом в юго-восточной части Сибирской платформы. В значительно меньшем Анабарском выступе на севере платформы в основном обнажаются архейские, а в небольшом Оленекском выступе — нижнепротерозойские образования. О строении фундамента на остальной, подавляющей части ее площади, где он скрыт под мощным платформенным чехлом, можно судить по разрезам немногих скважин, геофизическим материалам и экстраполируя данные о его выходах на поднятиях.

Алдано-Становой щит сложен в основном архейскими и в меньшей мере нижнепротерозойскими метаморфическими и интрузивными образованиями. На ряде участков, главным образом в южной половине щита, дорифейский фундамент прорван палеозойскими и мезозойскими интрузиями. Основы стратиграфии архея были заложены в 30-х годах Д. С. Коржинским. Фундамент щита изучали также А. А. Арсеньев,

Ю. К. Дзевановский, Е. В. Павловский, Н. Ф. Фролова, а позднее — В. Л. Дук, Б. Г. Лутц, В. М. Моралев, Л. И. Салоп, Р. Ф. Черкасов, В. И. Шульдинер и другие исследователи, однако до сих пор остаются спорными вопросы о древнейших образованиях этого региона, их абсолютный возраст и соответственно по-разному рисуется развитие щита в раннем докембрии.

В строении его фундамента выделяются два главных мегаблока — северный Алданский и южный Становой, разделенные зоной Северо-Станового глубинного разлома (рис. 27). Наиболее полный разрез изучен в Алданском мегаблоке, где выделяется до 5 основных комплексов.

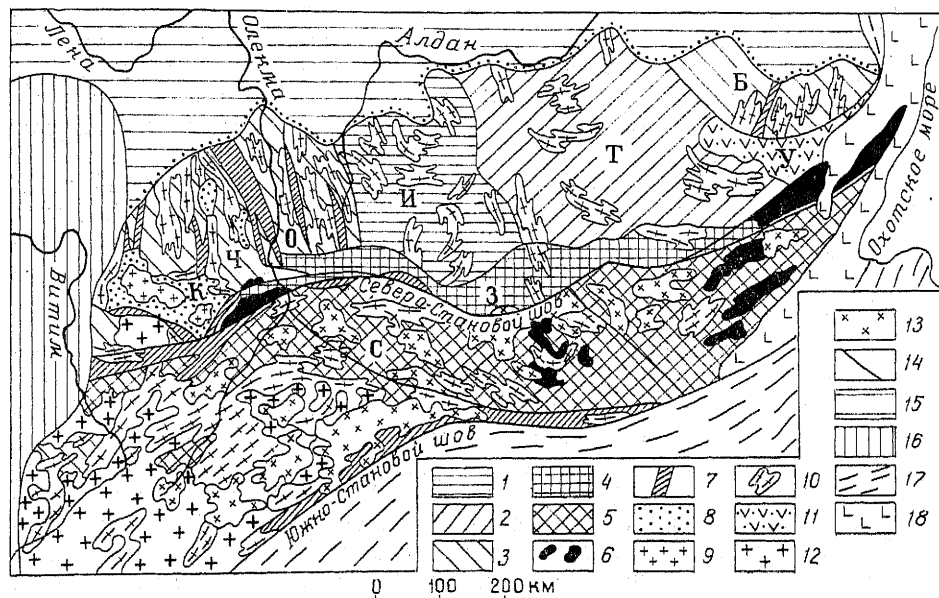


Рис. 27. Схема геологического строения архейско-нижнепротерозойского фундамента Алдано-Станового щита.

1—3 — Алданский комплекс нижнего архея, в основном слагающий Алданский мегаблок: 1 — иенгурская серия, слагающая Иенгурский блок (И), 2 — тимптонская и джелгулинская серии, слагающие Тимптоно-Учурский блок (Т), 3 — олекминская, чарская и другие серии, слагающие Олекминский (О), Чарский (Ч) и Багомгский (Б) блоки; 4 — курультино-гонамский и сутамский комплексы нижнего архея (катархея?), в основном слагающие зону сочленения Алданского и Станового мегаблоков — Зверевско-Сутамский блок (З); 5 — Становой комплекс нижнего (?) архея, подвергшийся диафторезу в позднем архее — раннем протерозое, в основном слагающий Становой мегаблок (С); 6 — верхнеархейские — нижнепротерозойские массивы анортозитов, габброндов, пироксенитов; 7 — «троговой» терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс верхов архея, выполняющий узкие грабенообразные прогибы; 8 — удоканская терригенная серия нижнего протерозоя, выполняющая Кодаро-Удоканскую протоплатформенную впадину (К); 9 — Кодаро-Кеменский нижнепротерозойский лополит аллохтонных порфириовидных гранитов; 10 — нижнепротерозойские автохтонные гранитоиды и гранитогнейсы; 11 — улканская терригенно-вулканогенная серия верхов нижнего протерозоя, выполняющая Улканскую проторифтовую грабенообразную впадину (У); 12 — ниже-среднепалеозойские гранитоидные массивы; 13 — верхнемезозойские гранитоидные и сиенитовые массивы в Становом мегаблоке; 14 — крупные разломы, пересекающие фундамент щита; 15 — верхнепротерозойско-фанерозойский чехол Лено-Енисейской плиты Сибирской платформы; 16 — Байкальская метаплатформенная область; 17 — Забайкальско-Охотская и Верхояно-Чукотская эпигеосинклинальные складчатые области; 18 — Охотско-Чукотский верхнемезозойский краевой вулканический пояс. Верхнепротерозойские и фанерозойские образования, за исключением крупных гранитоидных и сиенитовых интрузивных массивов, в пределах щита «сняты»

Его центральную и восточную части слагает мощный алданский комплекс архея, подвергшийся метаморфизму гранулитовой ступени (рис. 28). В нем выделяются три серии, поля развития которых сменя-

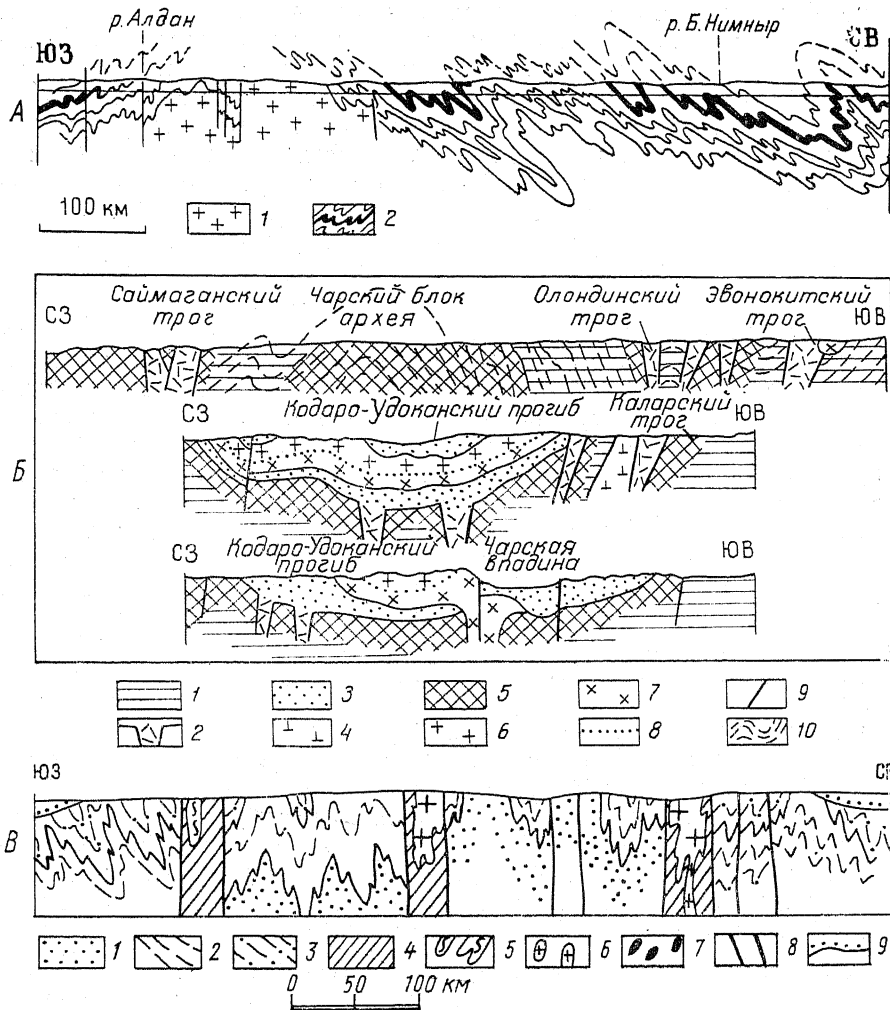


Рис. 28. Геологические разрезы докембрия Алдано-Станового щита и Анабарского массива.

А — структурные формы алданского комплекса нижнего архея в средней части Алданского мегаблока (по Л. И. Салопу): 1 — аляскитовые граниты; 2 — различные свиты иенгской и тимптонской серий архея. Б — структурные формы архея и нижнего протерозоя в западной части Алданского мегаблока (по А. М. Лейтесу и В. С. Федоровскому): 1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — шовные трогии верхов архея; 3 — нижнепротерозойский Кадаро-Удоканский прогиб; 4 — массив архейских анортозитов; 5 — нижнепротерозойские гранитоиды; 6—7 — Кадаро-Кеменский нижнепротерозойский лополит гранитоидов: 6 — граниты главной интрузивной фации, 7 — гранодиориты и кварцевые диориты краевой приподшошвенной фации; 8 — граница фаций лополита; 9 — разломы; 10 — структурные поверхности в породах архея и нижнего протерозоя. В — разрез архейского фундамента Анабарского массива (по А. Ф. Петрову и К. Б. Мокшанцеву, с изменениями). 1—3 — анабарский комплекс (нижний архей): 1 — далдынская серия, 2 — верхнеанабарская серия, 3 — хапчанская серия; 4 — зоны милонитизации и катаклаза; 5 — анортозиты; 6 — граниты; 7 — метагипербазиты; 8 — главные разломы; 9 — несогласно залегающие рифейские платформенные отложения

ют друг друга с запада на восток. Нижняя — иенгрская — серия сложена толщами мономинеральных кварцитов и переслаивающихся с ними высокоглиноземистых (силлиманит- и кордиерит-биотитовых) гнейсов и сланцев, а также гранат-биотитовых, гиперстеновых гнейсов и амфиболитов. Основание серии не вскрыто, а видимая мощность превышает 4—6 км. Некоторые геологи выделяют в ее основании федоровскую свиту, сложенную метаморфитами базит-ультрабазитового состава. Тимптонская серия, налегающая на иенгрскую с признаками несогласия, характеризуется широким развитием гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев (чарнокитов), дупироксеновых гранатовых гнейсов, а также кальцифиров и мраморов (5—8 км). Вышележащая джелтулинская серия сложена гранат-биотитовыми, диопсидовыми гнейсами, гранулитами с прослоями мраморов и графитовых сланцев (3—5 км). Общая мощность алданского комплекса оценивается в 12—20 км.

В первичном составе иенгрской серии основную роль, по мнению ряда исследователей, играли «зрелые» осадочные породы, превращенные в кварциты, — кварцевые песчаники, алевролиты и высокоглиноземистые пелиты, являвшиеся продуктами переотложения древнейших кор выветривания, и меньшую роль — граувакки и вулканиты основного и кислого состава. Некоторые геологи считают кварциты иенгрской серии продуктами метаморфизма силицитов, накапливавшимися на относительно устойчивом участке архейской коры. Тимптонскую серию слагали вулканиты основного состава с прослоями карбонатных отложений, а в джелтулинской преобладали алевроито-глинистые осадки с прослоями карбонатов и вулканитов. Соотношения алданского комплекса с архейскими образованиями, слагающими западную часть Алданского мегаблока и Зверевско-Сутамский блок, примыкающий к зоне Северо-Станового шва, недостаточно ясны. В последнем блоке присутствует курультино-гонамский комплекс гранат-пироксеновых и пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев, образовавшихся при глубоком метаморфизме основных и ультраосновных вулканитов, с прослоями кварцитов, гнейсов и телами габброидов, пироксенитов и перидотитов. Одни исследователи параллелизуют этот комплекс существенно базит-ультрабазитового состава с разными частями алданского, другие предполагают, что он подстилает последний, причем, по мнению некоторых геологов, еще ниже, судя по ксенолитам, должна присутствовать протокура плаггиоамфиболит-гранито-гнейсового состава.

Породы алданского и курультино-гонамского комплексов регионально метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, превосходя по глубине изменений большинство архейских комплексов Восточно-Европейской платформы, и слабо затронуты позднейшими ретроградными преобразованиями. Наиболее глубоко изменены породы силлиманит-гиперстеновой сутамской (анабарской) субфации в одноименном блоке. Самые ранние из архейских интрузий — согласные тела основных и ультраосновных пород — превращены в пироксеновые сланцы и амфиболиты. С разными этапами прогрессивного метаморфизма связано образование чарнокитов, гнейсогранитов и аляскитовых гранитов. Формирование алданского метаморфического комплекса завершила региональная гранитизация.

Важную роль в его структуре играют так называемые «гнейсовые овалы» — крупные (до 350 км в поперечнике) овальные и неправильные в плане сложные складчатые формы, состоящие из концентрически расположенных сильно сжатых, изоклинальных складок, либо узких антиклинорий. В ядрах куполовидных «овалов» часто вскрываются аля-

скитовые граниты и мигматиты. Между «овалами» размещаются более мелкие купола.

Пликативные деформации пород алданского комплекса, их метаморфизм и гранитизация были тесно связаны во времени и в пространстве. За исключением западного участка Алданского мегаблока, эти процессы (кроме гранитизации) завершились в основном в архее. Однако основная часть цифр радиоизотопного возраста пород и минералов алданского комплекса попадает в рамки раннего протерозоя, очевидно, отражая время позднейших процессов регионального прогрева, и лишь меньшая отвечает архею, причем только некоторые определения дают возраст от 3 до 3,5 млрд лет. По-видимому, время накопления пород алдания близко к 3,5 млрд лет, а его гранулитового метаморфизма — к 3—3,5 млрд лет, и в целом его формирование происходило в раннем архее.

Более молодым является троговый комплекс, заполняющий многочисленные узкие, почти прямолинейные субмеридиональные грабенообразные прогибы, наложенные на раннеархейские образования западной части Алданского мегаблока, а также субширотные прогибы в зоне Северо-Станового шва. Комплекс представлен вулканогенно-осадочными толщами мощностью 2—7 км, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Вулканиды выражены метаморфизованными лавами преимущественно основного состава в нижней и кислого — в верхней части разреза, осадочные образования — кварцитами, метаконгломератами, хлорит-серицитовыми и черными углеродсодержащими сланцами, мраморами и железистыми кварцитами, с которыми связаны месторождения магнетитовых железных руд. Развитие трогов началось с заложения в условиях растяжения ортогональной системы грабенов, что позволило некоторым исследователям назвать их «палеоавлакогенами», и конседиментационного погружения их ложа. В дальнейшем троговый комплекс в грабенах подвергся сжатию и приобрел моноклиналную, синклиналную или синклинорную структуру, а вдоль их бортов внедрились гранитоиды, образовавшие цепочки гранитогнейсовых куполов. Формирование трогового комплекса, по-видимому, в основном происходило в позднем архее (2,5—2,8 млрд лет), а последующие деформации сжатия, гранитоидный магматизм и зональный метаморфизм имели место в раннем протерозое — 1,8—2 млрд лет назад, т. е. в свекофеннскую тектономагматическую эпоху.

В юго-западной части Алданского мегаблока на породах трогового комплекса и более древних толщах архея трансгрессивно залегает мощный удоканский комплекс (6—12 км), выполняющий широкий брахисинклинальный Кодаро-Удоканский прогиб протоплатформенного типа. Он сложен слабеметаморфизованными терригенными отложениями — метаконгломератами, метапесчаниками, кварцитами, метаалевролитами, глиноземистыми сланцами, образующими 4 циклически построенные серии. К верхней, слабо несогласно залегающей серии приурочен 300-метровый горизонт медистых песчаников, служащих продуктивной толщей крупнейшего стратиформного Удоканского медного месторождения. Накопление удоканского комплекса происходило 2,5—2 млрд лет назад.

Границы Кодаро-Удоканского прогиба «затушеваны» полями гранитогнейсовых мигматитов, возникших при ремобилизации архейского гнейсового фундамента. Развитие прогиба завершилось 1,8—2 млрд лет назад становлением огромного Кодарского лополита, в основном сложенного порфиоровидными калиевыми гранитами, близкими к рапакиви. Он внедрился вдоль нижнего контакта удоканского комплекса и проник

в него в виде мощного пластового тела. Эпоха прогрессивного метаморфизма трогового и удоканского комплексов была вместе с тем эпохой регрессивного метаморфизма (амфиболитовой ступени) и повторного гранитообразования в подстилающих архейских комплексах западной части Алданского мегаблока; в его центральной и восточной частях эти процессы проявлялись значительно слабее.

Возможно, к более молодым, чем удоканский комплекс, нижнепротерозойским образованиям относятся улканская и билякчанская обломочно-вулканогенные серии, выполняющие одноименные древнейшие грабенообразные впадины в восточной части и на восточном краю Алданского мегаблока. Они сложены очень слабометаморфизованными пологозалегающими толщами основных субщелочных, а также кислых лав, туфов и игнимбригов с подчиненными им конгломератами, песчаниками и филлитами мощностью в несколько километров.

В Становом мегаблоке наряду с архейскими породами, метаморфизованными, как и в Алданском мегаблоке, в гранулитовой фации, широко распространены гнейсовые и гранитогнейсовые образования амфиболитовой ступени метаморфизма. Одни исследователи объясняют это явление процессами диафтореза, а также гранитизации, наложенными на алданский комплекс Станового мегаблока в позднем архее или раннем протерозое, другие считают, что здесь наряду с аналогичными тимптонской и желтулинской сериями алдания распространен более молодой становой метаморфический комплекс позднеархейского или раннепротерозойского возраста.

Если некоторые раннеархейские структурные зоны продолжались из Алданского мегаблока в пределы Станового, то в позднем архее — раннем протерозое структурная зональность в последнем приобрела отчетливое субширотное простирание. Формирование трогового комплекса, локальные проявления гранитизации, становление Кодарского лополита в западной части Алданского мегаблока представляют ограниченные проявления гораздо более мощных процессов тектонотермальной активизации, которым подверглась в конце архея и раннем протерозое территория Станового мегаблока. Впоследствии эти процессы в его пределах неоднократно возобновлялись.

Важную роль в обособлении Алданского и Станового мегаблоков играют крупные массивы анортозитов и связанных с ними габброидов и пироксенитов позднеархейского и (или) раннепротерозойского возраста, которые внедрились вдоль зоны Северо-Станового глубинного шва и в восточную часть Станового мегаблока.

Нижнедокембрийские образования **Анабарского выступа** изучавшиеся М. Н. Рабкиным, В. Г. Лутцем, О. М. Розеном, выражены породами анабарского комплекса, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, в том числе наиболее глубокой сутамской или анабарской субфации. В этом комплексе выделяются 3 серии общей мощностью более 15 км. Нижняя — далдынская — серия в основном сложена двупироксеновыми и гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитоидами) и гранулитами, с прослоями высокоглиноземистых сланцев и кварцитов в верхах, верхнеанабарская — также главным образом гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами, а верхняя — хапчанская наряду с этими ортопородами включает пачки первично-терригенных и карбонатных пород — биотит-гранатовых, силлиманитовых, кордиеритовых гнейсов, кальцифилов и мраморов. В целом по первичному составу и степени метаморфизма пород анабарский комплекс можно сопоставить с алданским или алданским и курультино-гонамским, вместе взятыми. Древнейшие цифры радиоизотопного возраста (до 3,15—3,5 млрд лет)

позволяют относить образования анабарского комплекса к раннему архею. Еще в архее они подверглись глубокому прогрессивному метаморфизму и гранитизации, приведшей к формированию чарнокитов, аляскитовых гранитов и мигматитов.

Структура анабарского комплекса отличается от структуры алданского наличием серии сложных, сильно сжатых, опрокинутых на юго-запад линейных складок северо-западного простирания, осложненных продольными разломами. Возможно, что ранее возникшие «гнейсовые овалы» были здесь позднее преобразованы в процессе общего горизонтального сжатия, тогда как в Алданском мегаблоке этому препятствовало наличие относительно жестких массивов (литоплинтов). Параллельно складчатым структурам анабарского комплекса простирается несколько линейных зон, где они в позднем архее или раннем протерозое подверглись катаклазу, милонитизации и ретроградному метаморфизму, интрузиям гранитов и протрузиям анортозитов. Возможно, что в этих зонах присутствуют также нижнепротерозойские метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования и тела калиевых ультрабазитов.

В небольшом **Оленекском выступе** фундамента на северо-востоке платформы обнажается нижнепротерозойская серия слабометаморфизованных песчаников, алевролитов, филлитов и кислых вулканитов (до 3 км), смятых в пологие линейные складки северо-западного простирания и прорванных телами габбро-диабазов и гранитоидов. Эти образования трактуют как фрагмент либо раннепротерозойской складчатой зоны, либо протоплатформенного чехла.

Существующие представления о строении дорифейского фундамента Лено-Енисейской плиты, в значительной мере базирующиеся на интерпретации геофизических данных, пока весьма ограничены и недостаточно достоверны. Предполагается, что в восточной половине платформы — к востоку от гипотетического субмеридионального Таймыро-Байкальского разлома (Трансазиатского линеамента) фундамент должен в основном слагаться глубокометаморфизованными нижнеархейскими образованиями, сходными с породами Анабарского выступа и Алдано-Станового щита. Веерообразное расхождение к югу линейных магнитных аномалий позволяет допускать, что наблюдаемый на Анабарском выступе пояс развития архейских метаморфитов расщепляется к югу и юго-востоку на две ветви, разделенные Центрально-Алданским массивом (иенгрским литоплинтом), сложенным существенно терригенными нижнеархейскими образованиями. На восточную из этих ветвей несогласно наложена Патомско-Вилуйская зона протерозойских структур северо-восточного простирания мозаичного строения, с отдельными приподнятыми блоками архея (Сунтарский горст). В крайней северо-восточной части платформы выделяется Оленекская зона северо-западного простирания со слабомагнитным нижнепротерозойским (?) складчатым фундаментом.

Представления о возрасте и структуре дорифейского основания в западной половине платформы противоречивы. В одних схемах здесь предполагается более древний, чем в восточной, в других — более молодой (позднеархейский) фундамент. Возможно, что консолидированная кора под Тунгусской впадиной обладала к началу рифея меньшей мощностью и зрелостью, чем в восточной, что предопределило в дальнейшем ее более длительное и устойчивое погружение, завершившееся мощным трапповым магматизмом.

Строение фундамента Сибирской платформы обнаруживает ряд существенных отличий от такового Восточно-Европейской. К ним отно-

ся широкое площадное распространение нижнеархейских образований гранулитовой фации (вместо узких гранулитовых поясов в последней), несколько более молодой возраст и более близкий к рифтовым тип структур «трогов» Сибирской платформы по сравнению с архейскими зеленокаменными поясами Восточно-Европейской, незначительное развитие (а по мнению части исследователей — отсутствие) раннепротерозойских протогеосинклинальных областей или зон на территории Сибирской платформы, характеризовавшейся в это время в основном протоплатформенным режимом, а также наличие в ее пределах обширной Становой зоны тектонотермальной переработки в конце архея — раннем протерозое. Эти отличия отражают ряд своеобразных черт в истории формирования фундамента Сибирской платформы.

Вопрос о геологической природе древнейшего основания, на котором формировались архейские осадочно-вулканогенные комплексы, остается открытым. В отличие от других древних платформ, типичные нижнеархейские «серогнейсовы комплексы» на Сибирской платформе неизвестны, а стратиграфические соотношения курультино-гонамского комплекса, трактуемого некоторыми геологами в качестве ее древнейшего основания, с алданским комплексом пока однозначно не установлены. Обилие в нижней части последнего кварцитов и высокоглиноземистых пород позволяет ряду исследователей рассматривать их как продукты переотложения древнейшей коры выветривания, слагавшие своеобразный глубокометаморфизованный чехол, лежащий на относительно консолидированном блоке раннеархейской коры (литоплинте).

Подобные блоки, вероятно, окружались более подвижными, проницаемыми и магматически активными зонами, в которых накапливались осадочно-вулканогенные, существенно основного состава толщи с пластовыми базит-ультрабазитовыми интрузиями типа тимптонской и желтулинской серий, анабарского и, возможно, курультино-гонамского комплексов. По-видимому, еще в раннем архее породы древнейших комплексов Алдано-Станового щита, Анабарского выступа и аналогичные образования на значительной части фундамента Лено-Енисейской плиты подверглись глубокому региональному метаморфизму высокотемпературной гранулитовой фации. По экспериментальным данным, этот метаморфизм должен был осуществляться при температурах от 700 до 950° и давлениях от 5—7 до 10—12 кбар, которые на современной Земле достигаются на глубинах от 10—15 (для алданской субфации) до 30—36 км (для сутамской субфации). Это заставляет допускать неправдоподобно большие амплитуды первоначального погружения и последующего воздымания и денудационного среза данных комплексов в основном еще до накопления трогового комплекса, породы которого несогласно перекрыли уже глубокометаморфизованные к этому времени нижнеархейские образования.

Одна из возможных попыток разрешения этой проблемы состоит в предположении, что Земля в архее обладала меньшим радиусом и большей средней плотностью, а также более высоким термическим режимом, в связи с чем давления и температуры, необходимые для изменения пород в условиях гранулитовой фации, могли достигаться на гораздо меньших глубинах. Формирование своеобразной структуры алдания с широким развитием гнейсовых складчатых овалов и куполов протекало в обстановке высокой повсеместной подвижности горячего пластичного вещества, способного к течению и нагнетанию в сводовые участки структур, и сопровождалось всплыванием масс относительно легкого гранитизированного материала. Многие исследователи считают, что в создании складчатых структур алдания ведущую роль играли диффе-

ренцированные вертикальные движения при подчиненной и производной роли горизонтальных.

Развитие южной части нынешнего Алдано-Станового щита в раннем архее, видимо, мало отличалось от развития северной части, однако в позднем архее и раннем протерозое эта часть (Становой мегаблок) стала подвергаться мощным наложенным процессам ретроградного метаморфизма, связанной с ними интенсивной гранитизации и внедрению и протрузиям анортозитов. В пределах Алданского мегаблока, а возможно, и на большей части площади Сибирской платформы, ее глубоко-кометаморфизованное, в той или иной мере гранитизированное и сложно деформированное нижнеархейское основание в позднем архее в значительной мере утратило свою высокую подвижность и пластичность, термический режим недр существенно понизился и, по-видимому, преобладало воздымание земной коры, сопровождавшееся денудацией ее верхней части на глубину не менее 5—10 км. Тектонический режим приблизился к протоплатформенному.

В конце архея некоторые участки будущей платформы подверглись горизонтальному растяжению и были разбиты разломами нескольких направлений, вдоль которых были заложены узкие, но глубокие грабенообразные прогибы («троги»), заполнявшиеся мощными осадочно-вулканогенными джеспилитоносными толщами. От близких к ним по типам формаций и истории развития зеленокаменных поясов Восточно-Европейской и ряда других платформ эти «троги» отличаются несколько более поздним временем формирования на относительно более жесткой коре, прямолинейностью и большей четкостью ограничений и более слабыми проявлениями последующей гранитизации и могут рассматриваться как древнейшие проторифтовые структуры континентов, подвергшиеся в конце своего развития сжатию.

В раннем протерозое в западной части Алданского мегаблока на фоне воздымания и денудации обширных территорий Сибирской платформы формировалась широкая и плоская Удоканская впадина (протосинеклиза), заполнявшаяся мощными терригенными отложениями. По отношению к погребенным под ней «трогам» она играла роль, аналогичную роли фанерозойских синеклиз по отношению к рифейским авлакогенам. Развитие Удоканской впадины завершилось в свекофенскую эпоху пологоскладчатыми деформациями и внедрением в нее крупного Кодарского лополита рапакивиподобных гранитоидов. Возможно, что под чехлом Сибирской платформы погребены и другие впадины, по возрасту и характеру сходные с Удоканской.

Своеобразные позднеархейские (?) или раннепротерозойские прямолинейные зоны катаклаза, милонитизации и диафтореза на Анабарском выступе архея, подвергшиеся в начале своего развития растяжению, а в конце — сжатию и внедрению гранитоидов, возможно, представляют структуры, родственные «трогам» Алдано-Станового щита, но более глубоко денудированные. Особым типом развития характеризовался Становой мегаблок, где в раннем протерозое проявились процессы тектонотермальной активизации. Повторный прогрев архейского основания этого мегаблока привел к широкому развитию диафтореза, превратившего его в комплекс гнейсов амфиболитовой фации с реликтами гранулитов, а также гранитизации. За возможным исключением северо-восточной окраины Сибирской платформы, раннепротерозойские протогео-синклинальные области на ее территории, в отличие от Восточно-Европейской, не возникали. В конце (?) раннего протерозоя в юго-восточной части формирующейся Сибирской платформы возобновились процессы горизонтального растяжения, раздробления и локального разогрева ар-

хейского основания и образовались Улканская и Билякчанская грабе-нообразные впадины, возможно, являвшиеся древнейшими на ее территории авлакогеосинклиналими.

В целом кора, образующая фундамент будущей Сибирской платформы, прошла в раннем протерозое ряд стадий доплатформенного тектономагматического развития с некоторым опережением по сравнению с фундаментом Восточно-Европейской платформы.

СТРОЕНИЕ ЧЕХЛА И ЭТАПЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

В строении чехла Сибирской платформы, залегающего на ее архейско-нижнепротерозойском метаморфическом фундаменте с перерывом и резким несогласием, участвуют верхнепротерозойские и фанерозойские осадочные и отчасти вулканогенные образования. В структурном отношении они образуют два мегакомплекса — нижний, доплитный, сложенный породами нижнего, среднего и верхнего рифея, и верхний, плитный, образованный толщами юдомия (венда), палеозоя, мезозоя и в значительной мере кайнозоя. Переход от доплитного (авлакогенного) мегаэтапа развития к плитному на Сибирской платформе произошел несколько раньше, чем на Восточно-Европейской.

Доплитный, рифейский мегакомплекс на Сибирской платформе в основном приурочен к авлакогенам (Туруханскому, Иркинскому, Уринскому и др.), но в менее полном и мощном виде распространен на некоторых прилегающих к авлакогенам участках Сибирской платформы, а также в перикратонных прогибах. В сложении этого мегакомплекса участвуют терригенные карбонатные отложения, а в северной части платформы также вулканогенные образования общей мощностью от сотни метров (вне авлакогенов) до 5—10 км — внутри последних. В изучение рифейских и юдомских образований Сибирской платформы, начатое в первые десятилетия XX в. В. А. Обручевым и М. М. Тетяевым, значительный вклад внесли И. Н. Крылов, М. А. Семихатов, Б. С. Соколов, В. В. Хоментовский, И. Н. Чумаков, Б. Р. Шпунт. Важное значение для их расчленения и датирования имели исследования строматолитов и микрофоссилий, а также результаты радиоизотопных определений абсолютного возраста пород.

Нижнерифейские отложения в авлакогенах на севере платформы (Котуйском, Уджинском и др.) выражены терригенными (конгломераты, песчаники, алевролиты) и вулканогенными (базальты, пирокластиты щелочного состава) образованиями, которые перекрываются толщами доломитов и тонкообломочных пород общей мощностью до 0,5—1 км. В Учурском и Юдомо-Майском авлакогенах на юго-востоке платформы нижний рифей сложен более мощными (до 3 км) толщами кварцевых и аркозовых терригенных и терригенно-карбонатных отложений с прослоями туфогенного материала.

Средне- и верхнерифейские отложения распространены несколько шире нижнерифейских. В Турухано-Норильской антиклинальной зоне, возникшей на месте одноименного авлакогена, их видимый разрез (мощностью 3—4 км) начинается с кварцитовидных песчаников, алевролитов и аргиллитов, сменяющихся сверху толщами доломитов и известняков со строматолитами. В северо-западной части зоны, в районе Игарки, в разрезе рифея присутствуют также покровы спилитов, порфиритов и горизонты туфов и туфобрекчий. В более восточных районах на севере платформы (Котуйском, Уджинском, Оленекском) средний и верхний рифей представлены вулканогенными (лавы и силлы базаль-

тов и трахибазальтов, туфобрекции, туфы и туффиты субщелочного и щелочного существенно калиевого состава) и осадочными толщами с преобладанием песчаников и алевролитов в нижней и доломитов и известняков в верхней части разреза.

В авлакогенах южной части платформы — Иркинеевском и Уринском — средний-верхний рифей выражены несколькими циклично построенными осадочными толщами общей мощностью до 3—4 км, сопоставляемыми с более мощными и полными сериями смежных с ними авлакогеосинклинальных зон (соответственно Енисейского кряжа и Байкало-Патомской). Седиментационные циклы начинаются кварцевыми глауконитовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами и завершаются известняками и доломитами. При переходе от Байкало-Патомской зоны к северному склону Алдано-Станового щита средне- и верхнерифейские терригенно-карбонатные отложения резко уменьшаются в мощности и выпадают из разреза. Вновь появляются они на северо-восточном склоне щита, на Учуро-Майской плите, где их мощность возрастает до 2—2,5 км, а еще восточнее — в Юдомо-Майском авлакогене, разделявшем в рифее Алданский щит и Охотский массив с архейским фундаментом, — даже до 4—10 км. К рубежу между рифеем и юдоимем на Учуро-Майской плите и в северо-восточной части Алдано-Станового щита приурочено внедрение интрузивных тел щелочно-ультраосновного состава — от крупных массивов центрального (кольцевого) типа (Ингилийский массив) до мелких неков и даек.

Плитный мегакомплекс чехла, покрывающий большую часть Сибирской платформы, естественно распадается на 4 главных комплекса, как правило, разделяемых перерывами, резко отличающихся по площади распространения и отвечающих крупным этапам тектонического развития обрамляющих платформу подвижных поясов и метаплатформенных областей — каледонскому, герцинско-древнекеммерийскому, позднекеммерийскому и альпийскому (кайнозойскому).

Синкаледонский комплекс, наиболее широко распространенный, включает отложения юдоимия, кембрия, ордовика, силура.

Юдомские отложения, соответствующие венду на Русской плите, как правило, с перерывом, а местами и с угловым несогласием, залегают на верхнерифейских или более древних образованиях и в отличие от рифея покрывали большую часть Лено-Енисейской плиты. В разрезе юдоимия различаются нижняя, обычно маломощная терригенная толща, начинающаяся с конгломератов и гравелитов и в основном сложенная серо- и красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а на севере платформы включающая также прослой туффитов и местами потоки щелочных базальтов, и относительно более мощная (0,2—0,5 км) и широко распространенная верхняя карбонатная толща (собственно юдомская свита), выраженная доломитами и известняками. В юго-западной части плиты (Иркутском амфитеатре) в этой толще присутствуют многочисленные прослой ангидритов и соли.

К ниже- и верхнеюдомским отложениям в южных районах платформы приурочены нефтяные и нефтеконденсатные месторождения, выявленные и частично разведанные в пределах Байкитской и Непской антеклиз и Ангаро-Ленской ступени. Нефтепроявления в породах юдоимия известны также на северо-западном склоне Алдано-Станового щита, на склонах Анабарского свода и в Туруханской зоне.

Отложения кембрийской системы распространены шире всех других систем фанерозоя, покрывая почти всю Лено-Енисейскую плиту, в виде останцов присутствуя в северной части Алдано-Станового щита и почти повсеместно обладая наибольшей мощностью. Для отложений кембрия

Сибирской платформы разработана детальная стратиграфическая схема, обоснованная широким распространением в них остатков археоциат, трилобитов, а также хиолитов, гастропод и брахиопод. В своем нынешнем виде она включает выделение в нижнем отделе кембрия томмотского, атдабанского, ботомского и тойонского ярусов, а в среднем — амгинского и майского ярусов. Верхний отдел на ярусы не подразделяется.

За основу проведения нижней границы томмотского яруса и кембрия в целом, обычно согласно залегающего на юдомии, принимается геологически внезапное появление выше юдомских отложений (охарактеризованных остатками низших растений и следов их жизнедеятельности, а также мягкотелых животных) скелетных остатков многочисленных представителей разных групп беспозвоночных, главным образом археоциат, хиолитов, гастропод, брахиопод, червей и пр. В атдабанском ярусе появляются первые трилобиты, а в ботомском и тойонском — распространены как археоциаты, так и новые группы трилобитов. Трилобиты сохраняют ведущую роль и при расчленении среднего и верхнего кембрия.

В литолого-фациальном отношении среди кембрийских отложений резко преобладают карбонатные и галогенные осадки морского и лагунного генезиса (от 0,5—1 км на северо-востоке до 3—3,5 км на юго-западе платформы). В их распространении проявляется зональность особенно четкая в нижнем кембрии и нижней части среднего кембрия. Выделяются три главные формационные зоны с различными типами разрезов (рис. 29) — широкие юго-западная и северо-восточная и разделяющая их относительно узкая переходная зона, протягивающаяся от северного склона Алдано-Станового щита на северо-запад к западной части Анабарского свода, который в кембрии покрывался морем. В северо-восточной (Юдомо-Оленекской) зоне накапливались сравнительно маломощные (до 0,5—1 км) карбонатные отложения открытого моря, охарактеризованные остатками трилобитов. В нижней половине нижнего кембрия они выражены мелководными пестроцветными глинистыми глауконитовыми известняками, а в верхней половине нижнего кембрия и нижней половине среднего кембрия — маломощной (30—100 м) толщей темно-серых битуминозных и кремнистых известняков и горючих сланцев, отлагавшейся в относительно глубоководном застойном бассейне в условиях некомпенсированного погружения. Эта куонамская свита является фациальным аналогом «доманика» на Русской плите и предположительно рассматривается в качестве нефтематеринской. На ее выходах наблюдаются естественные нефтепроявления. Верхняя часть среднего и верхний кембрий (где он сохранился) в северо-восточной зоне вновь выражены мелководными серо- и пестроцветными глинистыми известняками и мергелями.

В переходной Анабаро-Алданской зоне отлагались мощные (1—2 км) известняково-доломитовые толщи мелководно-морского генезиса; в нижне- и среднекембрийской частях их разреза широко распространены археоциатово-водорослевые биогермы, нередко образующие крупные рифовые тела. Эта зона в целом представляла протяженный рифовый барьер между областью открытого моря на северо-востоке и обширными лагунными водоемами на юго-западе платформы. В этой зоне на северном склоне Алдано-Станового щита в долинах Лены и ее притоков находятся богато охарактеризованные остатками археоциатов, трилобитов и других организмов стратотипические разрезы нижнего и среднего кембрия. Верхний кембрий, сохранившийся в более северных

частях этой зоны, выражен мелководными известняками и доломитами с примесью песчано-глинистого материала.

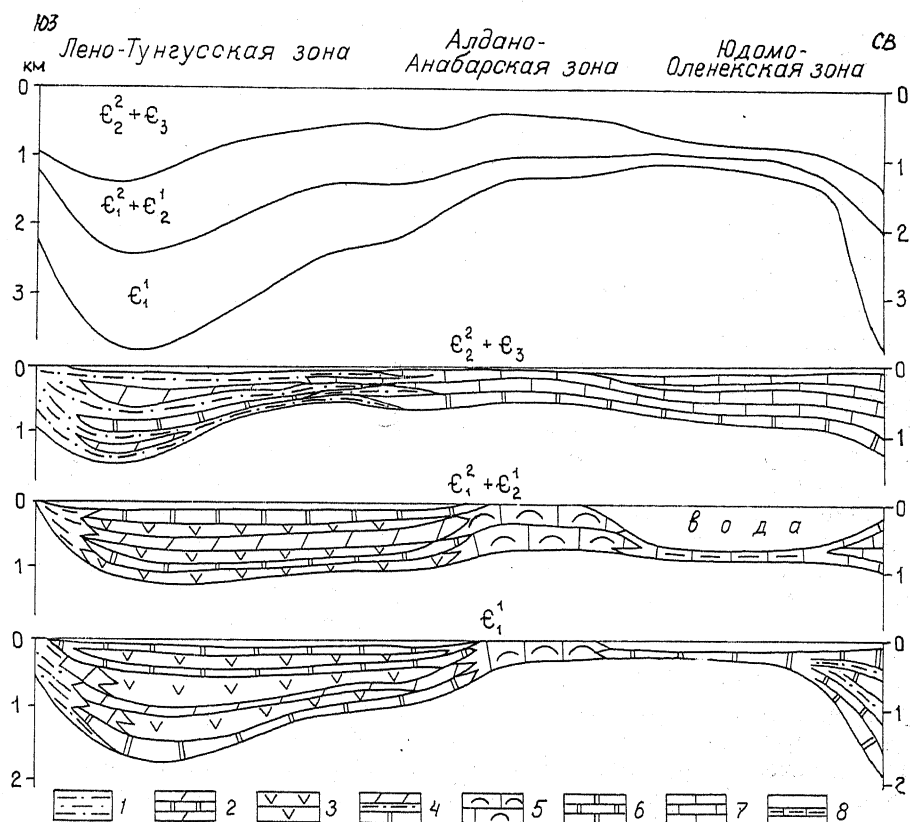


Рис. 29. Схематические литолого-фациальные профили кембрийских отложений Сибирской платформы.

Отложения: 1 — мелководно-морские пестроцветные песчано-глинистые; 2 — лагунно-морские сульфатно-карбонатные; 3 — лагунные существенно хлоридные; 4 — мелководные пестроцветные сульфатно-карбонатно-терригенные; 5 — мелководно-морские карбонатные биогермные с рифовыми телами; 6 — мелководно-морские карбонатные пестроцветные; 7 — то же, сероцветные; 8 — глубоководно-морские глинисто-кремнисто-карбонатные битуминозные («доманикоидные»)

В юго-западной Лено-Тунгусской зоне наряду с карбонатными отложениями (в основном доломитами) в разрезе нижнего кембрия и нижней части среднего кембрия широко распространены гипсы, ангидриты и каменная соль, мощные пласты которой в низах разреза (томмотском ярусе) достигают суммарно 1 км. Общая мощность соленосной доломито-ангидрито-галитовой формации нижнего-среднего кембрия в Иркутском амфитеатре доходит до 1,5—2,5 км. В последнее время в ее составе были обнаружены также промышленные месторождения калийных солей — сильвина и карналлита. Формирование Тунгусского солеродного бассейна происходило в аридной обстановке, в условиях быстрого глубокого опускания его дна и затрудненного поступления морских вод через ограничивавший его с северо-востока мелководный рифовый барьер.

Верхняя часть среднего и верхний кембрий в юго-западной зоне выражены верхоленской, или эвенкийской, пестроцветной толщей песча-

ников, алевролитов, аргиллитов, мергелей и доломитов с прослоями ангидрита, гипса и галита в нижней части (0,5—1 км). Эта толща накапливалась в условиях жаркого засушливого климата в мелководном лагунном водоеме, в который по сравнению с первой половиной кембрия усилилось поступление терригенного материала с обрамлявших его с запада и юга складчатых сооружений Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

Ордовикские отложения распространены на Сибирской платформе менее широко, чем кембрийские; они присутствуют почти во всей западной половине Лено-Енисейской плиты, а также в западной части Виллюйской синеклизы. На поверхность они выходят главным образом на западной, восточной и южной периферии Тунгусской синеклизы (в Иркутском амфитеатре). Ордовик на Сибирской платформе представлен нормально-морскими и отчасти лагунными серо- и пестроцветными отложениями мощностью от 0,3 до 1,5 км. Наиболее распространены породы карбонатного (органогенные, оолитовые известняки, доломиты, мергели), несколько меньше — терригенного (аргиллиты, алевролиты, песчаники, изредка гравелиты и мелкогалечные конгломераты) и в еще меньшей мере — сульфатного (ангидриты, гипсы) состава. Отложения ордовика содержат остатки брахиопод, мшанок, трилобитов, цефалопод (ортоцератид), гастропод, пелеципод, кораллов, граптолитов, указывающих на принадлежность к особой зоогеографической провинции. В связи с этим здесь был выделен ряд регионов, не совпадающих с ярусами западноевропейской схемы: в нижнем ордовике — устькутский и чуньский, в среднем — криволуцкий и мангазейский, в верхнем — долборский и кетский регионы.

Погружение платформы в ордовике было менее значительным, чем в кембрии, и в основном происходило в западной, Олекмо-Тунгусской зоне, испытывавшей в кембрии глубокое опускание. Постепенно сокращаясь в течение ордовика и силура, эта область погружения, ограниченная поднятиями с запада, юга и востока и открывавшаяся к северу, явилась прообразом будущей Тунгусской синеклизы. На верхнекембрийских отложениях ордовик залегает согласно. В его разрезе различаются три седиментационных цикла, разделенных некоторыми перерывами; первый цикл отвечает нижнему ордовику, второй — нижней части среднего ордовика, третий — его верхней части и верхнему ордовику. Почти повсеместный перерыв отделяет ордовик от силура. Климат в ордовике оставался жарким, однако его влажность существенно изменялась во времени и отчасти на площади, о чем говорят неоднократные смены красно- и пестроцветных сульфатонесных отложений сероцветными, содержащими фосфориты, глауконит и осадочные железные руды гематит-гетитового состава.

Силурийские отложения распространены в тех же областях, что и ордовикские, но на меньшей площади. Они выстилают Тунгусскую и западную часть Виллюйской впадины, обнажаясь на их окраинах. В литолого-фациальном отношении они близки к ордовикским и выражены сочетанием мелководных карбонатных (известняки, доломиты, мергели), в меньшей мере — терригенных (аргиллиты, граптолитовые сланцы, реже алевролиты, песчаники, гравелиты), а в верхах силура — также сульфатных пород. Содержащиеся в них остатки кораллов, мшанок, брахиопод, трилобитов, граптолитов позволяют коррелировать силурийские отложения Сибирской платформы с силуром Западной Европы и различать в них эквиваленты лландоверского и венлокского ярусов нижнего отдела и лудловского и, возможно, пржидольского ярусов верхнего отдела. Образование силурийской системы общей мощностью от

0,2—0,3 км на юге до 0,8—1 км на севере Тунгусской синеклизы представляют крупный седиментационный цикл, выраженный в низах трансгрессивно залегающими терригенными, в средней — карбонатными, а в верхах — мелководными красноцветными карбонатно-сульфатными осадками, присутствующими лишь в самой северной части Тунгусской синеклизы. В силуре господствовал жаркий климат, аридность которого особенно усилилась в конце периода.

Начавшаяся в юдомскую эпоху почти повсеместное погружение территории Сибирской платформы ознаменовало переход к зрелому, плитному мегаэтапу ее тектонического развития. Первый (синкаледонский) этап, синхронный каледонскому циклу в развитии обрамлявших платформу Байкальской метаплатформенной области и Урало-Монгольского пояса, охватывал юдомий, кембрий, ордовик и силур (рис. 30). Опускания усилились в кембрии и с наибольшей интенсивностью происходили в обширном полуизолированном бассейне, занимавшем юго-западную половину платформы, где в раннем-среднем кембрии в условиях аридного климата накопилась очень мощная соленосная формация, и были в целом менее значительными в ее северо-восточной части, где за узкой Алдано-Анабарской зоной барьерных рифов располагалась область открытого моря, покрывавшаяся сравнительно маломощными осадками. Временами они отлагались в обстановке некомпенсированного погружения.

В ордовике и силуре северо-восточная часть платформы, отвечающая Алдано-Становому щиту, Алданской моноклизе и Анабарской антеклизе, была вовлечена в поднятие, а в центральной и юго-западной частях платформы, отвечающих западной части современной Вилюйской синеклизы, Тунгусской и Тасеевской синеклизам с их окраинами, продолжалось прерывистое, постепенно ослабевавшее погружение. В начале девона, т. е. в самом конце синкаледонского этапа, оно прекратилось, а чехол из юдомских и нижнепалеозойских отложений в Ангаро-Ленской зоне подвергся сжатию и был смят в систему линейных гребневидных складок, сорванных со своего основания, и по ряду надвиговых чешуй смещен к северо-западу. Эти деформации происходили сопряженно с завершающими позднекаледонскими деформациями сжатия в примыкающей к Ангаро-Ленской ступени Байкало-Патомской зоне Байкальской метаплатформенной области, а также в каледонских складчатых системах (Западный Саян и др.) Урало-Монгольского пояса, огибающего Сибирскую платформу с юга и юго-запада.

Второй крупный комплекс плитного чехла Сибирской платформы — сингерцино-древнекембрийский — охватывает отложения от девона до триаса.

Отложения девонской системы распространены на Сибирской платформе менее широко, чем нижнепалеозойские. Они присутствуют на ее северной окраине, в северной части Тунгусской и западной части Вилюйской синеклизы и в Канско-Тасеевской впадине на юго-западе платформы. Наибольшая регрессия имела место в первой половине девона, а во второй половине среднего и позднем девоне, т. е. в живетском, франском и фаменском веках, возобновилось погружение сопровождавшееся перестройкой структурного плана и вспышками вулканизма в ряде районов платформы. В литолого-фациальном отношении девонские отложения разнообразны: это морские, преимущественно пестроцветные терригенно-карбонатные, лагунные гипсо- и соленосные и континентальные красноцветные терригенные образования, а также вулканогенные толщи основного и субщелочного состава. Возраст отложений обоснован остатками брахиопод, гастропод, ракообразных, рыб и назем-

ных растений. Общая мощность девона варьирует от сотен метров до 5—6 км.

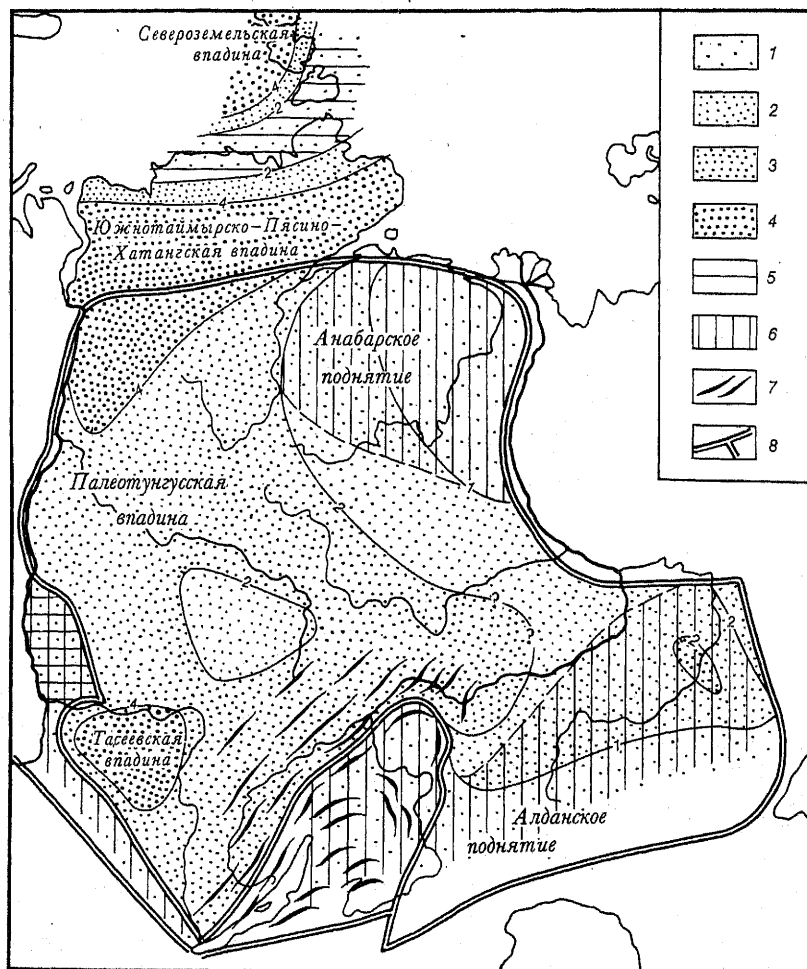


Рис. 30. Палеотектоническая схема Сибирской платформы и смежных метаплатформенных областей для синкаледонского этапа развития (кембрий — начало девона).

1—4 — области погружения и формирования чехла мощностью: 1 — до 1 км, 2 — до 2 км, 3 — до 4 км, 4 — более 4 км; 5 — районы, где погружение возобновилось в кембрии или ордовике после байкальской или салаирской складчатости; 6 — районы, где погружение в кембрии сменилось в ордовике—силуре поднятием; 7 — каледонские складчатые деформации в нижнепалеозойском чехле платформы и вендско-кембрийском комплексе Байкальской метаплатформенной области; 8 — границы платформы и метаплатформенных областей

В северной части Тунгусской синеклизы на обоих ее крыльях в разрезе девона выделяются нижнедевонская пестроцветная толща аргиллитов, мергелей и доломитов с прослоями гипсов, среднедевонская сероцветная известняково-аргиллитовая толща с прослоями фосфоритов и сидеритов и средне-верхнедевонская пестроцветная толща, аналогичная нижнедевонской. Таким образом, на протяжении девона произошла

смена аридного климата гумидным, а затем новая аридизация. К югу в разрезе девона возрастает роль терригенных отложений, а общая мощность сокращается от 1—1,5 до 0,2—0,3 км. На северной окраине платформы, на берегах Хатангского залива, в Нордвикских куполах вскрываются штоки нижнедевонской (?) соли, перекрытые среднедевонской сульфатно-карбонатно-глинистой и верхнедевонской известняковой толщами.

На юго-западе платформы, в Канско-Тасеевской впадине, у подножия Восточно-Саянского и Ангаро-Канского поднятий на нижнем палеозое и докембрии несогласно залегают верхнедевонские пестроцветные конгломераты, косослоистые песчаники, аргиллиты и мергели озерно-речного генезиса (0,3—0,4 км).

В пределах западной части современной Вилюйской синеклизы в середине среднего девона возникла или возродилась (?) Вилюйская палеорифтовая система, состоящая из Мархинской (на северо-западе), Кемпендяйской (на юго-востоке) и других грабенообразных впадин и разделяющих их горстов. В этих впадинах на нижнепалеозойских отложениях несогласно залегают вулканогенно-осадочные толщи среднего, верхнего девона и низов карбона общей мощностью до 3—6 км и более. Их разрез начинается с пестроцветных карбонатно-терригенно-туфогенных отложений (песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки, изредка гипсы, а также туфопесчаники и туффиты) с подчиненными покровами базальтов. По остаткам рыб и брахиопод эти толщи относят к верхам эйфеля — живету. Выше лежащие верхнедевонские образования сложены терригенными, туфогенными и отчасти карбонатными отложениями, а в Кемпендяйской впадине — также соленосной толщей с мощными пластами галита. Они включают горизонты лав и отчасти пирокластолитов оливиновых базальтов, а в Кемпендяйской впадине — также трахибазальтов и трахитов и прорываются дайками и силлами аналогичных по составу пород. Общая мощность девонских вулканитов достигает многих сотен метров, а их общий объем — превышает 60 тыс. км³.

Средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные толщи с покровами базальтов присутствуют также в регенерированных Сетта-Дабанском и Хараулахском авлакогенах на востоке и северо-востоке платформы, а девонские (?) интрузивы щелочно-ультраосновного состава — в Уджинском авлакогене на севере платформы.

Каменноугольные и пермские отложения широко развиты в Тунгусской синеклизе и на северной окраине платформы. Они присутствуют также в Канско-Тасеевской впадине и западной части Вилюйской синеклизы. В их разрезе выделяются три литолого-стратиграфических комплекса.

Нижний, сравнительно маломощный (0,2 км) трансгрессивно залегающий комплекс мелководно-морских отложений турнейского и визейского ярусов присутствует в северо-западной части Тунгусской синеклизы. Он выражен известняками, в верхней части с прослоями глин и песчаников. К югу они замешаются прибрежно-морскими терригенными отложениями и постепенно выклиниваются.

В Вилюйской рифтовой системе к нижнему карбону относится маломощная верхняя часть вулканогенно-осадочного комплекса Кемпендяйской впадины.

Значительно шире распространен на всей площади Тунгусской и Канско-Тасеевской впадин и на северной периферии платформы выше лежащий комплекс сероцветных терригенных угленосных отложений тунгусской серии. Ее накопление в разных районах началось не одно-

временно — в серпуховском веке, в среднем или позднем карбоне и продолжалось в ранней и поздней перми. Эта серия сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов и глинистых известняков, а также с пластами (иногда до десятков метров мощностью) каменных углей. Мощность ее варьирует от 0,2—0,5 до 1—1,2 км (на северо-западе Тунгусской синеклизы). Возраст серии устанавливается по остаткам флоры (кордаиты, каламиты, папоротниковые), остракод, пелеципод, а в некоторых прослоях — также брахиопод, указывающих на эпизодические проникновения морских вод с севера в пределы существовавшей в пределах Тунгусского бассейна аллювиально-озерной равнины. Таким образом, в целом тунгусская серия представляет собой лимнопаралическую угленосную формацию.

Кверху угленосная серия сменяется принадлежащим к самым верхам перми (верхнетатарскому подъярису) комплексом пестроцветных неугленосных терригенных и туфогенных отложений (0,3—0,7 км) с остатками ксерофитной флоры. Вверх по разрезу этого комплекса возрастает роль туффитов, туфопесчаников, туфов и туфобрекчий базальтового состава и появляются покровы базальтов, знаменующие начало мощного магматического процесса.

Таким образом, аридная климатическая обстановка, существовавшая до конца девона, сменилась в карбоне гумидным режимом, благоприятствовавшим углеобразованию, но в конце перми вновь началась аридизация климата.

Триасовая система представлена на Сибирской платформе главным образом вулканогенными образованиями, выполняющими Тунгусскую синеклизу и Енисей-Хатангскую впадину и связанными с ними интрузивными телами и в значительно меньшей мере — осадочными толщами, распространенными на северо-восточной окраине платформы — в Лено-Хатангской впадине, Предверхожанском краевом прогибе и Вилюйской впадине, где они в основном погребены под отложениями юры и мела. В Оленекской антиклинальной зоне на побережье моря Лаптевых обнажается полный разрез всех трех отделов триаса (до 0,7—1 км), представленный морскими сероцветными песчано-алеврито-глинистыми отложениями, в нижней части — с прослоями туффитов, с остатками пелеципод, аммоноидей, фораминифер. Характер последних и литологические особенности разных горизонтов триаса указывают на то, что начавшаяся в конце перми аридизация климата вновь сменилась в среднем-позднем триасе установлением умеренно теплого, влажного климата.

В Тунгусской синеклизе к низам нижнего триаса относится большая верхняя часть вулканогенного траппового комплекса — пуроранская серия. Она сложена в основном лавами платобазальтов, образующими многочисленные покровы мощностью до 100 м. В нижней части серии они чередуются с прослоями базальтовых туфов, гиадокластитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и алевролитов с остатками флоры, пелеципод, остракод, рыб и изредка с костями стегоцефалов. Мощность серии увеличивается к северу от сотен метров до 2—2,5 км на плато Пурорана и в Норильском районе и даже до 3,5 км в Маймечя-Котуйском районе. Общая площадь, покрытая вулканитами в Тунгусской синеклизе и на северной периферии платформы, превышает 675 тыс. км², а их суммарный объем — 575 тыс. км³ (рис. 31). Общий же объем вулканогенных и интрузивных образований траппового комплекса на Сибирской платформе составляет не менее 0,9—1 млн км³, а с учетом его распространения в Енисей-Хатангской впадине, на Таймыре и в Западной Сибири, вероятно, достигает 2 млн км³. Вулканическая деятельность

началась еще в конце перми с наземных эксплозивных извержений, которые стали чередоваться, а затем почти полностью сменились излияниями толеит-базальтовых лав с низким содержанием щелочей из многочисленных аппаратов трещинного и центрального типов на относительно ровную поверхность огромной Тунгусской впадины, испытывавшей общее вулканотектоническое проседание.

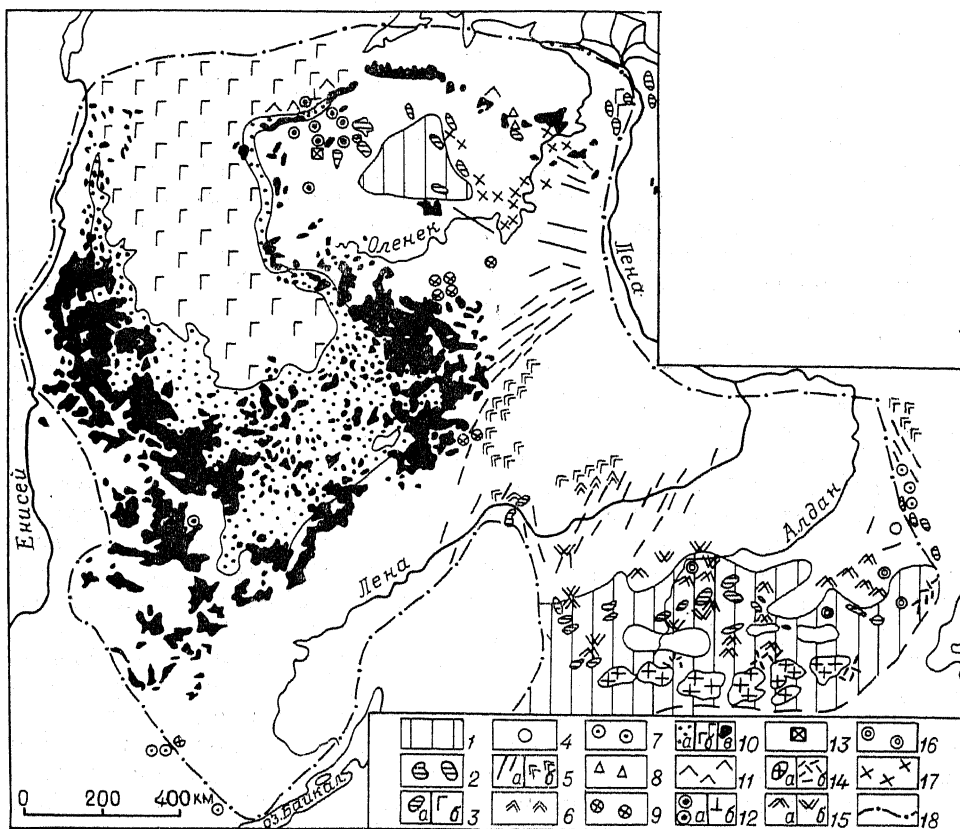


Рис. 31. Схема размещения платформенных магматических проявлений на Сибирской платформе (по В. Л. Масайтису, с изменениями):
 1 — выступы метаморфического фундамента; 2 — рифейские вулканиты (базальты и пр.); 3—4 — юдомий — начало кембрия: 3 — базальтовые интрузии (а) и эффузивы (б), 4 — щелочно-ультраосновные центральные интрузии; 5—8 — средний палеозой (преимущественно средний-поздний девон): 5 — базальтовая формация (а — интрузии, б — эффузивы), 6 — трахибазальтовая эффузивная формация, 7 — щелочно-ультраосновные центральные интрузии, 8 — центральные интрузии нефелиновых сиенитов; 9 — кимберлиты ордовика — раннего карбона; 10—12 — поздняя пермь — ранний триас: 10 — трапповая формация (а — туфы и гиалокластиты, б — лавы, в — интрузии), 11 — трахибазальты; 12 — щелочно-ультраосновные породы (а — центральные интрузии, б — лавы меймечитов и щелочных базальтоидов); 13 — средне(?)триасовые кимберлиты; 14—17 — поздний мезозой (юра — мел): 14 — интрузии гранитоидов и сиенитов (а) и среднекислые эффузивы (б), 15 — щелочные габброиды (а) и щелочные базальтоиды (б), 16 — центральные интрузии ультрабазитов с щелочной оболочкой, 17 — позднеюрские и раннемеловые кимберлиты; 18 — границы платформы

Одновременно с базальтовыми извержениями начались и несколько позднее завершились тесно связанные с ними многофазные проявления интрузивного магматизма. Наиболее распространены силлы и дайки долеритов, внедрившихся в стратифицированные рифейско-вендские и палеозойские отложения, которые тяготеют к прибортовой зоне Тунгусской синеклизы. Мощность некоторых силлов достигает нескольких сотен метров, а длина крупнейших даек — десятков и первых сотен километров. Часть даек представляет собой подводящие каналы для силлов и лавовых излияний. Среди интрузивов поздних фаз присутствуют мощные пластообразные дифференцированные тела долеритов, феррогаббро, гранодиоритов, гранофилов, заключающие магматические месторождения титаномагнетита и скарновые — магнетита (Ангаро-Илимский и другие районы).

В Норильском районе известны расслоенные дифференцированные тела базит-ультрабазитового состава (от габброидов до плагиоклазовых перидотитов), к которым приурочены сульфидные медно-никелевые месторождения ликвационного типа (Норильск, Талнах). В Маймеча-Котуйском районе (на северо-западном краю Анабарского свода) наряду с производными базальтовой магмы широко распространены породы щелочно-ультраосновного состава как вулканические (нефелиниты, тефриты, пикритовые порфириты, или меймечиты), так и интрузивные (ийолиты, уртиты, якупирангиты, а также карбонаты), с которыми связаны месторождения флогопита, апатита, нефелина и редкоземельных руд. Щелочно-ультраосновными породами с карбонатами сложен также чадобецкий интрузивный комплекс на юго-западной окраине Тунгусской синеклизы.

Магматический процесс, приведший к формированию в западной части Сибирской платформы и некоторых смежных районах грандиозного тунгусского траппового комплекса, открыл длительную (продолжавшуюся с конца перми до эоцена) эпоху трапповых извержений, последовательно охвативших многие древние платформы и отчасти палеозойские складчатые области в результате возникновения в верхней мантии этих регионов обширных и мощных линз аномально разогретого ультраосновного вещества. Его частичное плавление продуцировало происходивший в условиях общего горизонтального растяжения подъем толеит-базальтовых, а местами также базит-ультрабазитовых и щелочно-ультрабазитовых расплавов, достигших земной поверхности или внедрившихся в приповерхностные зоны земной коры. Тепловой поток в коре под зоной магнообразования был аномально повышен в несколько раз, что обусловило высокую степень метаморфизма углей в тунгусской угленосной серии.

Начало герцино-древнекимерийского этапа в тектоническом развитии Сибирской платформы было ознаменовано возобновлением (после почти полного ее осушения в первой половине девона) погружений, происходивших главным образом в северо-западных и северо-восточных частях платформы и регенерацией или возникновением некоторых новых рифтовых впадин (Вилюйская палеорифтовая система и др.), сопровождавшимся вспышками базальтового и трахибазальтового вулканизма (рис. 32). С конца раннего или среднего карбона в западной части платформы усилилось опускание обширной Тунгусской впадины; оно почти полностью компенсировалось поступлением в нее с востока, юга и юго-запада терригенного материала и привело в условиях гумидного климата карбона и перми к накоплению лимнопаралической тунгусской угленосной серии. Развитие Тунгусской впадины завершилось в раннем триасе мощными вспышка-

ми базальтового вулканизма и формированием в ней и смежных районах Сибири грандиозного траппового комплекса.

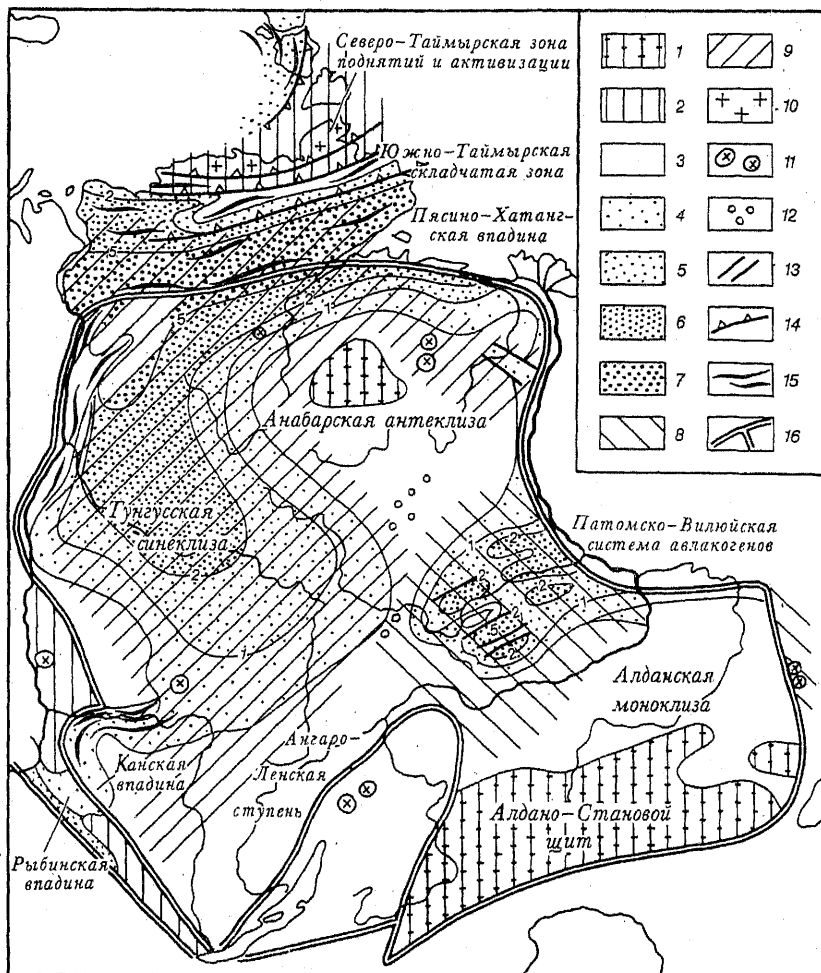


Рис. 32. Палеотектоническая схема Сибирской платформы и смежных метаплатформенных областей для сингерцинского и синраннекиммерийского этапов развития (средний девон — триас).

1—3 — области поднятия; 1 — в пределах выступов фундамента платформы, 2 — в пределах выступов фундамента метаплатформенных областей, 3 — в пределах плиты; 4—7 — области преобладающего погружения и формирования чехла мощностью: 4 — до 1 км, 5 — до 2 км, 6 — до 5 км, 7 — более 5 км; 8 — области проявлений позднедевонского существенно базальтового вулканизма; 9 — области проявлений раннетриасового траппового магматизма; 10 — Северо-Таймырская область тектономагматической активизации с пермтриасовыми гранитоидами; 11 — среднепалеозойские, пермские и раннетриасовые щелочные центральные массивы; 12 — среднепалеозойские и средне(?) триасовые (в бассейне р. Котуй) кимберлиты; 13 — сбросы; 14 — взбросо-надвиги; 15 — герцинские (на Северной Земле) и раннекиммерийские складчатые структуры в чехле платформы и Таймыро-Североземельской метаплатформенной области; 16 — границы платформы и метаплатформенных областей.

Со среднего триаса большая часть платформы, кроме ее северной и северо-восточной окраин, испытывала общее слабое воздымание. В конце триаса в эпоху древнекиммерийской складчатости некоторые авлакогены в ее юго-западной и северо-западной части (Иркинеевский, Турухано-Норильский авлакогены), а также на ее северной окраине (в Енисей-Хатангской впадине) подверглись складчатым деформациям. Они происходили одновременно и сопряженно с аналогичными, но более интенсивными древнекиммерийскими деформациями сжатия в Таймыро-Североземельской метаплатформенной области, примыкающей к Сибирской платформе с северо-запада, а также в некоторых зонах соседней с последней Урало-Монгольского пояса.

Синпозднекиммерийский комплекс плитного чехла Сибирской платформы включает отложения юрской и меловой систем. Этот комплекс существенно отличается от более древних особенностями своего распространения и чисто терригенным составом осадков.

Юрские отложения почти повсеместно залегают трансгрессивно на разных горизонтах докембрия, палеозоя и триаса. В основном они приурочены к южной (впадины Присаянья и Алдано-Станового шита), северной (Енисей-Хатангская и Лено-Хатангская впадины), северо-восточной окраинам платформы и лишь с востока глубоко проникают в ее внутреннюю часть, заполняя Вилюйскую синеклизу и Ангаро-Вилюйский прогиб. Они принадлежат ко всем трем отделам юрской системы и повсеместно выражены сероцветными терригенными, частично угленосными образованиями, накапливавшимися в условиях гумидного климата: на северной окраине платформы — морскими с остатками аммонитов, белемнитов, пелеципод и фораминифер, на востоке — морскими и континентальными, а на юге — только континентальными с остатками флоры (гинкговые, папоротники, беннетиты и др.) и раковинами пресноводных моллюсков.

Вдоль северной окраины платформы — от низовий Енисея до дельты Лены — присутствует полный разрез всех ярусов юры, кроме нижнего лейаса, представленный чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин с отдельными прослоями конгломератов мелководно-морского генезиса общей мощностью до 1—1,5 км.

Территория Предверхоянского прогиба в юре представляла собой погружающийся северо-восточный склон платформы, обращенный к Верхоянской геосинклинальной области. Отложения нижней, средней и верхней юры мощностью до 1 км во внешней и до 2,5 км в северной части внутренней зоны прогиба начиная с нижнего лейаса выражены в морских фациях, но к югу нижний лейас и низы среднего лейаса во внешней зоне постепенно замещаются песчаными пресноводными осадками, а верхняя юра как во внешней, так и во внутренней зоне прогиба — песчано-алевритовой угленосной толщей. В Вилюйской синеклизе разрез юры (0,8—1,3 км) начинается с маломощных каолиновых глин и кварцевых песков (нижний лейас), выше залегают мелководно-морские осадки среднего-верхнего лейаса и аалена, а байос, бат и малм выражены лимнопаралической угленосной толщей. Юго-западнее, в Ангаро-Вилюйском прогибе, присутствует маломощная (0,1—0,3 км) толща песчано-алевритовых континентальных и частично прибрежно-морских отложений лейаса и аалена.

На юге платформы, в Присаянских впадинах (Канской и Иркутско-Черемховской), на разных горизонтах палеозоя залегают конгломерато-песчано-алеврито-глинистые лимнические толщи с бурыми углями нижней и средней юры (0,6—1 км), подстилаемые линзовидным горизонтом каолиновых глин и кварцевых песков.

На Алдано-Становом щите, вдоль северного края Становой зоны, протягивается гирлянда небольших, но глубоких грабенообразных впадин, выполненных мощными континентальными отложениями юры (до 2—3,5 км в Чульманской впадине) и мела. Лейас в них в основном выражен песчаниками с прослоями конгломератов, а доггер и малым — песчано-алевроито-глинистыми лимническими толщами, в которых локально присутствуют горизонты туфов, силлы и лавы кислых и щелочных пород. Наибольшая угленосность приурочена к верхам юры и низам мела Чульманской впадины, где разрабатывается одноименное крупное месторождение, представленное многочисленными пластами высококачественных каменных углей мощностью до нескольких десятков метров. Главными источниками сноса терригенного материала в юре служили поднятия, располагавшиеся вдоль юго-западного и южного краев Сибирской платформы.

Отложения меловой системы, принадлежащие обоим ее отделам, распространены на Сибирской платформе в тех же районах, что и юрские, за исключением Ангаро-Вилюйского прогиба и Присяянских впадин. На Алдано-Становом щите присутствуют также эффузивные и интрузивные образования мелового и позднемелового возраста, а в восточной части Анабарской антеклизы — юрские и меловые (наряду с палеозойскими) кимберлитовые трубки.

Меловые отложения выражены терригенными сероцветными, а также пестроцветными образованиями, среди которых резко преобладают континентальные, в том числе угленосные с остатками папоротниковых, а в позднем мелу — голо- и покрытосемянных растений. Лишь на севере наряду с ними присутствуют мелководно-морские терригенные осадки с остатками аммонитов, белемнитов, пелеципод и фораминифер бо-реальной зоогеографической провинции. На северной окраине платформы нижняя часть нижнего мела (берриас—готерив) представлена трансгрессивно залегающими песчано-алевроито-глинистыми морскими отложениями (0,5 км), а верхняя (баррем—альб) — в основном пресноводно-континентальными с пластами углей. Верхний мел присутствует только в Енисей-Хатангской впадине и вновь выражен морскими осадками — глауконитовыми глинами и алевролитами, опоковидными глинами и песчаниками (до 1 км), которые к востоку замещаются континентальными терригенными отложениями с прослоями углей и желваками янтаря.

В северной части Предверхоанского прогиба в морских фациях представлены лишь терригенные отложения берриаса и валанжина, которые перекрываются, а в его более южной части и Вилюйской синеклизе замещаются континентальными песчано-глинистыми угленосными отложениями нижнего мела (Ленский угольный бассейн). Их общая мощность в Предверхоанском прогибе достигает 3—4 км, а в Вилюйской синеклизе — 1 км. В Сангарском угольном месторождении у впадения Вилюя в Лену имеется более 20 рабочих угольных пластов.

Верхнемеловые континентальные отложения, выраженные косослоистыми ожелезненными и каолинистыми рыхлыми песчаниками и глинами с тонкими пластами лигнита, присутствуют в Предверхоанском прогибе (0,5—1 км) и западной части Вилюйской синеклизы (0,5 км).

Во впадинах Алдано-Станового щита верхнемеловые отложения перекрываются нижнемеловыми (до 0,9 км) континентальными, песчано-конгломерато-глинистыми толщами с мощными угольными прослоями. На разные горизонты нижнего мела или юры, а в более южной части щита — на мезозойские гранитоиды или породы фундамента налегает сохранившаяся в виде фрагментов толща лав и туфов кислого и сред-

него состава (до 0,3 км), принадлежащая верхам нижнего или верхнему мелу.

В ряде районов Алданского мегаблока присутствуют раннемеловые вулканоплутонические щелочные массивы, приуроченные к кальдерам. Вулканические фации этих массивов выражены щелочными трахитами и фонолитами, а субвулканические интрузивные — сиенит-порфирами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. Вспышки позднемезозойского магматизма на Алдано-Становом щите были связаны с охватившей его, как и ряд других областей Восточной Азии, в частности восточную часть Китайской платформы, в юрское и меловое время тектонотермальной активизацией. К проявлениям магматизма относятся здесь также несколько генераций позднемезозойских интрузий. Наиболее ранняя из них выражена мелкими гипабиссальными телами гранит-порфиров и сиенит-порфиров, вторая (позднеюрско-раннемеловая) — многочисленными телами диоритов, гранодиоритов, сиенитов, эгириновых гранитов в Алданском мегаблоке и более крупными (до нескольких тысяч квадратных километров) дифференцированными массивами гранодиоритов и гранитов в Становом мегаблоке, занимающими более 20% его площади. В поздней юре — начале мела в Алданской зоне возобновился также процесс становления крупных интрузивных массивов центрального типа, в основном сложенных ультрабазитами с оболочкой из субщелочных и щелочных пород (Инагли, Кондер, Чад и др.).

Палеозойские и мезозойские кимберлиты. Еще в 30—40-х годах В. С. Соболев, исходя из сходства геологического строения Сибирской платформы с южной частью Африканской платформы, высказал предположение о вероятности обнаружения в ее пределах алмазоносных кимберлитов. В 50-х годах в результате систематических поисков в северо-восточной части Сибирской платформы была выявлена обширная область щелочно-ультраосновного вулканизма кимберлитового типа, с которым связаны месторождения алмазов. Подавляющая часть кимберлитовых тел сосредоточена в восточной и юго-восточной частях Анабарской антеклизы и примыкающей к ней с юга Ботуобинской седловине, где в верховьях Вилюя находится разрабатываемая алмазоносная трубка Мир. Отсюда зона проявлений кимберлитового вулканизма протягивается к северу в бассейн среднего течения р. Оленек, а затем расщепляется на две ветви, следующие на северо-запад, вдоль восточного крыла Анабарского свода, и на северо-восток, к Оленекскому своду (рис. 33). В пределах Северо-Якутской кимберлитовой провинции имеются ряд кимберлитовых полей, в которых отдельные их тела располагаются группами или цепочками. Кроме нее на Сибирской платформе известно еще несколько районов развития кимберлитов на северо-западном крыле Анабарского свода (Маймеча-Котуйский), на Алданском щите и в Присаянье.

По форме среди кимберлитовых тел различают вертикальные и крутонаклоненные эксплозивные трубки, штоки и дайки, связанные постепенными переходами. В плане трубки имеют округлую, овальную или неправильную форму, с диаметром от десяти метров до 0,6 км, а книзу уплощаются. Вмещающими для большинства кимберлитовых тел являются верхнепротерозойские, нижнепалеозойские и очень редко пермские отложения. Некоторые трубки пересекают интрузивные тела траппов, а в отдельных трубках в северо-восточной части Анабарской антеклизы обнаружены остатки позднеюрской и раннемеловой фауны, очевидно, происходящие из верхней (ныне денудированной) части платформенного чехла, прорванной при образовании этих трубок, что указывает на их послепермский возраст. Однако часть трубок должна быть

более древней, так как алмазы были найдены в базальном горизонте юры, а также в основании верхнепалеозойской угленосной серии.

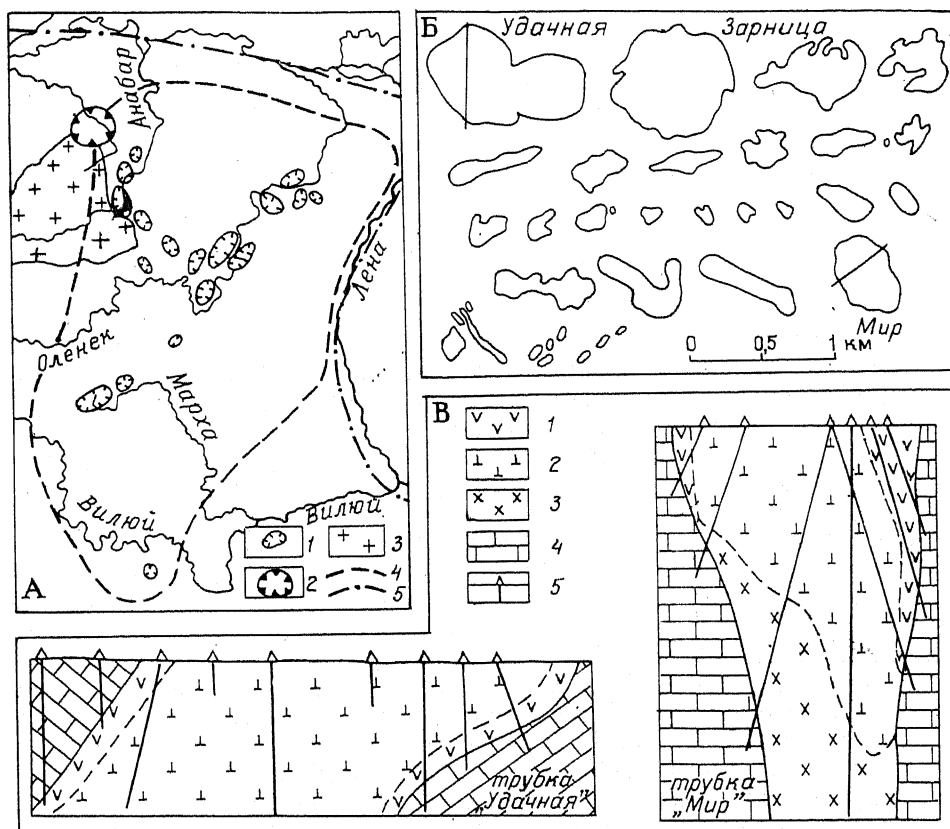


Рис. 33. Проявления кимберлитового магматизма в северо-восточной части Сибирской платформы.

А — схема размещения кимберлитовых полей (по В. В. Ковальскому и др., 1974, с добавлениями): 1 — кимберлитовые поля; 2 — Анабарский выступ фундамента; 3 — Попигайская структура (астроблема?); 4 — контуры Якутской кимберлитовой провинции; 5 — граница платформы. Б — форма кимберлитовых трубок и даек Якутии в плане (по В. А. Милашеву и др.). В — разрезы некоторых кимберлитовых трубок (по А. П. Бобриевичу и В. А. Милашеву): 1 — нацело карбонатизированная, сильновыветренная кимберлитовая брекчия; 2 — серпентинизированная и карбонатизированная кимберлитовая брекчия; 3 — серпентинизированная кимберлитовая брекчия; 4 — вмещающие нижнепалеозойские отложения; 5 — скважины

В настоящее время по геологическим и радиохронологическим данным на Сибирской платформе установлено до 7 генераций кимберлитов: ордовикская, силурийская, ранне-среднедевонская, позднедевонско-раннекаменноугольная, средне(?) триасовая, позднеюрская и ранне-меловая. Алмазоносны лишь палеозойские кимберлиты. Кимберлитовые трубки слагаются эруптивной кимберлитовой брекчией, а штоки и большинство даек — собственно кимберлитом — ультраосновной интрузивной породой, обогащенной алюминием и щелочами и часто, хотя и не всегда, включают акцессорные зерна пироба и алмаза. Алмазоносные кимберлиты связаны переходами с неалмазоносными слюдяными перидотитами.

Эруптивные брекчи состоят из угловатых обломков кимберлитов и ксенолитов из вмещающих трубки пород фундамента и чехла, заключенных в кимберлитовой же цементирующей массе, а также включений глубинных ультраосновных и основных пород (эклогиты), вынесенных с ультраосновным расплавом из верхней мантии, где располагались глубинные очаги, продуцировавшие кимберлитовую магму. В виде обогащенного летучими ультраосновного расплава она поднималась в земную кору, а в самой верхней ее части, где магматическое давление преодолело сопротивление кровли, происходил взрыв, приводивший к дезинтеграции кимберлитового вещества и его выбросу с образованием расширяющейся кверху трубки.

Присутствие алмаза и пироба, выделение которых возможно при давлениях 30—50 кбар, позволяет предполагать, что генерация кимберлитовой магмы происходила на глубинах 150—200 км. Существует, однако, и другой взгляд, согласно которому кимберлитовая магма зародилась на глубинах менее 100 км и играла лишь роль транспортера, захватывавшего и перемещавшего кверху ранее возникшие высокобарические минералы, в том числе алмазы. В пользу этого говорит установленный в некоторых кимберлитовых трубках гораздо более древний (до архейского) абсолютный возраст алмазов по сравнению со временем возникновения самих трубок (фанерозойским или в некоторых районах позднепротерозойским).

Позднекимерийский (юрско-меловой) этап в развитии Сибирской платформы протекал под воздействием тектонических процессов, происходивших в обрамлявшей ее с северо-востока Верхояно-Чукотской геосинклинальной области, которые завершились в конце юры — раннем мелу, т. е. в позднекимерийскую (колымскую) эпоху ее превращением в эпигеосинклинальную складчатую область, а также процессов тектонотермальной активизации, охвативших расположенные южнее обширные территории Восточной Азии (рис. 34). В этой обстановке в погружение в течение юры была втянута северо-восточная окраина платформы, а также территория, прилегающая к входящему углу ее границы с Верхояно-Чукотской областью — Вилюйская синеклиза и в меньшей мере Ангаро-Вилюйский прогиб. Остальная, большая часть платформы оставалась приподнятой, и лишь вдоль вовлеченных в процесс активизации Становой зоны Алдано-Станового щита и обрамлявших платформу с юга сооружений Восточного Саяна и отчасти Байкальской области возникла цепочка предгорных, частично грабенообразных впадин. Активизированная Становая зона Алдано-Станового щита явилась ареной среднекислого вулканизма и интрузивного магматизма, особенно интенсивного в поздней юре и раннем мелу, а Алданская зона — областью проявлений менее мощного щелочного магматизма.

В раннем мелу Предверхоанский прогиб приобрел характер краевого прогиба, на который несколько позднее было надвинуто с востока Верхоянское складчатое сооружение, возникшее на месте одноименной геосинклинали. В начале мела прекратилось погружение Присяянских, а в середине мела — Предстановых впадин, на которые в позднем мелу (?) была надвинута с юга Становая зона. Аналогичным складчато-надвиговым деформациям подверглась Иркутско-Черемховская впадина, прилегающая к южной части Байкальской области.

Синальпийский (кайнозойский) комплекс, за исключением самых молодых, четвертичных отложений, распространен на Сибирской платформе весьма ограниченно. Он выражен залегающими с размывом континентальными, терригенными осадками, охарактеризованными пылью, спорами, макроостатками растений и изредка —

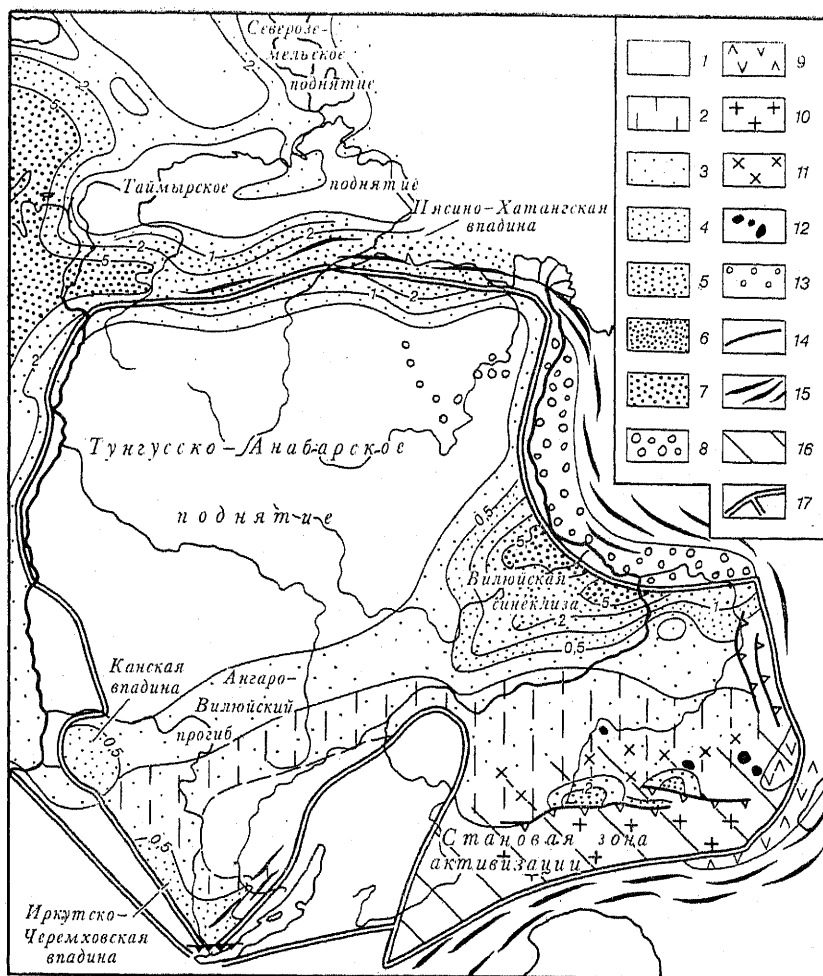


Рис. 34. Палеотектоническая схема Сибирской платформы и смежных мегаплатформенных областей для синпозднекиммерийского этапа развития (юра — мел):

- 1 — области поднятия в пределах плиты и выступов фундамента; 2 — области слабого погружения в юре, позднее вовлеченные в поднятие;
- 3—7 — области погружения и формирования чехла мощностью: 3 — до 0,5 км, 4 — до 1 км, 5 — до 2 км, 6 — до 5 км, 7 — свыше 5 км;
- 8 — Предверхоанский краевой прогиб; 9 — меловые вулканиты основного, среднего и кислого состава; 10 — позднеюрские — раннемеловые гранитоиды; 11 — раннемеловые щелочные массивы; 12 — раннемеловые ультраосновные массивы; 13 — юрские и меловые кимберлиты; 14 — позднекиммерийские надвиги; 15 — позднекиммерийские складчатые структуры; 16 — зона позднемезозойской тектономагматической активизации; 17 — границы платформы и мегаплатформенных областей

раковинами пресноводных наземных и моллюсков. *Кайнозойские отложения* выполняют Нижнеалданскую впадину у слияния Лены и Алдана, наложенную на погребенный Якутский свод. В их разрезе, представленном в основном кварцевыми и аркозовыми песчаниками и песками с прослоями и линзами галечников, алевроитов, глин и лигнитов, выделены толщи палеоцена—среднего олигоцена, верхнего олигоцена, миоцена и плиоцена, общей мощностью до 0,5 км. В Южном Прибайкалье в ряде мелких синклиналиных депрессий, первоначально сливавшихся в более

широкий Прибайкальский предгорный прогиб, на нижнепалеоценовой каолиновой коре выветривания залегают толщи кварцевых песков, глин с прослоями бурых углей, бокситов и высокоглиноземистых пород палеогена — миоцена, глинисто-песчано-галечные отложения плиоцена и раннего плейстоцена общей максимальной мощностью до 0,5 км. Их накопление в палеоцене — эоцене проходило в условиях субтропического климата, благоприятствовавшего развитию процессов выветривания, а местами и бокситообразования, а в олигоцене и неогене — умеренно теплого, а затем прохладного климата. Эти толщи, несогласно лежащие на собранных в складки породах юры и кембрия, сами также были смяты в пологие складки.

Непосредственно севернее Анабарского выступа фундамента, в среднем течении р. Попигай, известна обширная округлая котловина диаметром 80 км, выработанная в породах архея и рифейско-вендско-кембрийских отложениях северного крыла Анабарского свода и заполненная образованиями, первоначально считавшимися вулканогенными, с абсолютным возрастом 30—40 млн лет (поздний эоцен — олигоцен). В 70-х годах В. Л. Масайтис выдвинул идею о том, что Попигайская кольцевая структура является астроблемой и образовалась в результате удара астероида, а выполняющие ее образования представляют собой так называемый коптогенный комплекс мощностью до 1 км, т. е. перемещенные продукты механического ударного разрушения пород «мишени» (аллогенные или аллохтонные брекчии), и импактиты, т. е. продукты их ударного плавления, принимавшиеся ранее за вулканогенные породы (рис. 35). Их мощность во внутренних зонах кратерной котловины достигает 1,7 км, а общий объем 1750 км³.

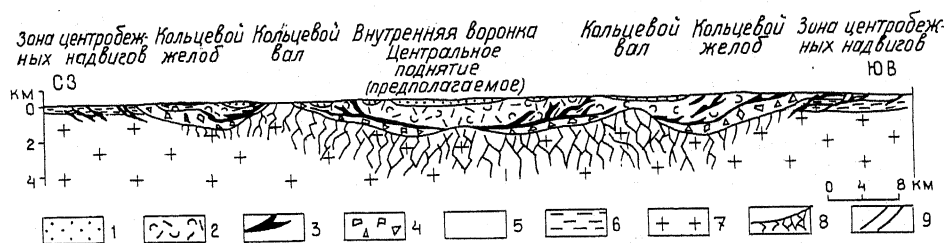


Рис. 35. Разрез Попигайской астроблемы (по В. Л. Масайтису и др., 1980, с дополнениями):

1—4 — коптогенный комплекс (1 — коптокластиты, 2 — зювиты, 3 — тагамиты, 4 — аллогенная брекчия); 5—7 — цокольный комплекс (5 — палеозой, 6 — верхний протерозой, 7 — кристаллические породы архея); 8 — аутигенная брекчия в породах архея; 9 — надвиги

Среди импактитов различают находящиеся в сложных соотношениях лавоподобные стекловатые (тагамиты), образовавшиеся главным образом за счет ударного плавления гнейсов и гранитоидов архея и имевшие состав, близкий к дацитам, и обломочные туфоподобные разности (зювиты), состоящие из несортированных обломков, глыб архейских пород и тагамитов, а также бомб из стекла. В размещении различных типов пород, слагающих Попигайскую структуру, проявляется концентрическая зональность. В аллохтонных брекчиях наблюдаются признаки ударного метаморфизма (конусы разрушения, диаплектовые минералы, присутствие высокотемпературных модификаций кремнезема — стишовита и коэсита). Все эти черты строения Попигайской котловины и ее пород типичны для структур, которым многими исследователями

приписывается космогенное импактное происхождение, т. е. астроблем.

Однако существует и альтернативный взгляд об эндогенном (эксплозивно-вулканическом) ее генезисе. В пользу него говорит приуроченность Попигайской структуры к северному окончанию западной ветви полосы развития кимберлитовых трубок Северо-Якутской провинции, в которой взрывные извержения происходили с палеозоя до мела, возможная неоднократность проявлений вулканизма в этой структуре и присутствие в ней меловых отложений, указывающее на существование Попигайской котловины задолго до времени предполагаемого удара астероида. Однако акт эксплозивного извержения в Попигайской структуре должен был резко отличаться от всех известных извержений исторического времени по своему характеру, глубинности и грандиозному мгновенному выделению энергии взрыва, способной вызвать ударный метаморфизм пород и создавать (или выносить с больших глубин) высокобарические минералы.

Четвертичные отложения на Сибирской платформе слагают прерывистый покров, мощность которого возрастает в ее северо-западной части, подвергавшейся оледенениям, и в долинах Енисея, Лены и их крупных притоков, где она может достигать сотни метров. Генетически они представлены различными континентальными образованиями — речными, озерными, болотными, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, ледниковыми, коллювиальными, делювиальными, солифлюкционными, эоловыми, элювиальными, а на севере также мелководно-морскими и мариногляциальными.

С холодным, относительно сухим климатом антропогена связано развитие вечной мерзлоты на большей части площади платформы. Хотя похолодание климата в Восточной Сибири было более сильным, чем в Европе, оно приводило здесь к возникновению значительно меньших по площади и толщине ледниковых щитов, которые даже в эпоху максимального оледенения в среднем плейстоцене покрывали не более четверти территории Сибирской платформы. В основе разработанной для Сибири климатостратиграфической схемы расчленения антропогена лежит выделение доледниковой, нескольких ледниковых и межледниковых эпох, а также послеледниковой эпохи и соответствующих им горизонтов, коррелируемых с аналогичными, грубо синхронными им эпохами и горизонтами в Восточной Европе. Эоплейстоцен и нижний горизонт нижнего плейстоцена отвечают в Восточной Сибири доледниковому времени. В верхней части нижнего плейстоцена в Сибири выделяется дьяновский (шайтанский) ледниковый горизонт — аналог окского ледникового горизонта Восточной Европы. В среднем плейстоцене выделяются тобольский межледниковый, самаровский ледниковый, мессовско-ширтынский межледниковый и тазовский ледниковый горизонты, а в верхнем плейстоцене — казанцевский межледниковый, зыряновский ледниковый, каргинский межледниковый и сартанский ледниковый горизонты. Разрез завершают голоценовые послеледниковые отложения.

Меньшую северо-западную часть платформы занимает ледниковая, большую восточную, центральную и южную части — внеледниковая зона. Большинство долин крупных рек с 6—8 основными террасами пересекает внеледниковую зону, и лишь низовья Енисея и Нижней Тунгуски попадают в ледниковую зону.

Во внеледниковой зоне к эоплейстоцену относятся древнейшие аллювиальные и отчасти озерные отложения на низких водоразделах и верхних террасах крупных речных долин высотой 100—150 м. Аллювий обладает красноватой, красно-бурой или белесоватой окраской. Спорно-пыльцевые комплексы содержат много реликтовых третичных расте-

ний, в частности широколиственных древесных пород. Нижнеплейстоценовые отложения, приуроченные к террасам высотой до 70—100 м, содержат остатки обедненной по сравнению с эоплейстоценовой тундрово-лесостепной флоры. Зона распространения многолетней мерзлоты распространилась к югу почти на всю территорию платформы. В среднем плейстоцене, которому отвечают террасы высотой 40—80 м, в связи с широким распространением самаровских ледниковых покровов, спускавшихся с плато Путорана и с Верхоянского хребта к долинам Енисея и Лены, возникали обширные ледниково-подпрудные водоемы, в которых накапливались мощные озерно-аллювиальные песчано-глинистые осадки. После спуска этих водоемов в межледниковую эпоху ледниковые запруды вновь возникали в долинах Енисея и Лены в эпоху тазовского оледенения. В перигляциальных областях на юге платформы в самаровское и тазовское время накапливались лёссовидные осадки эолового и делювиально-пролювиального генезиса.

В позднем плейстоцене в крупных долинах формировались террасы высотой от 10 до 40 м. В эпохи позднеплейстоценовых оледенений господствовали безлесные тундрово-степные, а в межледниковые эпохи — таежные ландшафты, близкие к современным. В начале голоцена произошло сильное потепление, сменившееся впоследствии похолоданием.

В ледниковой области не обнаружены ни ледниковые, ни перигляциальные эоплейстоценовые образования, а также достоверные ледниковые отложения нижнего плейстоцена (может быть, они были уничтожены последующей эрозией и экзарацией). В Приенисейской зоне нижний плейстоцен выражен аллювиальными и иногда мореноподобными образованиями, а в Усть-Енисейской впадине — озерно-эстуарными и морскими осадками.

К тобольскому межледниковью в низовьях Енисея относятся озерно-аллювиальные и морские осадки северной трансгрессии, а к самаровской ледниковой эпохе — морены наиболее обширного покровного оледенения, которое из районов Путоранской и Анабарской возвышенности распространялось к северу, к югу и особенно к западу.

Морены тазовского горизонта распространены на несколько меньшей площади, чем самаровские. Еще меньшие площади покрывали моренные, озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения зырянского оледенения, во время которого существовали самостоятельные Путоранский, Анабарский и Таймырский ледниковые щиты. Последнее — сартанское — оледенение проявилось только на нагорье Путорана и имело горно-долинный, троговый, а на последних стадиях — каровый характер.

В межледниковые эпохи среднего и позднего плейстоцена, когда значительно поднимался уровень Мирового океана, в низовья Енисея, Енисей-Хатангскую впадину, а также в небольшие Норильскую и Попигайскую депрессии неоднократно проникали морские воды, отлагавшие мелководно- и прибрежно-морские пески, супеси и суглинки с бо-реальной фауной.

В целом развитие Сибирской платформы в кайнозой не обнаруживает существенного влияния обрамляющих ее подвижных поясов и метаплатформенных областей, за исключением Байкальской, в которой с конца палеогена начал формироваться широкий Байкальский свод, ослоненный грабенами одноименной рифтовой системы. У западного края этого сводового поднятия в кайнозой образовался Предбайкальский предгорный прогиб, впоследствии испытавший пологоскладчатые деформации, которые либо компенсировали деформации растяжения в Байкальской рифтовой системе, либо чередовались с ними во времени.

Большая часть платформы в неоген-четвертичное время испытывала слабодифференцированное воздымание. Оно достигло максимальной амплитуды (до 1,5—2 км) на северо-западе, в Путоранском пологокуполовидном инверсионном поднятии, возникшем в наиболее сильно погружавшейся, вплоть до триаса, части Тунгусской синеклизы, и на юго-востоке, в пределах Становой и в меньшей мере Алданской зоны Алдано-Станового щита. Возможно, что новейшее воздымание Путоранского свода хотя бы отчасти имело изостатическую природу и было связано с удалением с него большого объема нижнетриасовых образований в ходе ледниковой экзарации.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Сибирская платформа не уступает Восточно-Европейской по богатству и разнообразию заключенных в ее недрах рудных, перурдных и горючих ископаемых. Месторождения железных руд известны как в фундаменте, так и в чехле платформы. К первым принадлежат осадочно-метаморфогенные или метасоматические месторождения магнетитовых руд в гиперстеновых гнейсах алданского и анабарского комплексов нижнего архея и железистых кварцитов в троговом комплексе верхнего архея Алдано-Станового щита.

Крупные скарновые месторождения магнетитовых руд связаны с контактовыми зонами раннетриасовых базитовых интрузий и с базальтовыми взрывными трубками на западной и южной окраинах Тунгусской синеклизы (Ангари-Илимский и другие районы). Небогатые осадочные железные руды известны в нижнем ордовике Иркутского амфитеатра и среди угленосных отложений пермского (в Тунгусской синеклизе) и юрского (в Вилюйской и Канской впадинах) возраста.

С щелочно-ультрабазитовыми раннетриасовыми интрузивами Маймеча-Котуйского района связаны месторождения титаномагнетита, а крупные сульфидные медно-никелевые месторождения (Норильское, Талнахское) — с дифференцированными базит-гипербазитовыми интрузивами того же возраста. Главные запасы медных руд приурочены к Удоканскому стратиформному месторождению в медистых песчаниках одноименной нижнепротерозойской серии в северо-западной части Алдано-Станового щита, а более мелкие проявления осадочных стратиформных медных руд — к терригенно-карбонатным отложениям верхов среднего и верхнего кембрия на юго-западной окраине Тунгусской синеклизы.

Месторождения алюминиевых руд связаны с богатыми нефелинном щелочно-ультрабазитовыми массивами в Уджинском авлакогене и Маймеча-Котуйском районе и с бокситоносными корами выветривания позднемелового и палеогенового возраста (периферия Енисейского кряжа, Чадобецкое поднятие, Прибайкальский прогиб). Коренные месторождения золота в Алданском мегаблоке связаны с позднеюрско-раннемеловыми массивами известково-щелочных и щелочных пород. Здесь же, а также в бассейне Вилюя и в некоторых других районах имеются золотоносные россыпи. С триасовыми щелочно-ультрабазитовыми массивами Маймеча-Котуйского района связаны месторождения ряда редких металлов.

Из неметаллических месторождений важнейшее значение имеют месторождения алмазов, в основном приуроченные к палеозойским кимберлитовым трубкам Западно-Якутской провинции (месторождения Мир и др.), а также в алмазонасных россыпях.

К карбонатным горизонтам алданского и анабарского комплексов архея и триасовым щелочно-ультрабазитовым массивам Маймеча-Котуйского района приурочены месторождения флогопита.

Месторождения фосфатного сырья представлены метаморфогенными (в породах иенгрской серии алданского архея) и магматическими месторождениями апатита, приуроченными к анортозитам (Гиранское) и щелочно-ультрабазитовым массивам Маймеча-Котуйского района, а также осадочными месторождениями фосфоритов в отложениях верхнего рифея и юдомия Присаянья, Прибайкалья, Юдомо-Майской зоны, нижнего и среднего кембрия Алдано-Анабарской и Туруханской зон, среднего ордовика Иркутского амфитеатра и девона северо-западной части Тунгусской синеклизы.

К миндалинам и трещинам в базальтах нижнетриасового траппового комплекса Тунгусской синеклизы приурочены месторождения исландского шпата.

В результате метаморфизма углей верхнепалеозойской тунгусской серии при контактовом воздействии базитовых интрузий возникли месторождения графита в западной части Тунгусской синеклизы (Ногинское, Курейское и др.).

Месторождения огнеупорного сырья представлены высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами иенгрской серии алданского архея и залежами огнеупорных каолиновых глин в основании юры и палеогена разных районов платформы.

Огромные запасы каменной соли (объемом около 1 млн км³) заключены в отложениях нижнего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия Иркутского амфитеатра. Раннедевонская соль известна в Лено-Хатангской впадине (Нордвикские купола), а позднедевонская — в Кемпендйских куполах одноименного грабена. В нижнекембрийских соленосных отложениях Иркутского амфитеатра недавно открыты месторождения калийных солей — сильвина и карналлита.

Среди горючих ископаемых ведущую роль играют каменные и бурые угли. Крупные разведанные и частично эксплуатируемые месторождения коксующихся углей находятся в Чульманской и других впадинах Южно-Якутского бассейна. Их экономическое значение возросло после сооружения северной ветки БАМа — железной дороги Тынды—Беркакит. Огромные запасы каменных углей, ждущие своего освоения, сосредоточены в тунгусской угленосной серии одноименной синеклизы. Крупные месторождения бурых углей приурочены к юрским отложениям Канской и Иркутско-Черемховской впадин и к нижнемеловым и юрским отложениям Вилюйской синеклизы и смежной части Предверхоанского прогиба (Сангар и др.).

Месторождения нефти выявлены в юдомских отложениях Байкитской, Непской антеклиз и Ангаро-Ленской ступени. Возможно их обнаружение в юдомских и кембрийских отложениях Турухано-Норильской зоны, северо-западного склона Алданской моноклизы и Анабарской антеклизы, в которых известны нефтепроявления, а также в нижне- и среднепалеозойских отложениях Тунгусской синеклизы.

В юрско-меловом терригенном комплексе Вилюйской синеклизы и Енисей-Хатангской впадины обнаружены и частично используются месторождения природного газа.

МЕТАПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ, ПРИМЫКАЮЩИЕ К СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

К Сибирской платформе прилегают три метаплатформенные области: с северо-запада — Таймыро-Североземельская, с запада и юго-запада — Енисейско-Присянская, а с юга — Байкальская.

ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ МЕТАПЛАТФОРМЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область занимает самый северный полуостров Азии — Таймыр и лежащий к северу от него, между мелководными Карским морем на западе и морем Лаптевых на востоке архипелаг Северная Земля, состоящий из четырех больших, покрытых ледниковыми шапками островов (Большевик, Октябрьской Революции, Комсомолец, Пионер) и ряда мелких островов. В связи с приполярным расположением (между 73 и 82° с. ш.) и трудной доступностью Таймыро-Североземельская область, и особенно о-ва Северной Земли, впервые обследованные и положенные на карту лишь в начале 30-х годов XX в., пока еще слабо геологически изучены. Систематическое исследование этой области, начатое в 20—30-х годах Н. Н. Урванцевым, было продолжено в послевоенный период М. Г. Равичем, Ю. Е. Погребичким и другими геологами.

В структуре области выделяются три продольных мегазоны и ряд зон (рис. 36). На Таймыре они простираются в восток-северо-восточном направлении, а на Северной Земле изгибаются и приобретают субмеридиональную и даже северо-северо-западную ориентировку. Граница области с Сибирской платформой условно проводится вдоль осевой, Рассохинско-Балахинской, зоны Енисей-Хатангской впадины, выполненной полого и горизонтально залегающими терригенными юрскими, меловыми, а также маломощными четвертичными отложениями. На северном крыле этой впадины юрско-меловой плитный комплекс несогласно налегает на смятый в линейные и брахискладки мощный комплекс палеозойских и триасовых образований Южно-Таймырской, или Быррангской, мегазоны (по названию плато Бырранга, занимающего большую часть п-ова Таймыр). Эти образования по своему разрезу и литолого-фациальному характеру близки к таковым северо-западной части Сибирской платформы, но в отличие от них приобрели в предъюрскую (раннекиммерийскую) эпоху складчатую структуру и могут рассматриваться как дислоцированный чехол погребенного Южно-Таймырского метаплатформенного массива.

Севернее простирается Северо-Таймырская мегазона шириной 200—250 км, сложенная в разной степени метаморфизованными и сильнодислоцированными породами нижнего и верхнего докембрия и отчасти кембрия, а также разновозрастными гранитоидами. Она продолжается к северу в пределы юго-восточной части Северной Земли (о. Боль-

шевик и восточная часть о. Октябрьской Революции) и соседних участков дна Карского моря и моря Лаптевых. Эту мегазону, подвергавшуюся

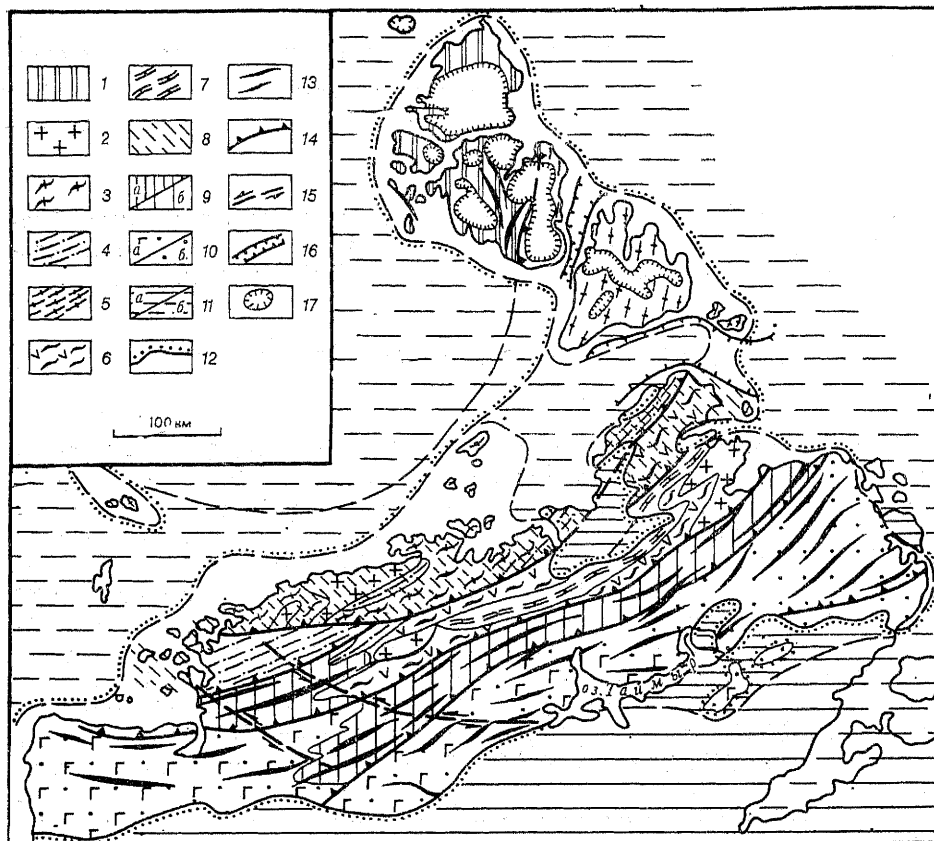


Рис. 36. Тектоническая схема Таймыро-Североземельской метаплатформенной области. 1 — Североземельская мегазона — карбонатно-терригенный метаплатформенный комплекс ордовика — девона, слабдеформированный в герцинском или раннекеммерийском этапе; 2—8 — Северо-Таймырская мегазона дальсландской и повторной байкало-салаирской складчатости: 2 — нижнепротерозойский гнейсо-амфиболитовый комплекс основания, 3—5 — Северная (Челюснинская) зона; 3 — метатерригенный (миогеосинклинальный) ниже-среднерифейский комплекс, смятый, метаморфизованный и прорванный гранитоидами в дальсландскую эпоху, 4 — терригенный верхнерифейско-кембрийский комплекс, деформированный и слабометаморфизованный в байкальскую (?) и салаирскую эпохи, 5 — нерасчлененные протерозойские и кембрийские метаморфизованные образования северной части зоны; 6—7 — южная (Шренк-Фаддеевская) зона; 6 — осадочно-вулканогенный (эвгеосинклинальный) ниже-среднерифейский комплекс, смятый, метаморфизованный и прорванный гранитоидами в дальсландскую эпоху; 7 — терригенно-карбонатный верхнерифейский комплекс, смятый в байкальскую эпоху; 8 — проявления пермотриасовой тектонотермальной активизации в Северо-Таймырской мегазоне; 9—10 — Южно-Таймырская (Быррангская) мегазона раннекеммерийской складчатости; 9 — Северо-Быррангская зона — глинисто-карбонатные метаплатформенные отложения венда — нижнего и среднего палеозоя, смятые в линейные складки, 10 — Южно-Быррангская зона (а — терригенные отложения верхнего палеозоя и траппы нижнего триаса, б — терригенные отложения верхнего палеозоя и триаса); 11 — несогласно залегающий субгоризонтальный юрско-меловой терригенный чехол (а — на поверхности, б — на дне морей); 12 — его нижняя граница; 13 — крупные антиклиналы в палеозойско-триасовом комплексе Южно-Таймырской мегазоны; 14 — крупные разломы типа взросов и надвигов; 15 — сдвиговые зоны; 16 — грабены; 17 — крупные современные ледники

юся складчато-надвиговым деформациям, метаморфизму и гранитному плутонизму в добайкальскую, байкальскую, салаирскую, а также раннекиммерийскую эпоху, мы рассматриваем в качестве авлакогеосинклинальной мегазоны с длительным полициклическим развитием.

К северо-западу от Северо-Таймырской мегазоны, занимая о-ва Октябрьской Революции, Комсомолец, Пионер и прилегающий к ним с запада и юго-запада участок дна Карского моря, располагается Североземельская мегазона. Она представлена отложениями ордовика, силура и девона, по характеру близкими к платформенным, но подвергшимися в герцинскую или, скорее, древнекиммерийскую эпоху полого-складчатым деформациям. Этот комплекс отложений рассматривается нами как слабдеформированный чехол погребенного Североземельского метаплатформенного массива, возможно, смыкающегося на западе с Баренцевоморским.

В строении Северо-Таймырской мегазоны различаются две тектонические зоны — южная, Шренк-Фаддеевская, с осадочно-вулканогенным разрезом докембрийских образований и северная, Челюскинская (от м. Челюскин — северной оконечности Азии), целиком сложенная первично-осадочными образованиями. О последовательности и возрасте супракрустальных комплексов этой мегазоны, истории магматизма и метаморфизма, ее структурном плане и времени деформаций существуют разноречивые представления, что затрудняет ее описание.

Древнейшие образования в *Шренк-Фаддеевской зоне* (и на Таймыре в целом) выражены выступающей на двух ее участках серией амфиболитов и гранат-биотитовых плагиогнейсов с прослоями мраморов и кварцитов, представляющей метаморфизованный в амфиболитовой фации и частично гранитизированный осадочно-вулканогенный нижнепротерозойский комплекс. Выше несогласно (?) залегает серия метаморфизованных в зеленосланцевой фации кислых и основных вулканогенных (метаальбитофиры, метаспилиты и пр.), кремнистых и терригенных пород (конгломераты, кварцитопесчаники, филлиты), относимая к верхам нижнего протерозоя или, скорее, к нижнему-среднему рифею. Она была смята в линейные складки, прорвана гранитоидами и с угловым несогласием перекрыта еще менее метаморфизованным терригенно-карбонатным комплексом верхнего рифея (3—5 км), сложенным в нижней и верхней частях пестроцветными песчаниками и филлитами, а в средней — мелководными известняками и доломитами со стромаатолитами и микрофитолитами. Этот комплекс в свою очередь был смят в пологие складки и с угловым несогласием перекрыт карбонатными толщами юдомия или нижнего кембрия (с конгломератами в основании). Таким образом, в Шренк-Фаддеевской зоне фиксируется несколько эпох деформаций и метаморфизма — раннепротерозойская (свекофеннская?), допозднерифейская (дальсландская?) и предвендская (байкальская). К некоторым продольным разломам в этой зоне приурочены мелкие тела позднепротерозойских (?) гипербазитов.

В более северной, *Челюскинской, зоне* видимый разрез начинается с метаморфизованного терригенного комплекса верхов нижнего протерозоя или, скорее, нижнего-среднего рифея, сложенного черными филлитами, метаалевролитами и метапесчаниками (более 6 км). Метаморфизм местами достигает амфиболитовой ступени, терригенные породы превращаются в гнейсы и кристаллические сланцы и подвергаются мигматизации и гранитизации с образованием гнейсогранитов с возрастом около 1 млрд лет. Выше несогласно залегает комплекс слабометаморфизованных флишоидных пестроцветных терригенных пород верхнего рифея, который в северной части зоны с разрывом и конгло-

мератами в основании перекрывается терригенно-карбонатными отложениями всех отделов кембрия. В свою очередь на о. Октябрьской Революции на кембрийские отложения, смятые вместе с рифейскими в крупные линейные складки, с угловым несогласием и базальным конгломератом налегают значительно менее деформированные и неметаморфизованные отложения ордовика. Таким образом, в Челюскинской зоне устанавливаются предположительно предрифейская (дальсландская?) эпоха деформаций сжатия, метаморфизма и гранитизации, предкембрийский перерыв (отзвук байкальской эпохи) и предордовикская (салаирская) эпоха складчатости.

Челюскинская зона надвинута на более южную Шренк-Фаддеевскую зону по Большому Таймырскому разлому.

В конце палеозоя—начале мезозоя древние комплексы Северо-Таймырской мегазоны испытали тектонотермальную активизацию, приведшую к частичному радиометрическому «омоложению» ее пород до 180—290 млн лет, были прорваны телами пермских или триасовых гранитоидов, а в конце триаса надвинуты по Главному Таймырскому разлому на Южно-Таймырскую (Быррангскую) мегазону.

Начиная с юры Северо-Таймырская мегазона развивалась в тектонически спокойном режиме и временами, например в раннем мелу, частично перекрывалась маломощным чехлом мелководно-морских и угленосных терригенных отложений.

Южно-Таймырская (Быррангская) мегазона представляет собой раннемезозойскую (древнекиммерийскую) складчатую систему шириной более 150—200 км и длиной более 1000 км, сформированную комплексом образований платформенного и близкого к нему типа от юдомя или кембрия до триаса включительно. На северном краю мегазоны этот комплекс несогласно налегает на метаморфизованное и сильнодеформированное верхнепротерозойское основание, а на большей части площади, судя по сходству разреза с разрезом чехла северо-западной части Сибирской платформы, скорее всего подстилается раннекембрийским метаморфическим фундаментом. В структурном плане Южно-Таймырской мегазоны выделяются Северо-Быррангская зона, образованная преимущественно карбонатными отложениями нижнего и среднего палеозоя, и Южно-Быррангская зона, в основном сложенная верхнепалеозойскими терригенными отложениями и нижнетриасовой трапповой серией.

В западной части Северо-Быррангской зоны на верхнерифейских отложениях несогласно залегает толща доломитов венда, а в восточной — толща глинисто-карбонатных отложений всех отделов кембрия (около 1 км) с терригенной пачкой в основании. В вышележащих отложениях ордовика, силура, девона и нижнего карбона различаются две фациальные подзоны — северная и южная. В северной подзоне распространены относительно глубоководные глинисто-кремнисто-карбонатные, частично битуминозные отложения, напоминающие породы доманиковой фации в верхнем девоне Русской плиты и куонамской свиты в кембрии Сибирской платформы, общей мощностью около 2,5 км, которые накапливались в условиях некомпенсированного погружения. В южной подзоне разновозрастные отложения выражены мелководными толщами известняков, мергелей и доломитов, а в нижнем и среднем девоне — также гипсами общей мощностью до 6—7 км, сходными с соответствующими отложениями северо-запада Сибирской платформы.

Верхний палеозой, сохранившийся лишь в *Южно-Быррангской зоне*, выражен, как и на Сибирской платформе, сероцветными терригенными отложениями (до 5 км), но в отличие от нее представленными в

основном не континентальными, а мелководно-морскими фациями. Средний-верхний карбон и нижняя пермь сложены песчано-алевритоглинистыми толщами с прослоями известняков. В низах верхней перми мелководно-морские осадки частично замещаются паралическими угленосными и пресноводными, а верхняя часть верхней перми (татарский ярус) выражена континентальной терригенной угленосной толщей с несколькими десятками мощных (до 5—10 м) угольных пластов. Выше залегает континентальный вулканогенный трапповый комплекс (до 2—3 км). Как и в Тунгусской синеклизе, он начинается с туфопесчаников, туфов и туфобрекчий с редкими потоками базальтов, а выше следует существенно лавовая толща нижнего триаса, в основном состоящая из многочисленных покровов толеитовых базальтов, а также силлов и даек долеритов, которые пронизывают и нижележащие пермские отложения.

В восточной части южного Таймыра вулканы постепенно замещаются континентальными, а затем частично прибрежно-морскими терригенными отложениями нижнего триаса, которые перекрываются здесь аналогичными толщами среднего и верхнего триаса. Общая мощность триаса на востоке Таймыра достигает 1,5—2 км.

Палеозойские и триасовые образования Южно-Таймырской мегазоны прорываются мелкими телами щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов поздне триасового возраста.

Складчатая структура этой мегазоны представляет моноклиний с общим погружением зеркала складчатости к югу. В карбонатных толщах нижнего-среднего палеозоя Северо-Бырангской зоны распространены сильно сжатые протяженные линейные складки, осложненные взбросами и надвигами. С севера на нее надвинута Северо-Таймырская мегазона, а сама она по пологому Пограничному разлому надвинута на Южно-Бырангскую зону. В верхнем палеозое и триасе последней преобладают более пологие и широкие, нередко брахиморфные складки. Для всей Бырангской складчатой системы характерно кулисное расположение складок, вытянутых под острым углом к общему простиранию мегазоны.

Складчатые деформации, смявшие комплекс палеозоя и триаса Южно-Таймырской мегазоны как единое целое, в основном произошли до начала юры, т. е. являются древнекеммерийскими, поскольку этот комплекс в северной части Енисей-Хатангской впадины несогласно перекрыт отложениями всех отделов юры, смятыми в очень пологие брахискладки. Более слабые деформации произошли на рубеже юры и мела, который в этой впадине отделен от юры очень слабым несогласием и залегает субгоризонтально.

В неогене—антропогене Бырангская мегазона испытала дифференцированное поднятие и приобрела низкогорный рельеф. Комплекс четвертичных ледниковых, флювиогляциальных, озерно-ледниковых и ингрессивно залегающих морских отложений отражает сложную историю неоднократных покровных, а в плейстоцене — горно-долинных оледенений Таймыра.

Североземельская мегазона слагается мелководно-морскими и лагунными отложениями ордовика, силура и девона общей мощностью до 6—7 км. Ордовик в восточной части о. Октябрьской Революции несогласно, с базальным конгломератом налегающий на кембрийские отложения Челюскинской зоны, выражен терригенно-карбонатными отложениями (песчаники, мергели, известняки) с прослоями гипсов и редкими маломощными покровами кислых лав. Силур, залегающий с перерывом и слабым несогласием, сложен толщей мелководных биоген-

ных известняков с прослоями доломитов и гипсов в верхах. Девон, лежащий на силуре согласно или со следами несогласия, представлен пестроцветными терригенными (песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты), карбонатными и сульфатными мелководно-морскими, лагунами, а также континентальными отложениями (с остатками рыб и флоры). Толщи ордовика и силура нередко рассматриваются как миогеосинклинальные, а девонские — как молассовые, но по своему составу, условиям накопления, мощностям и значительной выдержанности на площади они мало отличаются от плитных комплексов чехла платформ или метаплатформ. Не исключено, что фундаментом ордовикско-девонского чехольного комплекса Северной Земли в основном является восточное продолжение Баренцево-морского метаплатформенного массива; в этом случае Североземельская мегазона должна быть включена в состав Печоро-Баренцево-морской метаплатформенной области.

Структура ордовикско-силурийского комплекса выражена сочетанием обширных (десятки километров в поперечнике) плоскостных брахисинклиналей и относительно узких гребневидных антиклиналей, формирование которых, вероятно, контролировалось разломами в жестком фундаменте и течением пластичного материала, в частности гипсов, в некоторых частях разреза в условиях очень слабого горизонтального сжатия. В целом характер отложений ордовика—девона и степень их деформаций позволяют рассматривать их как слабодислоцированный чехол метаплатформенного массива. Отложения карбона, перми и мезозоя в Североземельской мегазоне отсутствуют, но на о. Комсомолец девон несогласно перекрыт маломощными континентальными песчаниками олигоцена. Поэтому диапазон возможного возраста дислокаций ордовик-девонского комплекса очень широк — от карбона до конца мезозоя. Учитывая, что главные деформации палеозойско-триасового комплекса в Южно-Таймырской мегазоне, а также в Новоземельской складчатой зоне имели место в конце триаса, наиболее вероятен аналогичный, т. е. древнекиммерийский возраст дислокаций чехла в Североземельской мегазоне.

В неоген-четвертичное время территория архипелага Северной Земли испытывала сводово-глыбовые поднятия, осложненные в его средней части формированием субмеридионального грабена пролива Шокальского. С позднего плиоцена в ходе неоднократных покровных оледенений архипелаг периодически подвергался гляциоизостатическим опусканиям под тяжестью ледниковых щитов и «всплывал» при их таянии в межледниковые и последниковую эпохи.

Как видно из краткой характеристики строения Таймыро-Североземельской области, центральное положение занимает в ней Северо-Таймырская мегазона, которая представляет сравнительно узкую позднедокембрийскую складчатую систему, сложенную в разной мере метаморфизованными, неоднородно деформированными и прорванными разновозрастными интрузивными телами ранне- и позднедокембрийскими образованиями эвгеосинклинального (в ее южной зоне) и миогеосинклинального (в северной зоне) типов. Южная зона завершила свое активное развитие в байкальскую, а северная — в салаирскую эпохи. Значительно позднее, в конце палеозоя — начале мезозоя, Северо-Таймырская складчатая система пережила эпоху тектонотермальной активизации.

По характеру слагающих ее образований, тектонических структур, проявлений магматизма и метаморфизма эта мегазона приближается к эпигеосинклинальным складчатым областям подвижных поясов, но отличается от них своей узостью (200—250 км), небольшим масштабом

растяжения на ранних этапах развития (по-видимому, не доходившим до возникновения широких трогов с корой океанического типа) и относительно ранним временем замыкания. Эти особенности строения и развития позволяют рассматривать Северо-Таймырскую мегазону в качестве авлакогеосинклинальной складчатой системы, образовавшейся на месте сложно построенной протерозойской авлакогеосинклинали. Последняя была заложена между Североземельской и Южно-Таймырской мегазонами, которые, судя по характеру слагающих первую из них палеозойских, а вторую — палеозойско-триасовых образований, в формационном отношении близких к платформенным, могут скорее всего рассматриваться в качестве фанерозойских чехлов глубоко погруженных метаплатформенных массивов с докембрийским фундаментом. Своеобразной особенностью чехольных комплексов этих массивов является их складчатая структура, сформированная несомненно или предположительно (в Североземельской мегазоне) в древнекиммерийскую эпоху тектонических деформаций сжатия, которым подверглась Таймыро-Североземельская область в конце триаса. Дислоцированность палеозойских (и частично триасовых) отложений южного Таймыра и Северной Земли не противоречит, однако, их принадлежности к чехлам метаплатформенных массивов, поскольку подобные деформации свойственны даже плитным комплексам некоторых зон ряда древних платформ.

Полезные ископаемые Таймыро-Североземельской области изучены недостаточно. В Южно-Бырангской зоне известны крупные месторождения каменных углей, приуроченные к отложениям татарского яруса верхней перми. С пластовыми интрузиями нижнетриасовой трапповой формации в той же зоне связано медно-никелевое оруденение. В зонах разрывных нарушений и в рудоносных жилах, пронизывающих палеозойские отложения Южно-Таймырской мегазоны, обнаружены свинцово-цинковые, мышьяково-сурьмяно-ртутные месторождения и вольфрамомолибденовая минерализация, возможно, связанная с не вскрытыми субщелочными массивами триасового возраста. С познепротерозойскими гранитоидами Северо-Таймырской мегазоны связаны обширные поля мусковит-микроклиновых пегматитов.

ЕНИСЕЙСКО-ПРИСАЯНСКАЯ МЕТАПЛАТФОРМЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область, отделяющая Сибирскую платформу на западе и юго-западе от Урало-Монгольского подвижного пояса, состоит из Енисейско-Присянской свекофенно-байкальской складчатой системы, простирающейся от юго-западного конца оз. Байкал до устья р. Подкаменная Тунгуска и лежащей к западу от нее, западнее р. Енисей погребенной Приенисейской зоны метаплатформенных массивов с докембрийским (по крайней мере, частично добайкальским) фундаментом и мощным фанерозойским чехлом (рис. 37). В мезокайнозойская последняя вошла в состав молодой Западно-Сибирской плиты в качестве ее самой восточной, Приенисейской зоны.

Енисейско-Присянская складчатая система складывается из двух четковидно расположенных докембрийских складчато-глыбовых сооружений, разделенных наложенной среднепалеозойской Рыбинской впадиной: в основном добайкальского, но переработанного в байкальском цикле Присянского, занимающего северо-восточную часть горного сооружения Восточного Саяна; и байкальского сооружения Енисейского края. Граница Енисейско-Присянской системы с Урало-Монгольским

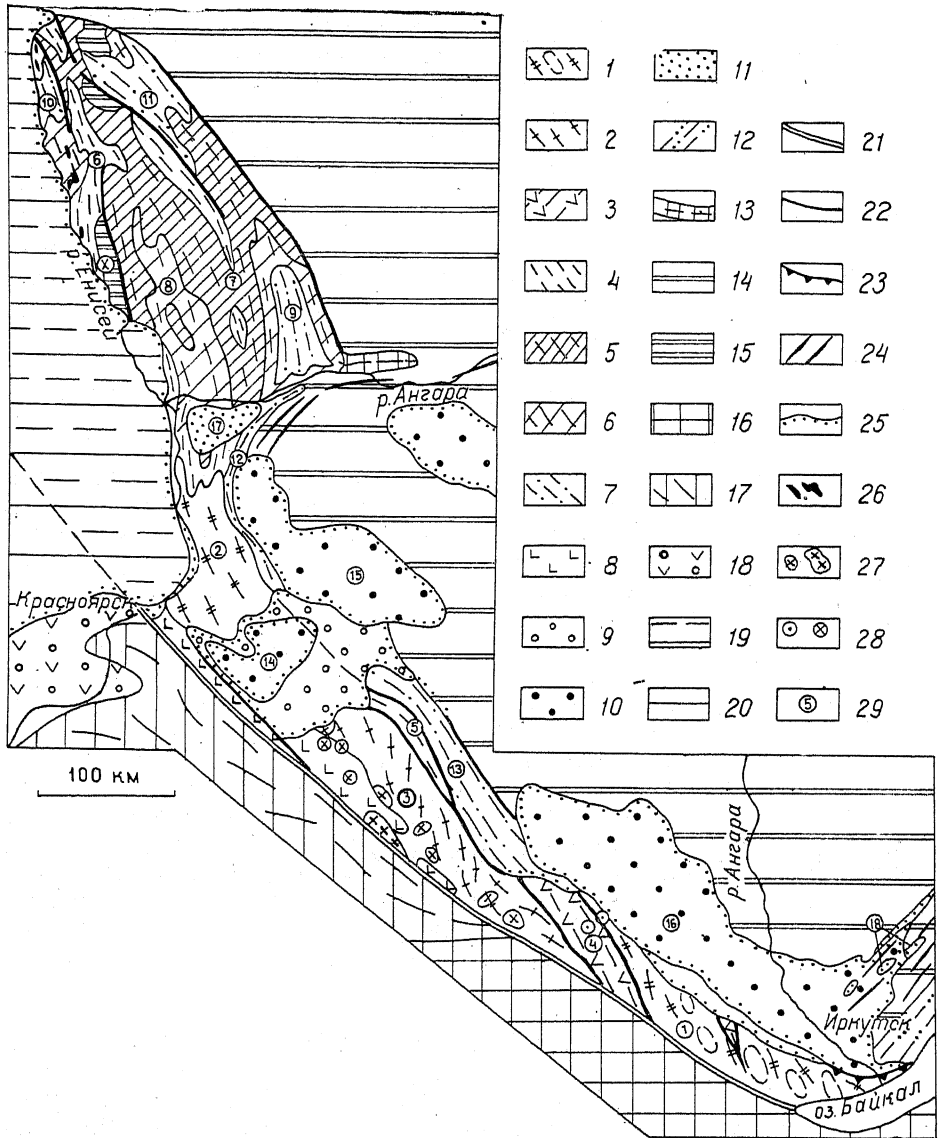


Рис. 37. Тектоническая схема Присяно-Енисейской протерозойской складчатой системы.

1—3 — Присяянское протерозойское складчато-глыбовое сооружение и Ангаро-Канское глыбовое поднятие: 1 — глыбовые поднятия, сложенные археем (цифры в кружках: 1 — Шарыжалгайское, 2 — Ангаро-Канское), 2 — то же, сложенные археем — нижним протерозоем (3 — Бирюсинское), 3 — грабен-синклинали, выполненные метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя (4—Урикско-Ийская, 5 — Туманшетская); 4—7 — байкальское складчатое сооружение Енисейского кряжа: 4 — выступы нижнепротерозойских метаморфических образований в ядрах антиклинорий, 5 — антиклинории, в основном сложенные среднерифейской сухопитской серией (6 — Приенсейский, 7 — Центральный, или Панимбинский), 6 — синклинории, в основном выполненные верхним рифеем (8 — Большепитский), 7 — остаточные, краевые и внутренние прогибы, в основном выполненные отложениями верхов рифея и юдомия (9 — Ангаро-Питский синклинорий, 10 — Вороговский прогиб, 11 — Тейская группа впадин, 12 — Ангаро-Канский прогиб, 13 — Присяянский прогиб); 8 — Агульская приразломная впадина, выполненная вулканогенно-осадочными образованиями нижнего девона; 9 — Рыбинская наложенная впадина, выполненная молассами среднего-верхнего девона и низов карбона; 10 —

поясом проходит от оз. Байкал до г. Красноярска по главному Восточно-Саянскому разлому, а севернее Красноярска она граничит с Западно-Сибирской плитой вдоль долины р. Енисей.

Присаянское сооружение морфологически выражено сравнительно узкой зоной (от 50 км на юго-востоке до 150 км на северо-западе) с низко- и среднегорным рельефом, сооружение Енисейского кряжа представляет собой несколько более широкую (до 100—200 км) низкогорную область. Геологическое изучение Енисейско-Присаянской системы было начато на рубеже XIX—XX вв. В. А. Обручевым и А. К. Мейстером и продолжено С. В. Обручевым, Ю. А. Кузнецовым, М. А. Семихатовым и др.

Присаянское складчато-глыбовое сооружение граничит на северо-востоке с Сибирской платформой по Бирюсинскому разлому, частично скрытому под чехлом нижнепалеозойских и юрских отложений или выраженному в них в виде флексуры. На юго-востоке, в Прибайкалье, граница проходит по очень пологому Ангарскому надвигу, по которому это сооружение надвинуто к северу на юрские отложения Иркутской впадины. Его юго-западная граница с Тувино-Северомонгольским срединным массивом и байкало-салаирскими структурами Урало-Монгольского подвижного пояса проходит по прямолинейному главному Восточно-Саянскому глубинному разлому, в ходе длительного развития которого происходили как вертикальные, так и горизонтальные сдвиговые смещения.

Основу структуры Присаянского сооружения составляют кулисно расположенные Шарыжалгайская (на востоке) и Бирюсинская (на западе) горстообразные глыбы нижнедокембрийского метаморфического фундамента со сложной внутренней структурой, разделяющий их диагональный Урикско-Ийский грабен-синклиорий, выполненный мощными метаморфизованными образованиями верхнего архея, нижнего протерозоя и нижнего-среднего рифея, с его западным продолжением — Туманшетским грабен-синклиорием, и унаследованный от последнего верхнерифейско-вендский Присаянский прогиб, образующий северо-западную зону Присаянского сооружения. Шарыжалгайский горст (рассматриваемый иногда как краевое поднятие Сибирской платформы) сложен глубокометаморфизованными и гранитизированными породами одноизменной серии нижнего архея — биотит-гранатовыми, гиперстеновыми гнейсами, амфиболитами, образующими куполовидные и бра-

впадины, выполненные юрскими угленосными отложениями (14 — Рыбинская, 15 — Канская, 16 — Иркутско-Черемховская); 11 — впадины, выполненные кайнозойскими континентальными отложениями (17 — Нижнеангарская, 18 — Прибайкальская); 12 — южный участок Байкало-Патомской складчатой зоны, сложенный рифеем и вендом; 13 — Иркинеевский авлакоген, испытавший инверсию перед вендом и перед юрой; 14 — палеозойско-нижнетриасовый чехол Сибирской платформы; 15 — фрагменты нижне-среднепалеозойского чехла в сооружении Енисейского кряжа; 16—18 — Урало-Монгольский складчатый пояс; 16 — Тувино-Северо-Монгольский массив, 17 — байкалиды, салаириды и каледониды Восточно-Саянской складчатой области, 18 — наложенные впадины, выполненные девоном — карбоном; 19—20 — Западно-Сибирская молодая плита; 19 — Приенисейская зона с палеозойско-мезозойским чехлом на докембрийском фундаменте, 20 — внутренняя часть с мезокайнозойским чехлом на палеозойском фундаменте; 21 — Главный Восточно-Саянский глубинный разлом; 22 — другие крупные разломы; 23 — некоторые пологие надвиги; 24 — оси складок в платформенном чехле; 25 — стратиграфические несогласия; 26 — рифейские серпентиниты в Енисейском кряже; 27 — девонские кислые и щелочные интрузивы в Присаянском сооружении; 28 — щелочно-ультраосновные массивы центрального типа (а — девонские массивы Зиминской группы, б — пермский Кийский массив); 29 — номера тектонических элементов, названия которых указаны выше в подписях к рисунку. Докембрийские гранитоидные массивы на рисунке не показаны

химорфные диапировые структуры. На раннеархейском этапе они были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, а на позднеархейском (?) подверглись наложенному регрессивному метаморфизму амфиболитовой ступени. Бирюсинский горст сложен одноименной серией метаморфических пород архея и (или) нижнего протерозоя (более 7 км), образующих систему куполовидных поднятий и сильно сжатых синклинальных структур. В нижней части серии преобладают гнейсы и амфиболиты, образовавшиеся из вулканогенно-осадочных пород, присутствуют реликты пород гранулитовой фации метаморфизма (гранулиты, гиперстен-амфиболовые гнейсы), а верхнюю часть слагают первично-осадочные породы амфиболитовой фации — слюдяные и высокоглиноземистые сланцы, железистые кварциты и мраморы. В бирюсинской серии широко распространены продукты гранитизации — мигматиты и гнейсограниты.

В разрезе докембрийских грабен-синклинорных зон присутствуют метаморфизованные вулканогенно-осадочные джеспилитоносные толщи верхнего архея (аналоги трогового комплекса Алдано-Станового щита), мощные слабометаморфизованные существенно терригенные флишвидные толщи нижнего протерозоя и молассовые толщи нижнего-среднего (?) рифея.

В Присаянском прогибе на различных протерозойских образованиях несогласно залегает почти не метаморфизованная ритмично построенная терригенно-карбонатная серия среднего (?)—верхнего рифея (до 2 км), с разрывом перекрытая пестроцветными молассоидными отложениями верхнего рифея — нижнего юдомия (до 2,5 км) и грубообломочными, а выше — терригенно-карбонатными отложениями верхнего юдомия. Эти толщи смяты в умеренно сжатые линейные складки, образовавшиеся в самом конце позднего протерозоя — в байкальскую эпоху тектогенеза.

К северо-западному участку главного Восточно-Саянского разлома приурочен очень узкий Агульский грабен, заполненный несогласно залегающей на бирюсинской серии толщей нижедевонских вулканитов пестрого состава и континентальных обломочных пород (до 2 км). Непосредственно севернее, между Присаянским и Енисейским докембрийскими сооружениями, располагается почти изометричная наложенная Рыбинская впадина, выполненная пологозалегающими пестро- и красноватными континентальными молассами среднего-верхнего девона (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой мергелей) мощностью до 2—3 км, а также маломощными лимническими угленосными отложениями нижней-средней юры.

Тектономагматическая активизация Присаянского сооружения проявилась также в становлении в его юго-западной части ряда массивов гранитоидов и сиенитов, а в северо-восточной — в формировании зинминского комплекса щелочно-ультраосновных массивов центрального типа с карбонатитами, а также трубок и даек кимберлитов.

Сооружение Енисейского кряжа состоит из двух главных элементов — Ангаро-Канского выступа нижнего докембрия на юге и байкальского складчатого сооружения — мегантиклинория Енисейского кряжа на севере. Их разделяет субширотная зона Нижнеангарского глубинного разлома. Ангаро-Канский горстообразный выступ, лежащий на северо-западном продолжении Бирюсинского, сложен двумя метаморфическими сериями, разделенными несогласием. Архейская канская серия, метаморфизованная в гранулитовой и амфиболитовой фациях, выражена пироксеновыми гнейсами, гранулитами, чарнокитами, а в верхней части — высокоглиноземистыми гнейсами и амфиболитами. Ниж-

непротерозойская енисейская серия, испытавшая метаморфизм амфиболитовой фации, представлена биотитовыми сланцами, гнейсами и амфиболитами с прослоями кварцитов и мраморов, инъецированными гранитоидами с возрастом 1,85 млрд лет, что позволяет относить формирование внутренней структуры Ангаро-Канского выступа к свекофенской эпохе. Его северо-западное продолжение по данным бурения и геофизики намечается в левобережье Енисея в виде погребенного под мощным фанерозойским чехлом Верхнекетского массива и, возможно, к северу от него.

Расположенный севернее низовий р. Ангары байкальский мегантиклинорий Енисейского кряжа образован из нескольких антиклинориев и синклинориев, состоящих из вытянутых в север-северо-западном направлении линейных складок, более сжатых в антиклинориях и более широких и пологих в синклинориях (рис. 38). В ядрах гнейсовых куполов и валов в западной и северной его частях выступает глубокометаморфизованное основание, сложенное гнейсами и кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами нижней части нижнего протерозоя, прорванными древнейшими (2,15 млрд лет) гранитоидами. В ядрах антиклинориев обнажается также несколько менее метаморфизованная сланцево-карбонатная толща (1,5 км), принадлежащая верхам нижнего протерозоя или нижнему рифею, которую некоторые исследователи рассматривают как отложения протоплатформенного чехла.

Наиболее широко распространены в Енисейском кряже терригенно-карбонатные серии среднего рифея (сухопитская) и низов верхнего рифея (тунгусикская) общей мощностью до 10—12 км. Они разделены перерывом, к которому было приурочено внедрение комплекса гранитоидов (1—1,1 млрд лет). Каждая серия представляет крупный седиментационный цикл, состоящий из нескольких более мелких циклов. Они начинаются с конгломератов, аркозовых песчаников и сложены в основном филлитизированными глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями известняков и доломитов, нередко с флишоидной ритмичностью. В самой западной части сооружения в обеих сериях появляются метавулканы преимущественно основного состава, а также мелкие протрузивные тела ультрабазитов и усиливается метаморфизм, что дает основание некоторым геологам рассматривать его как эвгеосинклинальную зону байкалид. К концу накопления тунгусикской серии было приурочено становление батолитов наиболее широко распространенного в Енисейском кряже комплекса гранитоидов (0,7—0,85 млрд лет) и начало байкальской эпохи деформаций сжатия.

В прогибах периферических зон этого сооружения распространены флишоидные и молассоидные отложения верхней части верхнего рифея и юдомия, накопившиеся на завершающем этапе байкальского цикла. В его юго-восточной части, в Ангаро-Питском прогибе, они выражены ослянской серией (до 3 км), слабо несогласно залегающей на тунгусикской. К ее нижней терригенной части приурочен горизонт осадочных лептохлорит-гематитовых железных руд. Верхняя часть серии имеет глинисто-карбонатный состав. Разрез юдомия завершает трансгрессивно залегающая конгломерато-песчано-глинистая молассовая толща (0,5 км), в свою очередь трансгрессивно перекрытая терригенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия.

На северо-востоке и северо-западе Енисейского кряжа на разных горизонтах среднего и верхнего рифея несогласно залегают молассовые толщи верхов верхнего рифея и юдомия (2—4 км), начинающиеся с грубообломочных и завершающиеся терригенно-карбонатными отложениями. Аналогичная молассовая толща юдомского возраста (тасеев-

кая свита) выполняет прилегающий к восточному краю Ангаро-Канского выступа одноименный прогиб, который, как и лежащие на его продолжениях Ангаро-Питский и Присаянский прогибы, приобрел в конце позднего рифея и в юдомии роль краевого прогиба на границе Енисейско-Присаянской складчатой системы с Сибирской платформой.

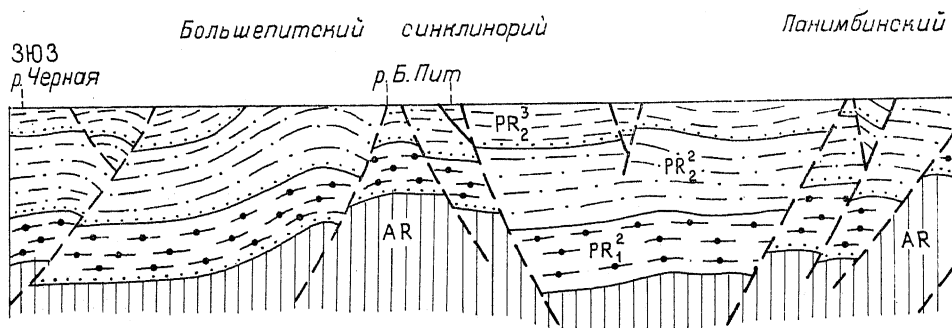


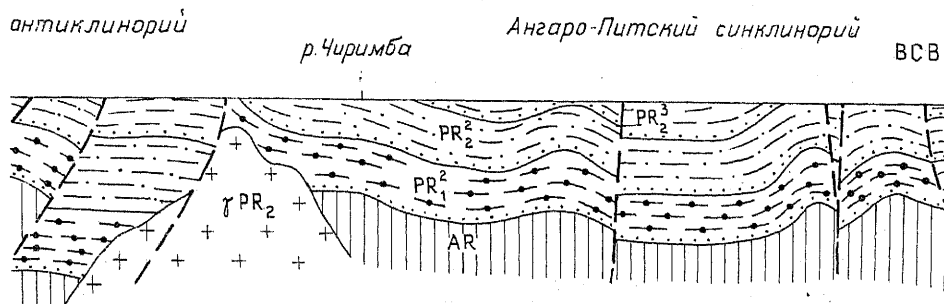
Рис. 38. Схематический геологический профиль через среднюю часть сооружения Енисейского кряжа. PR_2^1 — тунгусикская и ослянская серии, PR_2^2 — сухопитская серия, PR_1^2 — тейская

От юго-восточного угла сооружения Енисейского кряжа отходит к востоку вдающийся в глубь Сибирской платформы Иркинеевский авлакоген, заложенный на восточном продолжении Нижнеангарского поперечного глубинного разлома и испытавший на рубеже рифея и юдомии одновременно со складчатостью в Енисейском кряже сжатие и инверсионное поднятие. Таким образом, сооружение Енисейского кряжа расщепляется на юго-востоке на две узкие, расходящиеся к востоку и югу и постепенно затухающие складчатые зоны — Иркинеевскую и Присаянскую, которые сформировались в конце байкальского цикла на месте заложенных в среднем рифее на континентальной коре грабенообразных прогибов, ответвлявшихся от более широкого и глубокого средне-позднерифейского прогиба Енисейского кряжа. Можно предполагать, что и сам этот прогиб был заложен в рифее на подвергшейся более или менее сильной деструкции коре континентального типа между стабильными тектоническими областями с раннедокембрийским фундаментом — Сибирской платформой на востоке и расположенной к западу от него Приенисейской зоной древних массивов (Верхнекетский массив и др.), юго-восточным продолжением которой являются Ангаро-Канская, Бирюсинская и Шарыжалгайская глыбы нижнего докембрия. В этом случае зона Енисейского кряжа с ее южным продолжением в Присаянском прогибе должна рассматриваться в качестве средне-позднерифейского авлакогеосинклиального прогиба или системы из нескольких сближенных авлакогеосинклиальных прогибов (сравнимой с Северо-Таймырской), которая превратилась в конце позднего протерозоя в авлакогеосинклиальное складчатое сооружение, а Приенисейская зона — в качестве ограничивающей его с запада системы из нескольких метаплатформенных массивов.

В течение палеозоя некоторые участки Енисейского кряжа временно вовлекались в относительно слабое погружение, поскольку в его пределах имеется ряд небольших наложенных впадин и грабенов, в которых на байкальском складчатом фундаменте трансгрессивно залегают ниже- и верхнекембрийские, а в Верхневороговской впадине на северо-западе кряжа — отложения почти всех систем палеозоя. Его за-

падное крыло было прорвано в перми Киинским щелочно-ультраосновным массивом центрального типа, характерным, как и аналогичные девонские массивы Зиминской группы в Присаянском сооружении, для активизированных зон платформ и метаплатформ.

К Нижнеангарской зоне поперечных нарушений приурочен узкий субширотный Казачинский грабен, выполненный нижним карбоном. Он



сейского края по р. Б. Пит (по О. А. Вотаху, 1978):

серия, AR — архейский фундамент; γPR_2 — верхнепротерозойские гранитоиды погребен под более широким и плоским кайнозойским Нижнеангарским прогибом, выполненным маломощными (0,2—0,3 км) континентальными терригенными бокситоносными отложениями палеогена и миоцена, а также плиоценовыми отложениями. В плиоцене и антропогене районы Енисейского края и Присаянья испытали умеренное поднятие.

К западу от байкальского авлакогеосинклинального складчатого сооружения Енисейского края, а также от лежащей на его северном продолжении Турухано-Норильской зоны авлакогенов, западнее долины р. Енисей расположена **Приенисейская зона метаплатформенных массивов** с докембрийским и, по крайней мере частично, дорифейским метаморфическим фундаментом (Верхнекетский массив и др.). В течение палеозоя и, может быть, триаса эта зона шириной до 200—250 км была перекрыта мощным чехлом субгоризонтально залегающих отложений, по характеру близких к разновозрастным толщам плитного комплекса Сибирской платформы, а также Южно-Таймырской мегазоны, с которой она, по-видимому, непосредственно смыкалась на севере. Мощность этого чехла достигает 5 и даже 8 км, в частности в Касской впадине, примыкающей с запада к поднятию Енисейского края. Начиная с юры, когда территория Западно-Сибирской низменности была вовлечена в общее опускание и стала формироваться Западно-Сибирская плита, Приенисейская зона вошла в ее состав в качестве ее самой восточной краевой зоны, которая отличается от более западных, внутренних частей этой плиты небольшой суммарной амплитудой погружений в юрское и меловое время (не более 1—2 км) и их почти полным прекращением в палеогене и неогене и возобновлением слабых опусканий в антропогене.

В Саяно-Енисейской зоне известен ряд месторождений, главным образом рудных, **полезных ископаемых**. В Ангаро-Канском выступе нижнего докембрия распространены мусковитовые и редкометалльные пегматиты с касситеритом и вольфрамитом. В западной части Енисейского края в отложениях верхнего рифея размещено крупное Горевское гидротермально-метасоматическое стратиформное месторождение свинцово-цинковых руд, а в его юго-восточной части — Ангаро-Питское месторождение осадочных оолитовых железных руд. С переотложе-

нием продуктов коры выветривания на южной окраине Енисейского кряжа в Приангарском прогибе связаны месторождения бокситов в палеогеновых и миоценовых отложениях. В нижнем архее Шарыжалгайского поднятия в Присаянье имеются осадочно-метаморфогенные месторождения магнетитовых руд, а в бирюсинской серии одноименного поднятия — высокоглиноземистые сланцы. В Урикско-Ийском грабен-синклинории известны палеозойские редкометалльные месторождения, связанные с зиминским комплексом ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, и алмазонасные кимберлитовые трубки и дайки. В Рыбинской впадине имеются месторождения юрских бурых углей.

БАЙКАЛЬСКАЯ МЕТАПЛАТФОРМЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Байкальская область прилегает с юга к Сибирской платформе, глубоко вдаваясь в ее край между Иркутским амфитеатром и западной границей Алдано-Станового щита, а на юге граничит с Западно-Забайкальской салаирской складчатой системой Урало-Монгольского подвижного пояса. Геологическое строение и развитие этой области еще недостаточно выяснены и вызывают разногласия в связи с очень широким распространением немых метаморфизованных образований и гранитоидов, маскирующих структуру вмещающих толщ. Большое своеобразие придает приуроченность к Байкальской области одноименной внутриконтинентальной кайнозойской рифтовой системы. Байкальская область обладает сильнорасчлененным среднегорным рельефом. Ее центральная часть занята Становым нагорьем высотой до 2—2,6 км с Верхнеангарской, Муйской и Чарской межгорными котловинами. К северу и югу от него расположены менее высокие (1—1,7 км) Патомское нагорье и Витимское плоскогорье. Эти возвышенности прорезает долина р. Витима, впадающей в р. Лену у северо-западного края области. В ее юго-западной части расположено глубочайшее в мире (1620 м) оз. Байкал, вытянутое в северо-восточном направлении на 630 км при ширине до 50—70 км. С запада его ограничивают Приморский и Байкальский хребты, с востока — Баргузинский хребет, а с севера — Северо-Байкальское нагорье. В озеро с востока впадают Селенга, Баргузин, Верхняя Ангара и другие реки, а вытекает близ его юго-западного конца р. Ангара.

Научное изучение Байкальской области начали в конце XVIII в. П. С. Паллас и И. Г. Георги. Во второй половине XIX в. его продолжил И. Д. Черский, в начале XX в. — В. А. Обручев, в 20—30-е годы — М. М. Тетяев и Е. В. Павловский, а в послевоенный период — Л. И. Салоп, В. Г. Беличенко, А. Н. Булгатов, А. А. Бухаров и др. Байкальскую рифтовую систему исследовали Н. А. Флоренсов, В. Л. Солоненко, Н. А. Логачев, Ю. А. Зорин, С. М. Шерман и др.

Тектоническая структура докембрийских и нижнепалеозойских комплексов Байкальской области выражена рядом продольных складчатых зон, образующих систему выпуклых к северу дуг (рис. 39). Граница с Сибирской платформой контролируется краевым швом в докембрийском фундаменте. Внешняя, т. е. самая западная и северная, Байкало-Патомская зона сложена несогласно залегающими на нижнем протерозое почти не метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями среднего и верхнего рифея миогеосинклинального характера и юдомскими отложениями молассового (на юге) или платформен-

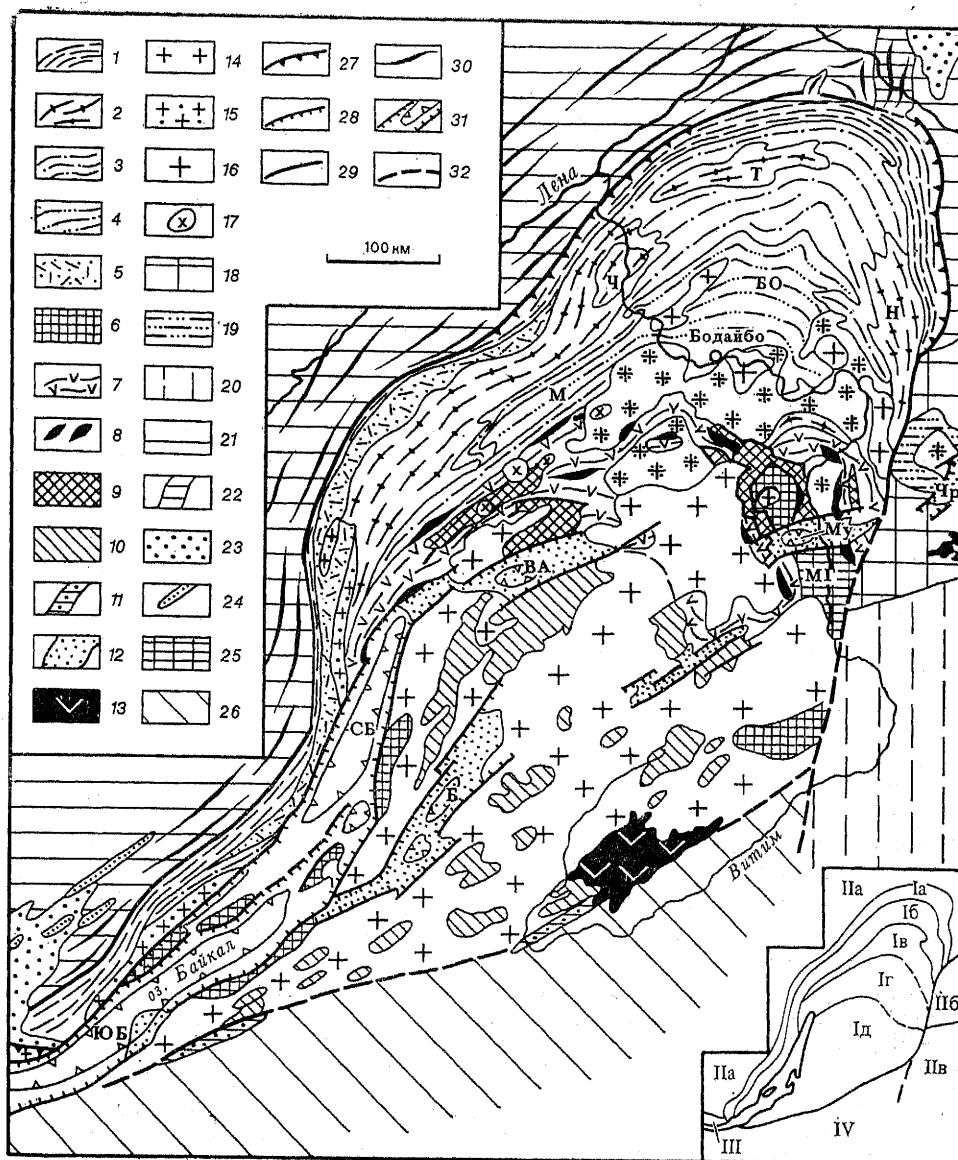


Рис. 39. Схема геологического строения Байкальской метаплатформенной области. 1—17 — Байкальская область: 1 — Байкало-Патомская зона, средне-верхнерифейские и вендские отложения; 2 и 3 — Чуйско-Тонодская зона: 2 — архейские метаморфические образования в ядрах антиклинориев (Ч — Чуйского, Т — Тонодского, Н — Нечерского), 3 — нижнепротерозойские метаморфизованные отложения, 5 — акиткаяская обломочно-вулканогенная серия верхов нижнего протерозоя, слагающая Северо-Байкальский вулканический пояс; 4 — Мамско-Бодайбинская синклиниорная зона, выполненная рифейскими метаморфизованными отложениями (М — Мамский, Б — Бодайбинский синклиниории); 6—13 — Байкало-Витимская и Баргузино-Витимская зоны: 6 — глубокометаморфизованные (архейские или нижнепротерозойские?) образования Муйской (МГ), Байкальской глыб и пр., 7 — нижнепротерозойские или рифейские осадочно-вулканогенные протозвгеосинклинальные образования муйской серии, 8 — подчиненные ей тела габброидов и гипербазитов, 9 — грабенообразные впадины, выполненные вендскими и ниже-среднекембрийскими отложениями, 10 — впадины и другие структуры, сложенные рифеем (?), вендом и кембрием в Баргузино-Витимской зоне, 11 — мезозойские грабены, 12 — кайнозойские впадины, вы-

ного (на севере) типа, смятыми в линейные складки (рис. 40). Зеркало складчатости погружается в сторону Сибирской платформы, и структура зоны в целом представляет узкий моноклинорий, местами надвинутый на край платформы. Перерывы и небольшие несогласия в основании и внутри юдомия, особенно в юго-западной части зоны, указывают на движения байкальской эпохи, но основная часть складчатых деформаций в Байкало-Патомской зоне, как и в чехле прилегающей к ней части Сибирской платформы, является позднекаледонской (преддевонской или раннедевонской).

С востока и юга к Байкало-Патомской зоне прилегает Чуйско-Тонодская зона, представляющая цепочку из нескольких ундулирующих по простиранию антиклинориев. В основном она сложена сильно смятыми первично-терригенными, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и гранитизированными толщами нижнего протерозоя, из-под которых местами, возможно, выступают метавулканы верхнего архея. На западе зоны верхнюю часть нижнего протерозоя слагает несогласно залегающая акитканская серия очень слабометаморфизованных обломочных и вулканогенных пород моласово-порфирирового типа, сопровождаемая телами гранитов типа рапакиви. Акитканский магматизм был приурочен к одноименному вулканоплутоническому поясу, возникшему на западном краевом шве Байкальской области после деформаций и метаморфизма свекофеннской эпохи.

Более внутреннюю складчатую дугу образует широкий, серповидный в плане Бодайбинский синклинорий, переходящий к юго-западу в более узкий Мамский. Оба синклинория выполнены мощными толщами терригенных, с подчиненными пачками карбонатных пород, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой или амфиболитовой фаций, смятыми в сильно сжатые линейные складки и прорванными телами син- и посткладчатых гранитоидов. Большинство исследователей параллелизует эти толщи с рифейскими отложениями Байкало-Патомской зоны, но высказывалось и иное мнение (В. С. Федоровский) об их более древнем, раннепротерозойском возрасте. Соответственно складчатые

полненные неоген-четвертичными отложениями (ЮБ — Южно-Байкальская, СБ — Северо-Байкальская, Б — Баргузинская, ВА — Верхнеангарская, Му — Муйская, Ч — Чарская впадины на Алданском мегаблоке), 13 — неоген-четвертичные базальтовые покровы; 14 — гранитоиды раннего (?) и позднего протерозоя; 15 — гранитоиды конца раннего протерозоя (1,7 млрд лет), ирельского комплекса в Северо-Байкальском вулканическом поясе; 16 — гранитоиды баргузинского комплекса конца позднего протерозоя — кембрия; 17 — среднепалеозойские щелочные центральные массивы сыннырского комплекса; 18—20 — Алдано-Становой щит: 18 — архейские метаморфические комплексы Алданского мегаблока, 19 — нижнепротерозойская удоканская серия, выполняющая Кодаро-Удоканскую протоплатформенную впадину, 20 — архейско-нижнепротерозойские образования и палеозойские гранитоиды Станового мегаблока; 21—24 — Лено-Енисейская плита: 21 — рифейско-палеозойский чехол, 22 — Уринский авлакоген, 23 — впадины, выполненные юрскими отложениями, 24 — то же, третичными; 25 — Присяно-Енисейская область, Шарыжалгайский выступ архея; 26 — Селенгино-Яблоновая салаирская складчатая система Урало-Монгольского пояса; 27 — надвиги; 28 — сбросы; 29 — разломы без расчленения; 30 — складки в платформенном чехле; 31 — грабены и их внутренние части; 32 — условная юго-восточная граница Байкальской области.

Врезка-схема тектонической зональности: I — Байкальская метаплатформенная область; Ia — Байкало-Патомская моноклинорная зона; Ib — Чуйско-Тонодская антиклинорная зона; Ic — Мамско-Бодайбинская синклинорная зона; Id — Байкало-Витимская зона поднятий и наложенных впадин; Ie — Баргузино-Витимская зона (срединный массив); II — Сибирская платформа: IIa — Лено-Енисейская плита; IIб — Алданский и IIв — Становой мегаблоки Алдано-Станового щита; III — Присяно-Енисейская метаплатформенная область; IV — Селенгино-Яблоновая система Урало-Монгольского складчатого пояса

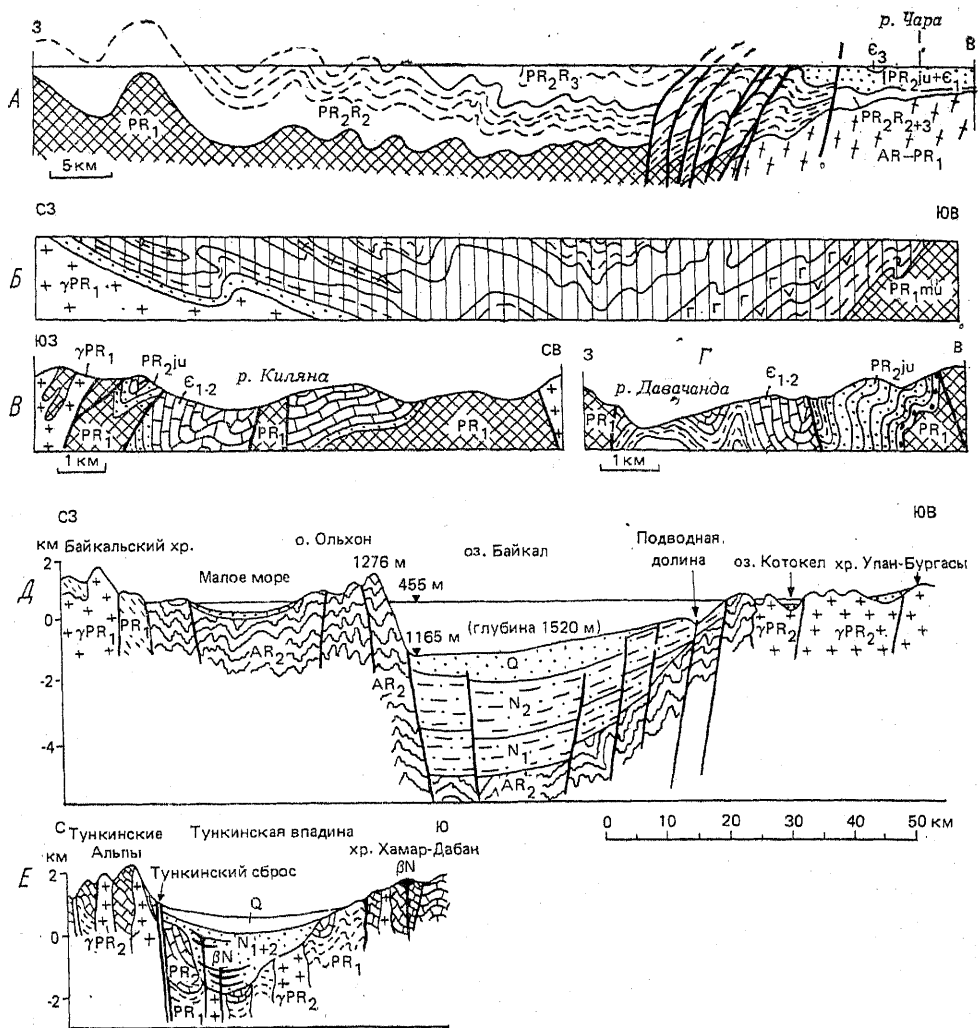


Рис. 40. Геологические профили разных зон Байкальской области.

А — северо-восточная часть Байкало-Патомской зоны и смежный западный участок Алданской моноклизы (по Л. И. Салопу): ϵ_3 — верхоленская серия, $PR_{2ju} + \epsilon_1$ — юдомий и нижний кембрий, PR_2R_3 , PR_2R_2 и PR_2R_{2+3} — верхний и средний рифей, верхняя и нижняя части патомского комплекса и патомский комплекс нерасчлененный, нижний протерозой, теиторгинская и аналоги удоканской серии; $AR-PR_1$ — фундамент Алданского щита. Б — Мамский синклиорий (по Д. В. Великославинскому и др.): вертикальная штриховка — разные свиты мамского комплекса (рифей?) и синклюдчатые гранитогнейсы; PR_{1mu} — муйская серия, точки — нижнепротерозойские ставролитовые сланцы и кварциты, γPR_1 — гранитогнейсы чуйского комплекса. В и Г — Кильянская и Талоинская впадины Байкало-Витимской зоны (по Л. И. Салопу): ϵ_{1-3} — известняки нижнего-среднего кембрия, PR_{2ju} — сланцы, алевролиты, песчаники и конгломераты юдомия; γPR_1 — нижнепротерозойские гранитоиды, PR_1 — муйская серия и подчиненные ей тела базитов и гипербазитов. Д и Е — разрезы впадин Байкальского рифтового пояса: Д — средняя часть Байкальской впадины (по В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсову, с дополнениями), Е — Тункинская впадина (по В. В. Ружичу, 1973)

структуры этой зоны являются либо байкальскими (или даже каледонскими?), либо свекофеннскими (?).

К югу от Мамско-Бодайбинской синклиорийной зоны от о. Ольхон на Байкале до западного края Алдано-Станового щита простирается ду-

гообразно выпуклая к северу Байкало-Витимск.я. Обычно ее считают антиклинорной зоной, в ядрах которой выступают небольшие глыбы архея (Байкальская, Муйская и др.), а в основном распространены осадочно-вулканогенные метаморфизованные толщи нижнепротерозойской муйской серии, интерпретируемой как эвгеосинклинальный комплекс внутренней части раннепротерозойской протогеосинклинальной системы, а некоторые исследователи даже различают в его составе метаморфизованную протофиолитовую ассоциацию.

Существует, однако, и иное мнение о рифейском возрасте муйской серии. В этом случае Байкало-Витимская зона в основном должна отличаться от более северных зон Байкальской области не возрастом пород и характером структуры, а тем, что если последние представляли в позднем протерозое ее внешние, шельфовые зоны с миогеосинклинальным типом разреза, то Байкало-Витимская зона — ее внутреннюю, сложно построенную эвгеосинклинальную зону. Ее континентальная кора испытала в начале байкальского тектономагматического цикла сильную деструкцию и, может быть, подверглась полному разрыву, а затем, в конце его (перед юдомием), подверглась интенсивному сжатию, глубокому метаморфизму и была прорвана крупными батолитами гранитоидов.

Более верхний структурный этаж зоны образуют небольшие наложенные грабенообразные впадины, выполненные несогласно залегающими грубообломочными молассовыми толщами юдомия и вышележащими карбонатными толщами кембрийского возраста. Эти впадины закладывались и развивались в обстановке растяжения и раздробления их субстрата, т. е. представляли собой рифтогенные структуры, а затем, в салаирскую или каледонскую эпоху, подверглись сжатию, приобрели внутреннюю складчатую структуру и были рассечены взбросами. Примечательно, что эти впадины лежат в полосе Байкальской кайнозойской рифтовой системы, в непосредственной близости от некоторых ее грабенов. Структуры этих впадин рвутся телами раннепалеозойских гранитоидов, а также среднепалеозойскими щелочными массивами центрального типа, характерными для многих континентальных рифтовых зон.

Южную половину области занимает обширная Баргузино-Витимская зона, трактовка тектонической структуры которой вызывает сильные разногласия. Большую часть зоны слагает грандиозный (более 120 тыс. км²) Баргузинский гранитоидный батолит (или группа слившихся батолитов), становление которого началось в конце позднего протерозоя и завершилось в раннем палеозое. Гораздо меньшую площадь занимают разновозрастные, в разной степени метаморфизованные осадочные и вулканогенные образования архейского, раннепротерозойского и рифейского возраста, сохранившиеся в виде фрагментов в провесах кровли Баргузинского батолита, а также слабометаморфизованные терригенно-карбонатные отложения юдомия и кембрия, по крайней мере часть которых могла отлагаться на размытой поверхности гранитоидов, принадлежащих к ранним фазам его становления. Наиболее вероятно, что Баргузино-Витимская зона представляет собой древний остаточный массив, раннедокембрийский фундамент которого в значительной мере был переработан и переплавлен в ходе сильного прогрева его континентальной коры и длительного становления на большей части его площади позднепротерозойских и раннекаледонских гранитоидов и частично перекрыт юдомско-кембрийскими отложениями, которые впоследствии (в салаирскую или каледонскую эпоху?) были деформированы и в значительной мере денудированы. Структурные

формы, связанные с кайнозойским рифтогенезом, мы рассмотрим в следующем разделе.

Стратиграфические комплексы и этапы развития. Предположительно архейские породы, в основном метаморфизованные в амфиболитовой фации, — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты — выступают на некоторых участках Чуйско-Тонодской, Байкало-Витимской и Баргузино-Витимской зон и, возможно, присутствуют в основании большей части Байкальской области. Спорность возраста некоторых вышележащих метаморфических комплексов затрудняет однозначное понимание ее развития в раннем и позднем протерозое. В Чуйско-Тонодской зоне книжной части нижнего протерозоя относятся метаморфизованные в амфиболитовой или зеленосланцевой фации толщи, в основном сложенные из существенно терригенных (метапесчаники, метаалевролиты, слюдястые сланцы), железисто-кремнистых пород и продуктов переотложения кор выветривания (кварциты, высокоглиноземистые сланцы) при подчиненной роли метавулканитов основного и кислого состава. Эти толщи, вмещающие тела гнейсогранитов и гранитов с возрастом 1,85—2 млрд лет, несогласно перекрываются принадлежащей к верхам нижнего протерозоя акитканской континентальной молассо-вулканогенной серией (до 5 км), состоящей из слабоизмененных грубо- и тонкообломочных пород в сочетании с кислыми лавами, игнимбритами и туфами и отчасти с вулканитами среднего и основного состава. Эту серию и более древние образования прорывают тела порфировидных рапакивиобразных гранитов, принадлежащих к концу раннего протерозоя (1,65—1,75 млрд лет).

В Байкало-Витимской зоне к нижнему протерозою ряд исследователей относят муйскую осадочно-вулканогенную серию (4—7 км), сложенную метавулканитами контрастного состава (амфиболиты, порфиroidы, метатефроиды), а также метаосадочными породами (кремнистые сланцы, кварциты, метаконгломераты, метаграувакки, мраморы)¹. К нижней части серии приурочены тела ультрабазитов и габброидов, интерпретируемые некоторыми геологами как фрагменты древнейшей офиолитовой ассоциации. Согласно широко распространенному представлению, муйская серия подверглась интенсивным деформациям, испытала региональный метаморфизм амфиболитовой ступени и была прорвана гранитоидами в интервале 1,8—1,9 млрд лет назад. В этом случае Байкало-Витимскую зону можно считать внутренней (протоэвгеосинклинальной) зоной раннепротерозойской Байкальской протогеосинклинальной области, протоконтинентальная кора которой подверглась сильной деструкции (вплоть до ее разрыва), а Чуйско-Тонодскую и, возможно, смежные с ней зоны — рассматривать как принадлежащие к внешней (протомиogeосинклинальной) части этой области, развивавшейся на более мощной протоконтинентальной коре. В обеих зонах около 1,8—1,9 млрд лет назад, т. е. в свекофеннскую эпоху, проявились деформации сжатия, метаморфизм и гранитизация, после чего в конце раннего протерозоя близ границы свекофеннской Байкальской складчатой области с Сибирской протоплатформой возник Акитканский краевой вулканоплутонический пояс.

К югу от Байкало-Витимской протоэвгеосинклинальной зоны на западном продолжении Станового мегаблока Алдано-Станового щита в раннем протерозое, вероятно, существовал обширный относительно консолидированный Баргузино-Витимский массив с архейским мета-

¹ Некоторые исследователи (А. Н. Булгатов, Г. Л. Митрофанов) относят муйскую серию к рифею.

морфическим фундаментом. Намеченная выше картина тектонической зональности для раннего протерозоя может потребовать пересмотра, если будет доказана принадлежность муйской серии не к нижнему протерозою, а к рифею.

К верхнему протерозою, несомненно, относятся терригенно-карбонатные отложения самой внешней, Байкало-Патомской, зоны Байкальской области общей мощностью от 2—4 км на юге до 5—10 км на севере, несогласно залегающие на ее внутреннем, т. е. юго-восточном и южном, крыле на разных горизонтах нижнего протерозоя. Они сложены ритмично чередующимися толщами конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, а также водорослевых известняков и доломитов среднего-верхнего рифея и перекрывающими их с перерывом, а на юго-западе зоны с небольшим несогласием молассоидными или молассовыми (грубообломочными) отложениями юдомия, в свою очередь согласно перекрытыми пестроцветными и гипсоносными отложениями нижнего кембрия. По мнению большинства исследователей, стратиграфическим аналогом средне-верхнерифейских отложений Байкало-Патомской зоны в более южной, Мамско-Бодайбинской, зоне являются мощные (до 10 км и более) толщи метатерригенных отложений — кварцитов, метапесчаников, метагравелитов, метаалевритов, серицит-хлоритовых, углистых и графитистых сланцев с прослоями мраморовидных известняков и доломитов. Накопление осадков в обеих зонах, разделенных впоследствии Чуйско-Тоновской антиклинорной зоной, происходило в обстановке широкого шельфа, куда сносился обломочный материал с располагавшейся севернее и северо-западнее Сибирской платформы.

Некоторые геологи рассматривают рифейскую Патомско-Бодайбинскую мегазону в качестве миогеосинклинальной, граничившей на юге с одновозрастной ей рифейской Байкало-Витимской зоной, но, как уже говорилось, преобладает мнение о более древнем, раннепротерозойском возрасте последней зоны. В этом случае Байкало-Витимская и Баргузино-Витимская зоны вместе должны были в рифее слагать обширную область поднятия — метаплатформенный массив, который ограничивал с юга Патомско-Бодайбинский авлакогеосинклинальный прогиб. Его южные зоны подверглись в конце рифея байкальской складчатости и превратились в Мамско-Бодайбинскую и Чуйско-Тоновскую антиклинорные зоны, а в северной, Байкало-Патомской, зоне байкальская тектоническая эпоха отразилась лишь в нескольких перерывах в основании и внутри юдомия и локальных небольших несогласиях, после чего в раннем палеозое продолжалось слабое погружение, и главные складчатые деформации произошли лишь в позднекаледонскую эпоху — перед девоном или в начале девона.

Байкало-Витимская зона после главного пароксизма байкальской складчатости и связанных с ней поднятий в юдомское время испытала горизонтальное растяжение и в ней возник ряд грабенообразных прогибов, заполнявшихся толщами пестроцветных обломочных пород молассового типа (конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы) мощностью от 1 до 5—8 км. Они согласно перекрываются толщами доломитов и известняков нижнего — среднего кембрия, которые, вероятно, первоначально перекрывали всю Байкало-Витимскую и частично Баргузино-Витимскую зону. На большей части площади последней зоны, представлявшей малопроницаемый «жесткий» метаплатформенный массив с подвергшейся сильному прогреву мощной континентальной корой, в конце позднего протерозоя и начале палеозоя происходило становление огромного Баргузинского батолита биотитовых гранитов и

граносиенитов, в значительной мере заместившего архейские и протерозойские образования Баргузинско-Витимской зоны.

По всей вероятности, в большинстве тектонических зон Байкальской области с той или иной интенсивностью проявились деформации сжатия каледонской эпохи. В дальнейшем почти вся ее территория испытывала поднятие и подвергалась денудации. В среднем палеозое (в позднем девоне?) в Байкало-Витимской зоне возникла цепочка из ряда вулканоплутонических щелочных массивов центрального типа, сложенных щелочными и нефелиновыми сиенитами (сыннырский магматический комплекс), которые нередко служат показателями возбужденного состояния литосферы и предвестниками будущего континентального рифтогенеза. После сравнительно спокойного периода развития в карбоне—триасе кора Байкальской области испытала в юре некоторое растяжение, приведшее к возникновению в ее юго-западной части линейно вытянутых прогибов и грабенообразных впадин, заполнявшихся континентальными угленосными отложениями. В мелу растяжение сменилось сжатием и юрские отложения впадин подверглись складчато-надвиговым деформациям.

В палеогене в спокойной тектонической обстановке происходила пенепленизация рельефа и формировались коры выветривания. Однако под ее южной частью в конце палеогена в верхней мантии стала формироваться удлинённая в северо-восточном направлении линза аномально разогретого пластичного материала с пониженной плотностью и скоростью прохождения сейсмических волн (астенолит или мантийный диапир), постепенное разрастание и подъем которой вызвали растяжение коры в Байкальской области и привели к образованию в ней внутриконтинентальной рифтовой системы протяженностью более 1,5 тыс. км.

Байкальская рифтовая система в своем современном виде состоит из ряда линейно вытянутых в северо-восточном направлении, а на ее окончаниях — субширотных и субмеридиональных (на юго-западном окончании) четко видных или кулисно расположенных грабенов и одно-сторонних грабенов, выраженных в рельефе в виде глубоких котловин (рис. 41). Плоские днища большинства грабенов заняты аллювиальными равнинами (впадины Тункинская, Баргузинская, Верхнеангарская, Муйская, Чарская), а Северо- и Южно-Байкальской и Хубсугульской впадин — озерами Байкал и Хубсугул (в Северной Монголии). Мощность кайнозойских континентальных осадков в Байкальских и Тункинских впадинах достигает 3—5 км, а в других, позднее заложённых грабенообразных впадинах — не превышает 0,5—2 км. Нижняя часть их разреза (олигоцен—миоцен) выражена тонкообломочными речными, озерными и болотными осадками с прослоями диатомитов, мергелей и углей, а верхняя (плиоцен—антропоген) включает также грубообломочные образования, указывающие на появление по бортам впадин интенсивно размываемых горных поднятий, которые в своей совокупности образуют ныне осложненный грабенами обширный пологий Байкальский свод высотой до 2—3 км и шириной от 150 до 400 км. Следовательно, формирование этого свода в основном происходило на поздней стадии рифтогенеза, что характерно для континентальных рифтовых зон так называемого щелевого типа. Менее глубокие грабены в юго-западной и северо-восточной частях рифтовой системы закладывались позднее, одновременно с ростом Байкальского свода.

Грабены ограничиваются и пересекаются продольными и диагональными ступенчатыми сбросами, а на окончаниях рифтовой системы — также субширотными сбросо-сдвигами. Наиболее протяженный Обру-

чевский сброс амплитудой до 5 км обрамляет с северо-запада Южно- и Северо-Байкальскую впадины, разделенные узким диагональным поднятием, выраженным в рельефе островом Ольхон и подводным хребтом на дне оз. Байкал. Развитие Байкальской рифтовой системы сопровождалось локальными и сравнительно ограниченными по масштабу наземными извержениями базальтов и щелочных базальтов, происходившими в миоцене, плиоцене, плейстоцене и голоцене. Все три вулканических поля — Хамардабан-Хубсугул-Тункинское на юго-западном окончании рифтовой системы, Верхневитимское в ее средней части и Удоканское близ ее северо-восточного окончания — смещены относительно оси Байкальского свода к его юго-восточному краю.

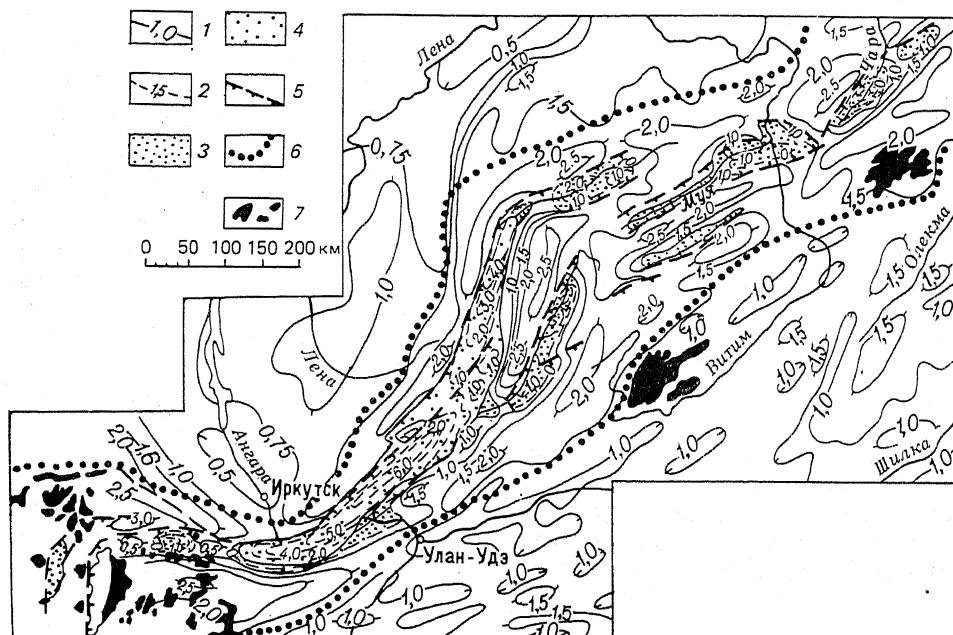


Рис. 41. Схема неотектонических деформаций Байкальского рифтового пояса (по материалам Ю. А. Зорина и др.):
 1 — изогипсы позднемеоловой — палеогеновой денудационной поверхности, деформированной новейшими движениями, км; 2 — изогипсы поверхности фундамента впадин, км; 3 — кайнозойские отложения во впадинах; 4 — то же, на дне Байкала; 5 — крупные кайнозойские разломы сбросового и сбросо-сдвигового типов; 6 — граница Байкальского рифтового пояса; 7 — неоген-четвертичные базальты

В пределах Байкальской котловины проявления позднекайнозойского вулканизма отсутствуют. Байкальская рифтовая система в целом высокосейсмична. Большинство очагов землетрясений, сила которых может достигать 9—10 баллов, располагается в верхней части земной коры под грабенами. Землетрясения сопровождаются блоковыми подвижками по сбросам. Поля напряжений в сейсмических очагах характеризуются субгоризонтальным положением векторов максимальных растягивающих напряжений, ориентированных вкrest простирания грабенов; наряду со сбросовым и сбросо-сдвиговым типом новейших разрывов это указывает на поперечное горизонтальное растяжение коры во впадинах Байкальской рифтовой системы. Его амплитуда в районе оз. Байкал оценивается в 10—20 км.

Грабены Байкальской системы характеризуются повышенной плотностью теплового потока, особенно значительной (до 100 и более мВт/м²) на ряде участков дна оз. Байкал, что позволило некоторым исследователям предполагать присутствие на глубинах более 6 км внедрившегося в плиоцене и еще не остывшего крупного дайкообразного тела шириной в несколько километров. По данным ГСЗ мощность континентальной коры под Байкальским рифтом составляет 36—38 км по сравнению с 40—45 км под его плечами, т. е. в смежных районах Сибирской платформы и Забайкалья. При этом скорость продольных волн v_p под Байкалом на границе М понижена до 7,7 км/с по сравнению с 8,1 км/с под соседними участками платформы.

Как уже говорилось, под Байкальской рифтовой системой и прилегающими к ней с юга и юго-востока районами Монголии и Забайкалья в верхней мантии выявлена обширная астенолинза низкоскоростного разуплотненного аномально разогретого и пластичного вещества шириной более 200—300 км и толщиной не менее 150—200 км, кровля которой в ее осевой сводовой части, совпадающей с Байкальским рифтом, достигает подошвы коры. Развитие этой астенолинзы или широкого мантийного диапира явилось одним из главных факторов, обусловивших возникновение Байкальской рифтовой системы и ее локализацию. Другим важным фактором могла послужить коллизия Евразийской и Индостанской литосферных плит в позднем кайнозое, вызвавшая «расползание» Байкальской астенолинзы в поперечном к вектору этой коллизии запад-северо-западном — восток-юго-восточном направлении, а активизации рифтогенеза в плиоцене-антропогене, вероятно, способствовало небольшое общее расширение Земли в эту эпоху, предполагаемое некоторыми исследователями.

Полезные ископаемые Байкальской области представлены главным образом различного вида рудным сырьем. С нижнепротерозойскими (?) осадочно-вулканогенными образованиями Байкало-Витимской зоны связано крупное Холодненское месторождение колчеданно-полиметаллических руд. К гипербазитам этой зоны приурочены месторождения хромита, а также хризотил-асбеста (Молодежное), нефрита, а к массивам габброидов — сульфидных медно-никелевых и титаномагнетитовых руд. В нижнепротерозойских образованиях Чуйско-Тонодской зоны присутствуют высокоглиноземистые сланцы. К северо-восточной части Байкало-Патомской зоны и Бодайбинскому синклинорию приурочены многочисленные россыпные месторождения Ленского золотоносного района, разрабатываемые около 100 лет. Вопрос о главных коренных источниках золотого оруденения этого района остается пока открытым. Возможно, оно связано с зонами сульфидной минерализации в верхнепротерозойских толщах, но нельзя исключить (по аналогии с золотоносными районами Алдана) привнос или ремобилизацию золота в связи с процессами мезозойской тектономагматической активизации. Открыто также значительное месторождение рудного золота Сухой Лог. К палеозойским щелочным массивам сыннырского типа приурочены нефелиновые сyenиты, могущие служить алюминиевыми рудами, а также месторождения апатита и редкометалльная минерализация.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ

Урало-Монгольский подвижный пояс целиком располагается в пределах континента Евразия. Его северная половина находится в России, южная проходит через Казахстан, Узбекистан, Таджикистан, Кыргызстан, Монголию и северные районы Китая. Геосинклинальный мегаэтап его развития начался в позднем протерозое и завершился на разных его участках в салаирскую, каледонскую, герцинскую, ранне- или позднекиммерийскую эпохи. Ныне на всем своем протяжении он представляет внутриконтинентальный эпигеосинклинальный складчатый пояс. В плане он имеет форму полумесяца с выпуклостью, обращенной к юго-западу. Длина пояса по его юго-западному краю достигает 9 тыс. км. Относительно узкий северо-западный — Уральский — сегмент простирается длгогтно. Его еще более узким, вырожденным продолжением к северу служит Пайхой-Новоземельская авлакогеосинклинальная зона. В пределах более широкого центрального — Казахстано-Тяньшаньского — сегмента происходит поворот генерального простираения пояса на юго-восточное и субширотное. В более узком восточном — Монгольском — сегменте тектонические зоны пояса в целом простираются субширотно, образуя слабовыпуклые к югу дуги. В очень узком северо-восточном — Забайкальско-Охотском — сегменте пояс приобретает восток-северо-восточное простираение и смыкается с Тихоокеанским подвижным поясом (рис. 42).

Тектоническая позиция Урало-Монгольского пояса определяется наличием трех древних платформ, служащих главными элементами его жесткой «рамы» — Сибирской на северо-востоке, Восточно-Европейской на западе и Китайской на юге. Однако этот пояс непосредственно граничит с ними лишь на некоторых участках; в других местах он отделяется от них метаплатформенными областями: от Сибирской платформы — Енисейско-Присаянской и Байкальской, от Восточно-Европейской — Печоро-Баренцевоморской и Донецко-Североурстюртской, а от Китайско-Корейской — Буреино-Дунбэйской. Центральный сегмент Урало-Монгольского пояса граничит на юго-западе с Южно-Туранской плитой, лежащей в северной части Средиземноморского подвижного пояса.

В связи с различиями в характере развития на постгеосинклинальном мегаэтапе в Урало-Монгольском поясе различают четыре главных типа тектонических областей:

1. Обширные выступы складчатого основания, не испытывавшие в позднем мезозое и кайнозое значительных деформаций (каледоно-герцинская область Казахстана, герцинская область Урала, древнекиммерийская зона Пай-Хоя — Новой Земли и др.).

2. Молодые плиты (Западно-Сибирская, Северо-Туранская) и параплакосы (Балхаш-Алакульский, Джунгарский), где разновозрастное (палеозойское и более древнее) складчатое основание перекрыто сла-

бодеформированным чехлом из мезозойско-кайнозойских и частично более древних отложений.

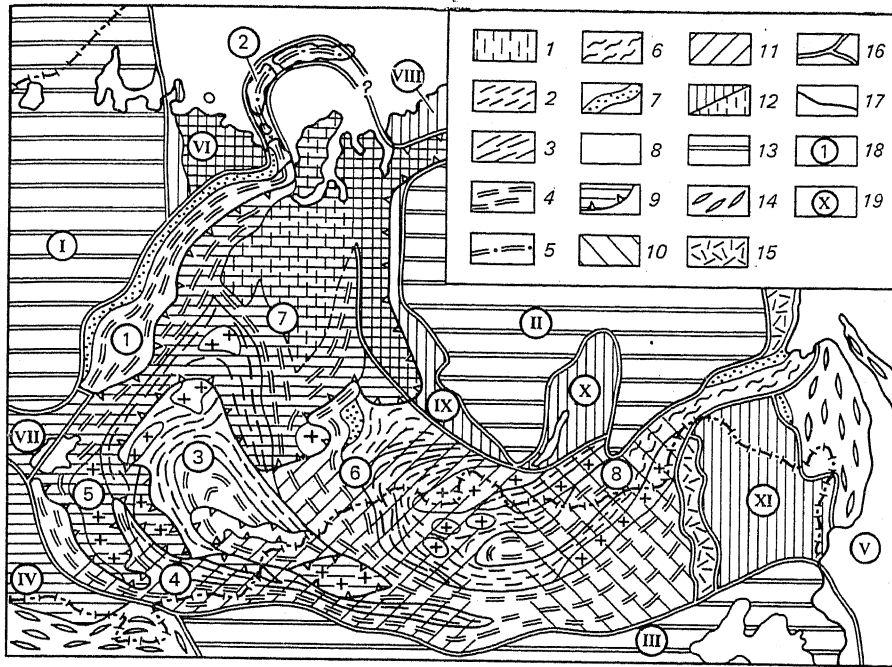


Рис. 42. Тектоническое положение и районирование Урало-Монгольского подвижного пояса.

1—7 — разновозрастные складчатые системы в Урало-Монгольском поясе: 1 — допалеозойские массивы, 2 — салаириды, 3 — каледониды, 4 — герциниды, 5 — древние киммериды, 6 — поздние киммериды, 7 — герцинские и киммерийские краевые прогибы; 8—11 — зоны, отличающиеся по особенностям развития в позднем мезозое и кайнозое: 8 — испытывавшие слабое поднятие, 9 — испытывавшие опускание и покрытые плитным чехлом (включая метаплатформенные области), 10 — подвергшиеся тектономагматической переработке в позднем мезозое, 11 — подвергшиеся позднекайнозойскому дейтероорогенезу; 12 — метаплатформенные области (а — то же, предположительно); 13 — древние платформы; 14 — Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса без расчленения; 15 — позднемезозойские вулканические пояса; 16 — границы подвижных поясов, метаплатформенных областей и платформ; 17 — границы складчатых областей и систем Урало-Монгольского пояса; 18 — номера областей Урало-Монгольского пояса (1 — Урал, 2 — Пайхой-Новоземельская зона, 3 — Казахское нагорье, 4 — Тянь-Шань, 5 — Северо-Туранская плита, 6 — Алтае-Саянская область, 7 — Западно-Сибирская плита, 8 — Забайкальско-Охотская область); 19 — номера смежных с Урало-Монгольским поясом регионов. Древние платформы: I — Восточно-Европейская, II — Сибирская, III — Китайско-Корейская. Подвижные пояса: IV — Средиземноморский, V — Тихоокеанский. Метаплатформенные области: VI — Печоро-Баренцевоморская, VII — Донецко-Североустюртская; VIII — Таймыро-Североземельская, IX — Присяяно-Енисейская, X — Байкальская, XI — Буренно-Дунбэйская. В нижней части карты показана южная граница СНГ

3. Позднемезозойские дейтероорогенные области, где палеозойское и раннемезозойское складчатое основание частично перекрыто сильнодеформированным верхнемезозойским чехлом, выполняющим многочисленные впадины (Забайкалье, Восточная Монголия и смежные районы Северо-Восточного Китая).

4. Позднекайнозойские дейтероорогенные области, где приподнятые выступы палеозойского складчатого основания сочетаются с впади-

нами, выполненными мощными кайнозойскими отложениями (Тянь-Шань, Алтае-Саянская область, Западная Монголия).

Тектоническое районирование складчатого фундамента в большинстве областей Урало-Монгольского пояса, где он выходит на поверхность, не вызывает больших разногласий, за исключением Восточно-Забайкальско-Охотской системы, геосинклинальный характер развития которой в мезозое оспаривают некоторые исследователи. Вызывает дискуссию и вопрос о природе и возможной принадлежности к этому поясу Енисейского кряжа, Байкало-Витимского региона и Буреинского массива, рассматриваемых нами в качестве элементов Енисейско-Присаянской, Байкальской и Буреино-Дунбэйской метаплатформенных областей.

В структуре складчатого фундамента Урало-Монгольского пояса выделяются: добайкальские срединные массивы остаточного типа (частично переработанные в позднем протерозое и палеозое); складчатые системы и зоны салаирского (кембрийского) и каледонского (ордовикского и силурийского) возраста; наложенные на них девонские вулканические пояса и впадины, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями средне- и верхнепалеозойского (сингерцинского) комплекса (квазиплатформенный чехол массивов ранней, салаирской, и каледонской консолидации); герцинские (каменноугольные и пермские), древнекиммерийские (триасовые) и позднекиммерийские (юрские) складчатые системы и зоны (в том числе авлакогеосинклинальные); герцинские, древне- и позднекиммерийские краевые прогибы.

Из областей, где фундамент скрыт под плитным чехлом, основные черты его структуры более или менее надежно устанавливаются для Северо-Туранской, а также западной, южной и восточной частей Западно-Сибирской плиты. Значительно менее ясны и дискуссионны вопросы о тектонической природе и возрасте фундамента глубоко погруженных центральной и северной частей этой плиты, где одни исследователи предполагают существование палеозойских складчатых зон и небольших срединных массивов, а другие — одного или нескольких крупных массивов байкальского или добайкальского возраста, уходящих на севере в пределы Карского моря.

Мы рассмотрим строение Урало-Монгольского пояса по следующим крупным областям, расположенным в пределах России и других стран СНГ: 1) герцинская складчатая область Урала; 2) древнекиммерийская авлакогеосинклинальная Пайхой-Новоземельская складчатая зона; 3) каледоно-герцинская складчатая область Казахского нагорья; 4) каледоно-герцинская складчатая область Тянь-Шаня, испытавшая позднекайнозойский дейтероорогенез; 5) Северо-Туранская молодая эпигерцинская плита; 6) Западно-Сибирская молодая плита с разновозрастным фундаментом; 7) Алтае-Саянская салаиро-каледоно-герцинская складчатая область, испытавшая позднекайнозойский дейтероорогенез; 8) Забайкальско-Охотская салаиро-герцино-позднекиммерийская складчатая область. Для полноты характеристики пояса приведем краткие сведения о строении его части, находящейся в пределах Монголии и Северного Китая.

ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ УРАЛА

Складчатое сооружение Урала длиной 2200 км и шириной от 100 до 400 км протягивается субмеридионально от Байдарацкой губы Карского моря на севере до северного Приаралья на юге. На западе оно отделено Предуральским краевым прогибом от Восточно-Европейской платформы и южной части Печоро-Баренцевоморской метаплатформен-

ной области, а на востоке граничит с Западно-Сибирской плитой, Тургайским прогибом и Северо-Туранской плитой, мел-кайнозойский чехол которых частично перекрывает восточные зоны Урала. На севере роль вырожденного продолжения Урала играет авлакогеосинклинальная зона Пай-Хоя — Новой Земли, на юге его западные зоны смыкаются со структурами Донецко-Североуральской метаплатформенной области. На всем протяжении Уральский хребет служит водоразделом между бассейнами рек Печоры и Волги (Камы) на западе и Оби (с Иртышом и Тоболом) и Тургая на востоке.

Линия водораздела грубо совпадает с тектонически резко различными Западной и Восточной мегазонами Уральского сооружения. По простиранию оно делится на несколько сегментов, отличающихся характером рельефа и геологического строения (с юга на север): 1) долготный Мугоджарский с мелкоопочным рельефом; 2) широкий Южно-Уральский, западные средне- и низкогорные зоны которого образуют выпуклые к западу дуги, а более низкие восточные вытянуты меридионально; 3) более узкий низкогорный Среднеуральский, западные зоны которого образуют выпуклые к востоку дуги; 4) еще более узкий долготный среднегорный Северо-Уральский с высотами на севере до 1,5—1,9 км; 5) самый узкий, вытянутый к северо-востоку средне- и низкогорный Полярно-Уральский, несущий следы древнего оледенения и небольшие современные ледники.

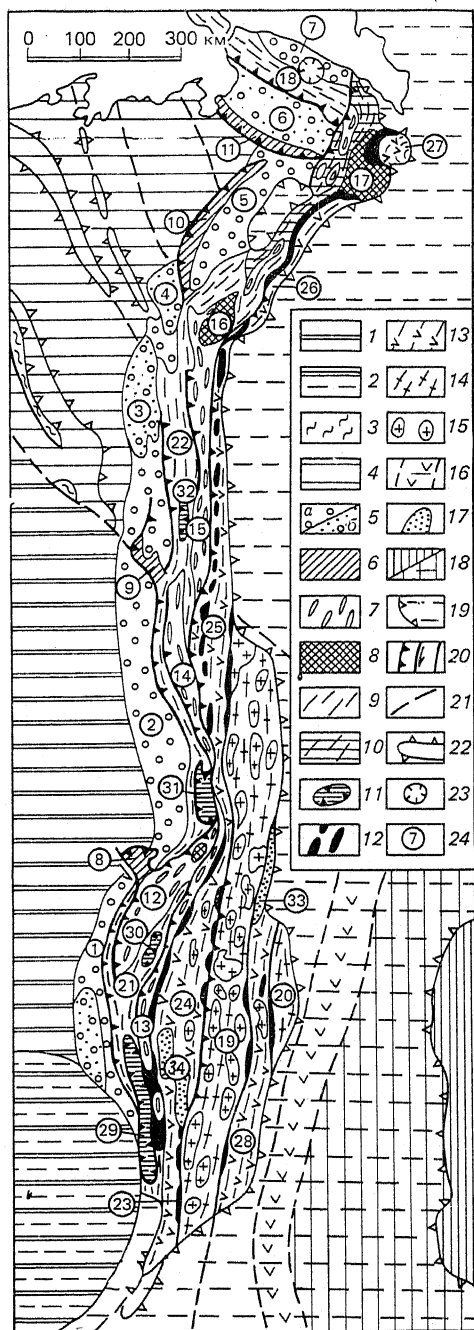
Освоение минеральных богатств Урала началось в XVI—XVII вв., а научное изучение — в XVIII — первой половине XIX в. Важную роль в нем сыграли исследования А. П. Карпинского, Ф. Н. Чернышева и других геологов Геолкома во второй половине XIX — начале XX в. Крупные достижения в познании геологии Урала в послереволюционный период связаны с именами Д. В. Наливкина, А. Н. Заварицкого, Н. С. Шатского, А. В. Пейве, Н. А. Штрейса, Н. П. Хераскова, И. И. Горского, Е. А. Кузнецова и др.

Тектоническая структура. В строении Уральской области выделяются Предуральский краевой прогиб и герцинское складчатое сооружение Урала с Западной мегазоной миегосинклинального характера и Восточной мегазоной эвгосинклинального типа, с широкими проявлениями палеозойского вулканизма и плутонизма, частично скрытой под мезокайнозойским чехлом молодых плит (рис. 43). Эти мегазоны разделяются зоной Главного Уральского разлома и состоят из ряда продольных тектонических зон. **Предуральский краевой прогиб** шириной 50—100 км протягивается вдоль западного борта всего сооружения Урала, кроме Мугоджар. В конце карбона — начале перми он был в основном наложен на восточные края Русской плиты и Печорской впадины, когда к западу от растущего складчатого сооружения возник глубокий первоначально некомпенсированный прогиб, постепенно в течение перми, а местами и раннего триаса заполнявшийся сносимым с Урала молассовым материалом мощностью до нескольких километров. От Русской плиты в ранней перми прогиб отделялся грядой барьерных рифов. В поперечном сечении Предуральский прогиб асимметричен. С востока на него надвинуто сооружение Урала, а выполняющие его палеозойские отложения в восточной части смяты в асимметричные брахиформные или линейные складки, осложненные чешуйчатыми надвигами (рис. 44). Их поверхности к востоку выволаживаются и, возможно, сливаются в единую поверхность срыва. В принадвиговые участки над сводами антиклиналей часто нагнетается соль кунгурского возраста. На западном крыле прогиба соль образует различные диапировые формы. Формирование всех этих структур в основном происходило в позд-

Рис. 43. Схема тектонического строения Уральской складчатой области.

1—2 — Восточно-Европейская платформа: 1 — Восточно-Русская впадина, 2 — Прикаспийская синеклиза; 3—4 — Печоро-Баренцевоморская метаплатформенная область: 3 — выступы байкальского (рифейского) складчатого комплекса, 4 — фанерозойский плитный чехол; 5—6 — Предуральский краевой прогиб: 5 — впадины, выполненные молассами перми (а) и триаса (б), 6 — поднятия, сложенные рифеем — карбоном. Герцинское складчатое сооружение Урала: 7—10 — Западная миогеосинклинальная мегазона: 7 — антиклинории, сложенные рифеем — вендом (на севере Урала — и нижним кембрием), 8 — выступы нижнего докембрия в них, 9 — синклинории, моноклинории и антиклинории, сложенные осадочным верхним кембрием — карбоном, 10 — то же, частично перекрытые аллохтонным лемвинским комплексом (на севере Урала); 11 — аллохтонные пластины палеозоя и гипербазитов, перемещенные с востока; 12—15 — восточная (эвгеосинклинальная) мегазона: 12 — габбро-гипербазитовые пояса, 13 — синклинории, выполненные осадочно-вулканогенным силуром — карбоном, 14 — антиклинории, сложенные докембрием и вулканогенно-осадочным нижним-средним палеозоем, 15 — герцинские массивы гранитоидов и гранитогнейсовые купола; 16 — каменноугольный Валерьяновский вулканический пояс (Тюменско-Кустанайский грабен-синклинорий) под чехлом; 17 — раннемезозойские грабены и впадины, выполненные континентальным триасом и юрой; 18 — Казахстанская каледонская складчатая система на поверхности (а) и под чехлом (б); 19 — позднемезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской и Северо-Туранской плит и его останцы на Урале; 20 — разломы типа надвигов, сдвигов и без подразделения; 21 — границы тектонических зон в фундаменте под чехлом; 22 — валлообразные поднятия в чехле; 23 — Карская мезозойская астроблема; 24 — номера тектонических элементов.

Цифрами в кружках обозначены: 1—7 — впадины Предуральского краевого прогиба: 1 — Бельская, 2 — Уфимско-Соликамская, 3 — Верхнепечорская, 4 — Большесынинская, 5 — Косью-Роговская, 6 — Кортанхинская (Припайхойская), 7 — Байдарцкая; 8—11 — поднятия в краевом прогибе: 8 — Каратау, 9 — Полюдов Камень, 10 — гряды хр. Чернышева, 11 — гряды Чернова; 12—20 — антиклинории Уральского сооружения: 12 — Башкирский, 13 — Уралтау, 14 — Кваркушский, 15 — Ляпинский, 16 — Кожимское поднятие, 17 — Харбейское поднятие, 18 — Пай-Хойский, 19 — Восточно-Уральский (Урало-Тобольский), 20 — Зауральский; 21—28 — синклинории и моноклинории: 21 — Зилаирский, 22 — Западно-Уральский, 23 — Западно-Мугоджарский, 24 — Магнитогорский, 25 — Тагильский, 26 — Войкарский, 27 — Щучинский, 28 — Восточно-Уральский (Иргиз-Аятский). Аллохтонные комплексы: 29 — Сакмарский, 30 — Кракинский, 31 — Нязепетровский, 32 — Малопечорский. Раннемезозойские впадины: 33 — Челябинская, 34 — Орская



ней перми и раннем триасе, а на Полярноуральском участке — до конца триаса.

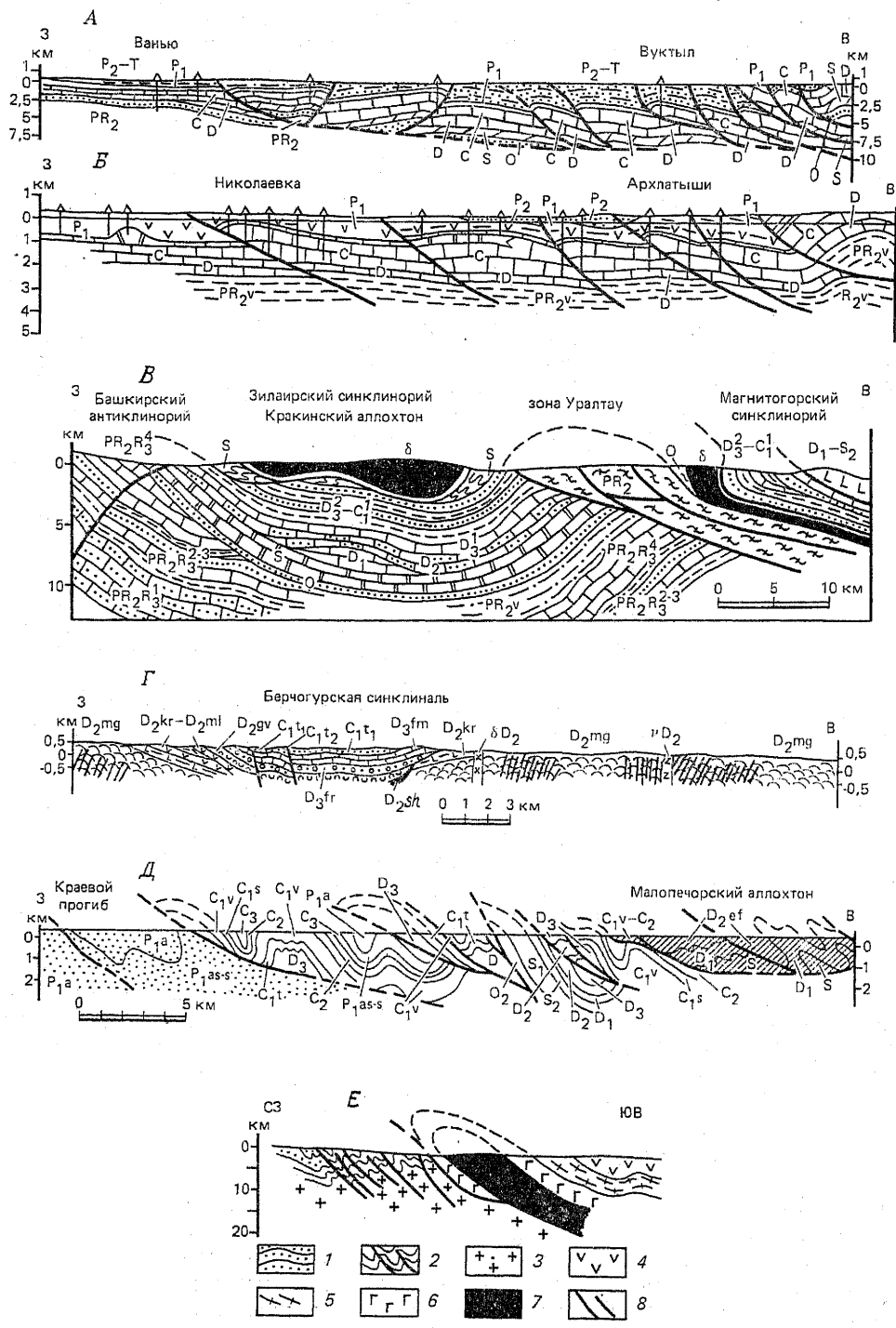
В продольном направлении Предуральский прогиб состоит из нескольких удлинённых впадин («ячей») глубиной до фундамента от 5—8 до 10—12 км, разделённых поперечными или диагональными перемычками. Самой южной является Предъюжноуральская, или Бельская (по р. Белой), впадина, «вливающаяся» на юге в Прикаспийскую синеклизу. От более северной, Предсреднеуральской, или Уфимско-Соликамской, впадины её отделяет сложенная рифеем, вендом и палеозоем структура Каратау, рассматриваемая либо как поперечное горстовое поднятие, либо как пакет чешуй или тектонический блок, надвинутый на краевой прогиб с юго-востока. В свою очередь Предсреднеуральская впадина отделена от Предсевероуральской, или Верхнепечорской, перемычкой Полюдова Камня, представляющей либо складчато-блоковое поднятие, лежащее на юго-восточном продолжении Тимана, либо аллохтонную пластину, осложнённую сдвигами. В Полярноуральской части краевого прогиба расположены небольшая Большесынинская и более протяжённая Косью-Роговская (Воркутинская) впадины. Их разделяет и обрамляет последнюю с северо-запада узкое поднятие гряды Чернышева, сложенное породами силура, девона и карбона. Оно ограничено падающими навстречу друг другу надвигами и, по-видимому, приурочено к тектоническому шву в фундаменте.

Аналогичную природу имеет, вероятно, и приразломное поднятие гряды Чернова, отделяющее Предпайхойскую (Коротайхинскую) впадину от Косью-Роговской и северо-восточного края Печорской синеклизы.

Герцинское складчатое сооружение Урала рассмотрим по сегментам, начиная с южного, где Западная мегазона построена наиболее сложно, а Восточная обнажена на максимальную по сравнению с другими сегментами ширину. Западная мегазона состоит здесь из трёх крупных тектонических зон (с запада на восток) — Башкирского антиклинория, Зилаирского синклинория и антиклинория Уралтау. Башкирский антиклинорий к югу погружается под западное крыло Зилаирского синклинория. Последний, напротив, к северу сужается и выклинивается, и антиклинорий Уралтау здесь непосредственно граничит с Башкирским. *Башкирский антиклинорий* в основном сложен мощным комплексом почти не метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений рифея и несогласно залегающего венда, из-под которых в Тараташском эрозионном окне выступает глубокометаморфизованный дорифейский фундамент. Выше также несогласно залегают существенно карбонатные сравнительно маломощные отложения силура, девона и карбона плитного типа, первоначально покрывавшие весь антиклинорий, но в эпоху герцинской складчатости подвергшиеся сжатию вместе с его рифейско-вендским комплексом и почти повсеместно размытые. В итоге байкальских и герцинских деформаций Башкирская зона приобрела складчато-надвиговую (или чешуйчатую) структуру и в конце перми — начале триаса была надвинута по пологой поверхности на Предуральский прогиб.

Зилаирский синклинорий выполнен мелководными терригенно-карбонатными толщами ордовика — среднего девона, замещаемыми восточнее глубоководными кремнисто-глинистыми отложениями и мощной граувакковой зилаирской серией верхнего девона — низов карбона, перекрытой в его южной части средне-верхнекаменноугольным флишем. Складчатую структуру внутренней зоны синклинория осложняют два обширных участка (Краинский и Сакмарский) развития доверхнедевонских, главным образом силурийских и ордовикских, отложений в

свойственных Восточной мегазоне кремнистых и вулканогенных фациях, а также серпентинитов, слагающих на северном, Кракинском, участке несколько субизометричных массивов. На Сакмарском участке имеют



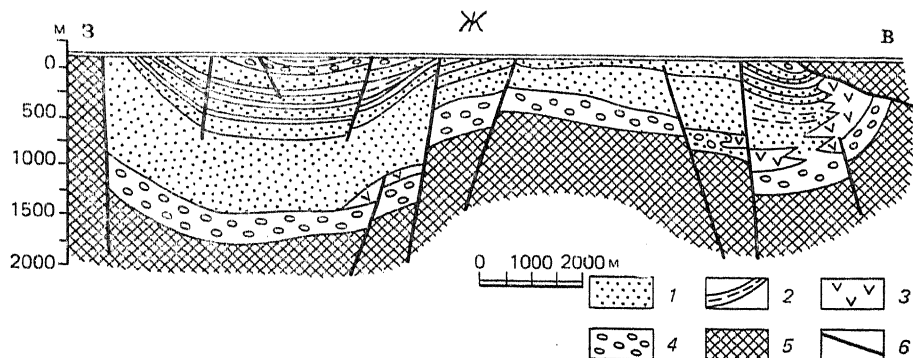


Рис. 44. Геологические разрезы разных зон Уральского складчатого сооружения: А — Верхнечечерская и Б — Бельская впадины Предуральяского краевого прогиба (по Ю. В. Казанцеву и М. А. Камалетдинову); В — Кракинский гипербазитовый аллохтон (по М. А. Камалетдинову и Т. Т. Казанцевой); Г — Западно-Мугоджарский синклиниорий (вдоль р. Шулдак) (по В. Г. Кориневскому, 1984); D_2mg — толстые подушечные лавы мугоджарского комплекса, прорванные параллельными долеритовыми дайками, vD_2 — пегматитовые амфиболитизированные габбро; D_2kr — силлы и потоки долеритов, яшмовидные алевролиты куркудукского комплекса, δD_2 — кварцевые диориты, D_2nl — подушечные лавы андезитобазальтов, туфы андезитов и туффиты мильянского комплекса с субвулканическими телами кислого и среднего состава, D_2sh — кремни и яшмы шулдакского горизонта, D_2gv — вулканогенно-осадочные породы алабасского комплекса, D_2lg — конгломераты, известняки и песчаники, D_3fm — известняковая толща, C_1f_1 — известняки, алевролиты, песчаники и гравелиты, C_1t_2 — угленосная терригенно-карбонатная толща; Д — разрез через западный склон Северного Урала (по В. В. Юдину); Е — принципиальный разрез через Полярный Урал (по А. В. Пейве и др., 1977): 1 — верхнепалеозойские молассы, 2 — сланцевый палеозой многоосинклинальной зоны, 3 — доордовикское основание, 4 — силур-девонская эвгеосинклинальная серия, 5 — плагнограниты, 6 — габброиды и амфиболиты, 7 — гипербазиты, 8 — главные надвиги; Ж — Челябинская раннемезозойская грабенообразная впадина (по В. С. Бочкареву, 1973): 1 — угленосные отложения челябинской серии (T_3), 2 — пласты углей, 3 — базальты и 4 — конгломераты туринской серии (T_{1-2}), 5 — палеозойский складчатый фундамент, 6 — разломы

ся медноколчеданные месторождения, также типичные для Восточной мегазоны. Оба участка ограничены падающими в глубь их надвигами. Ранее эти участки рассматривались в качестве горстообразных поднятий, но ныне многие исследователи считают их пакетами шарьяжных пластин, перемещенных в пределы Зилаирского прогиба к западу на несколько десятков километров через пышную зону Уралтау из самой западной части Восточной мегазоны (см. рис. 44, В).

Антиклинорий Уралтау (или Центральноуральский), несмотря на свою узость, прослеживается по простиранию до северного окончания Урала. Он сложен средне- и верхнерифейскими осадочно-вулканогенными образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и смятыми в сильно сжатые линейные складки, осложненные продольными надвигами. Формирование мелкой складчатости и ранние фазы метаморфизма в зоне Уралтау относятся к байкальскому циклу, однако в зону поднятия и размыта она превратилась лишь в конце герцинского цикла.

Падающая к востоку зона длительно развивающегося *Главного Уральского разлома* отделяет антиклинорий Уралтау от Магнитогорского синклинория, входящего в Восточную мегазону. Вся Западная мегазона развивалась на древней континентальной коре. В Восточной мегазоне дорифейская континентальная кора подверглась в раннем — начале среднего палеозоя, а возможно, и раньше, в рифее, сильной деструкции, приведшей к новообразованию в некоторых ее зонах (прежде всего в эвгеосинклинальных палеозойских прогибах) коры океаничес-

кого типа. В современном структурном плане, сложившемся к концу герцинского цикла, она состоит на Южном Урале из Магнитогорского, Восточно-Уральского и Тюменско-Кустанайского синклиналиев, разделяющих их Урало-Тобольского и Зауральского антиклинорий, а также приуроченного к зоне Главного Уральского разлома габбро-перидотитового пояса, протягивающегося вдоль всего Урала. Ранее он считался цепью базит-ультрабазитовых интрузий, но ныне рядом исследователей трактуется как офиолитовый комплекс, сложенный породами верхних горизонтов мантии (протрузии ультрабазитов) и нижних частей коры океанического типа (габбро, амфиболиты, базальты), первоначально слагавших симатическое ложе зеленокаменных прогибов Восточной мегазоны. Однако здесь имеются и интрузивные тела ультрабазитов и габброидов.

На ранней стадии герцинского цикла зона Главного разлома, возможно, представляла сброс, ограничивавший с запада область интенсивного опускания, растяжения, утонения, а затем и полного разрыва континентальной коры, а на его поздних стадиях в условиях горизонтального сжатия породы симатического ложа эвгеосинклинали были надвинуты и шарьированы на Западную миогеосинклиналию мегазоны. Останцами этих шарьяжей являются серпентинитовые пластины Крайнего, Сакмарского аллохтонов, а также некоторые другие серпентинитовые массивы в южных районах Западной мегазоны.

Магнитогорский синклиналий представляет собой сложно построенный прогиб шириной до 100 км, выполненный мощными вулканогенно-осадочными толщами ордовика — среднего карбона. Он является одним из звеньев цепи прогибов Зеленокаменной зоны, прослеживающейся на всем протяжении Урала. В разных частных зонах синклиналии распространены серии зеленокаменно-измененных вулканитов силура, девона и нижнего карбона, по крайней мере частично сформировавшиеся на коре океанического типа, возникшей после раздвигов в ордовике и подновлявшейся, а в Мугоджарах вновь образовавшейся в начале среднего девона. Современная кора, однако, имеет здесь, как и на всем Урале, континентальный характер и обладает значительной мощностью. Складчатые структуры относительно просты, но осложняются продольными надвигами и, возможно, покровами. Наиболее погружена приосевая — Кизильская — зона синклиналии, выполненная породами карбона и прорванная массивами герцинских гранитоидов. Южное продолжение синклиналии в Мугоджарах в основном выполнено среднедевонскими породами, типичными для коры океанического типа, — долеритовыми дайками, слабдеформированными пиллоу-базальтами и кремнями, а также отложениями верхнего девона — нижнего карбона.

Урало-Тобольский (или Восточно-Уральский) антиклинорий прослеживается от южного окончания Урала до Среднего Урала, а его северное продолжение трассируется под мезокайнозойским чехлом по геофизическим данным. На самом юге, где его называют Мугоджарским, он наиболее приподнят и сложен гнейсами, амфиболитами, сланцами и кварцитами раннего докембрия, которые еще южнее скрываются под чехлом Северо-Устьюртского метаплатформенного массива. Севернее они несогласно перекрыты позднепротерозойскими, ниже- и среднепалеозойскими метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами, но вскрываются (в ремобилизованном виде) в ряде палеозойских гранитогнейсовых куполов. Основание антиклинория скорее всего представляет блок древнего сиалического фундамента, отрезанный от Восточно-Европейской платформы при заложении рифейских прогибов и

окончательно отделенный и отодвинутый от нее при возникновении офиолитовых трогов в раннем — начале среднего палеозоя. Вдоль ограничивающих его разломов прослеживаются пояса серпентинизированных ультрабазитов.

Восточно-Уральский синклинорий, как и Магнитогорский, сложен вулканогенно-осадочными толщами силура, девона и низов карбона и несогласно залегающими угленосными и терригенно-карбонатными отложениями нижнего, среднего и верхнего карбона. Складчатый палеозой прорван интрузиями габброидов и гранитов.

Восточнее в долинах Тобола и его притоков вскрывается *Зауральский антиклинорий*. Как и Восточно-Уральский синклинорий, он продолжается под мезокайнозойским чехлом к югу до Аральского моря, где они образуют западные зоны фундамента Северо-Туранской плиты.

Скрытая под чехлом самая восточная, пограничная с каледонидами Казахского нагорья зона Южного и Среднего Урала — *Тюменско-Кустанайский грабен-синклинорий* — выполнена несогласно залегающими на каледонском складчатом фундаменте терригенно-карбонатными толщами верхнего девона — турне и мощной визейско-серпуховской валерьяновской вулканогенной серией, прорванной гранодиоритовыми массивами. К юго-востоку от Аральского моря южное продолжение карбонового Валерьяновского вулканического пояса смыкается с западным продолжением Бельгау-Кураминского вулканоплутонического пояса Южного Тянь-Шаня.

В южной части Среднего Урала Западная мегазона образует выпуклую к востоку дугу и сужается на широте Свердловска до 10—20 км. Рифейские образования погружаются здесь под метаморфизованный ордовик, а западнее, в полосе перехода от Уральского сооружения к краевому прогибу, располагается нязепетровский комплекс сложенных вулканогенно-кремнистыми породами ордовика и силура шарьяжных пластин, перемещенных к западу из сильнопережатой и рассланцованной Зеленокаменной зоны. Далее к северу Западная мегазона состоит здесь из *Центральноуральской зоны поднятия*, служащей северным продолжением антиклинория Уралтау, и ее западного крыла — *Западно-Уральской складчатой зоны*, представляющей сложенный мелководными терригенно-карбонатными отложениями ордовика—карбона моноклинорий; он состоит из скошенных и опрокинутых к западу складок, осложненных пологими надвигами и небольшими покровами. Центральноуральская зона поднятий, в основном сложенная рифеем, вендом и ордовиком, выражена на Среднем Урале Кваркушским, а на Северном — кулисно подставляющим его Ляпинским антиклинорием.

Зона Главного Уральского разлома представлена на Среднем и Северном Урале Платиноносным поясом, состоящим из крутопадающих к востоку и надвинутых к западу пластинообразных тел серпентинизированных ультрабазитов, габброидов и амфиболитов. Вероятно, в этом поясе присутствуют как породы ордовикской офиолитовой ассоциации, так и прорывающие их силурийские базит-ультрабазитовые интрузии. На северном продолжении Магнитогорского синклинория на Среднем и Северном Урале лежит *Тагильский синклинорий*, в котором вулканизм завершился в силуре, девон выражен осадочными толщами, а карбон отсутствует. Серовско-Невьянский базит-ультрабазитовый пояс, также падающий к востоку, отделяет его на востоке от *Исетско-Салдинского антиклинория*, служащего северным продолжением Урало-Тобольского. Отметим, что ограничивающие Тагильский синклинорий субмеридиональные глубинные швы, к которым приурочены базит-ультрабазитовые

пояса, послужили А. В. Пейве в 40-х годах тектонотипом для выделения глубинных разломов.

Строение вытянутого с юго-запада на северо-восток *Полярноуральского сегмента* отличается наличием выступов дорифейского фундамента, мощным развитием офиолитового комплекса, большой ролью поперечных структур северо-западного простирания и большим масштабом герцинских надвигов и покровов. Внутреннее крыло краевого прогиба наложено здесь на складчатые структуры *Западно-Уральской мегазоны*. В ней выделяются *Елецкая зона*, сложенная мелководными палеозойскими отложениями, и надвинутая и шарьированная на нее с юго-востока *Лемвинская зона* с глубоководными глинисто-кремнистыми образованиями. На самом севере Урала граница этих зон круто отгибается к северо-западу, и продолжение Лемвинской зоны прослеживается в Пай-Хойском антиклинории.

В *Центральноуральской антиклинорной зоне* из-под слабометаморфизованного вулканогенно-осадочного рифейско-вендского комплекса выступают два ундулирующих кулисно расположенных поднятия, сложенных дорифейскими метаморфитами, — *Кожимское* в южной части Полярного Урала и *Харбейское* в его северной части. С юго-запада, юга и северо-востока Харбейский выступ огибают фронтальная линия пологих надвигов относительно слабонарушенного офиолитового комплекса, перемещенного на многие десятки километров к северо-западу. Сам же Харбейский выступ приурочен к поперечной ундуляции этой шарьяжно-надвиговой структуры, в которой из-под смытого аллохтона обнажилось автохтонное основание. Ультрабазиты и базиты офиолитового комплекса сменяются к востоку синклиниями Зеленокаменной зоны, выполненными осадочно-вулканогенными толщами среднего палеозоя, — *Войкарским* к юго-западу от Харбейского выступа и *Щучинским* к северо-востоку от него. Более восточные зоны Урала в Северном и Полярном его сегментах не обнажаются.

Судя по геофизическим и буровым данным, ни офиолитовый комплекс зоны Главного разлома, ни Восточная эвгеосинклинальная мегазона Урала не продолжают к северо-востоку, но слепо обрываются, по-видимому, упираясь в поперечный (трансформный?) разлом, пересекающий южную часть п-ова Ямал и Байдарацкую губу Карского моря. Таким образом, Уральское герцинское эпигеосинклинальное сооружение на северо-востоке в целом вырождается и затухает, и лишь его Западная, мегеосинклинальная, мегазона продолжается в складчатых структурах Пай-Хоя и Новой Земли.

Уральское складчатое сооружение в основном было сформировано к концу перми, однако в триасе в его Восточной мегазоне возник ряд узких продольных грабенов, указывающих на смену горизонтального сжатия растяжением. Большинство их приурочено к синклинорным зонам, особенно Восточно-Уральской (Челябинский и др.), но некоторые наложены на Зауральский антиклинорий. Они выполнены несогласно залегающими на палеозое континентальными обломочно-вулканогенными толщами нижнего-среднего и угленосными — верхнего триаса. На рубеже триаса и юры, в древнекеммерийскую фазу, грабены испытали сжатие, приобрели местами складчатую структуру и были осложнены взбросами и надвигами. В ранней-средней юре в южной части Восточной мегазоны Урала возникла новая генерация неглубоких наложенных грабенов и впадин. Мел и палеоген на восточном склоне и южном окончании Урала залегают субгоризонтально, трансгрессивно перекрывая разные зоны его палеозойского основания, и принадлежат к

чехлу Западно-Сибирской, Северо-Туранской плит и Северо-Устиюртского метаплатформенного массива.

По данным ГСЗ и других геофизических исследований, земная кора Урала имеет повсеместно континентальный характер и по мощности близка к коре Восточно-Европейской платформы. Она минимальна в зоне Предуралья (35—40 км) и максимальна в Магнитогорском синклиории (до 50—60 км). Относительно маломощный гранито-метаморфический слой прослеживается под всеми зонами. Большой мощностью (до 30—35 км) обладает нижняя, высокоскоростная часть коры. Скорость продольных волн в кровле мантии составляет 8,2—8,5 км/с. В Западную мегазону Урала продолжают в ослабленном виде преимущественно субширотные магнитные аномалии из Восточно-Европейской платформы и юго-восточного простирания — из Тимано-Печорской области, связанные с неоднородностями их фундамента. Магнитное поле Восточной мегазоны характеризуется полосовыми субмеридиональными аномалиями. Антиклинориям с приподнятым гранитоидным основанием отвечают минимумы, а габбро-перидотитовым поясам и синклиориям, выполненным основными вулканитами, — линейные максимумы.

Термический режим недр Урала характеризуется относительно низкой величиной теплового потока: в среднем она составляет около 30 мВт/м², и лишь в северной его части возрастает до 40—50 мВт/м².

Стратиграфические комплексы, магматизм и этапы развития. В сложении герцинского складчатого сооружения Урала участвуют три крупнейших мегакомплекса, отвечающие основным мегаэтанам его формирования: архейско-нижнепротерозойский метаморфический фундамент, верхнепротерозойский слабометаморфизованный мегакомплекс авлакогеосинклинального типа и палеозойский вулканогенно-осадочный геосинклинальный мегакомплекс. Кроме того, после главных герцинских складчатых деформаций на отдельных участках Урала образовался мезокайнозойский постгеосинклинальный мегакомплекс.

Дорифейский фундамент, принципиально сходный с таковым Восточно-Европейской платформы, но несколько переработанный и радиометрически омоложенный в позднем протерозое и отчасти в палеозое, по-видимому, повсеместно подстилает Западную мегазону Урала. На Южном Урале в Башкирском антиклинории обнажается архейский гранулитовый комплекс, а на Полярном Урале в Кожимском и Харбейском поднятиях Центральноуральского антиклинория выступают нижнепротерозойские гнейсы, амфиболиты и слюдяные сланцы.

В Восточной мегазоне дорифейское метаморфическое основание (гнейсы, амфиболиты, кварциты, сланцы) установлено в южной части Восточно-Уральского антиклинория, в Мугоджарах, а в более северных его частях оно вскрывается в ядрах палеозойских гранитоидных куполов. Первоначально дорифейская континентальная кора, вероятно, продолжалась под всей территорией Урала, но впоследствии в Восточной мегазоне она подверглась раздроблению, растяжению и, возможно, сохранилась лишь в отдельных разобщенных блоках.

Верхнепротерозойский мегакомплекс и позднепротерозойский мегаэтан развития. Этот мегакомплекс наиболее широко распространен в Западной мегазоне, где он слагает Башкирский и Уралтауский антиклинории на Южном Урале и продолжение последнего на Среднем, Северном и Полярном Урале. Мощный (10—15 км) разрез верхнепротерозойских отложений в Башкирском антиклинории, несогласно залегающих на архейском фундаменте, послужил Н. С. Шатскому стратотипом рифейской группы, подразделяемой

на нижний, средний и верхний рифей. Завершают разрез отложения верхнего венда.

Разрез, в основном сложенный очень слабометаморфизованными терригенными и карбонатными отложениями, построен циклично и распадается на несколько серий, разделенных перерывами и слабыми несогласиями. Серии начинаются с мелкогалечных конгломератов и кварц-аркозовых песчаников, выше следуют толщи алевролитов, глинистых сланцев, а также доломитов и известняков со строматолитами. К нижним сериям приурочены стратифицированные залежи сидеритовых железных руд и магнезитов (Бакал). Нижнерифейская бурзянская серия прорвана Бердяушским массивом гранитов рапакиви. К среднему рифею относится локально развитая машакская серия, единственная, в которой терригенные отложения сочетаются с основными и кислыми вулканитами, и юрматинская серия, к верхнему рифею — каратауская. К верхнему венду принадлежит ашинская серия песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов и изредка тиллитоподобных конгломератов.

В антиклинории Уралтау рифейско-вендские образования отличаются от толщ Башкирского антиклинория большей метаморфизованностью (от зеленосланцевой и амфиболитовой фациях), незначительной ролью карбонатных и большей — вулканогенных пород, особенно в среднерифейском (?) максютовском комплексе. На продолжении зоны Уралтау в Средне- и Северо-Уральском сегментах, в *Кваркушском* и *Ляпинском поднятиях* отложения верхнего рифея и венда по преобладающему терригенно-карбонатному составу и незначительности метаморфизма более близки к таковым Башкирского антиклинория, но в них появляются и по мере движения к северу приобретают все большую роль основные и кислые вулканиты субщелочной и щелочной серий (трахибазальты, трахиты, трахилипариты и др.), местами прорванные комагматичными им интрузивными телами, а в составе нижнего и верхнего венда присутствуют несколько горизонтов тиллитов. В северном направлении возрастает метаморфизация пород.

На Полярном Урале роль вулканических пород в толщах рифея и венда продолжает увеличиваться. Их разрез надстраивается здесь нижнекембрийскими молассоидными толщами конгломератов и песчаников, сочетающихся с субщелочными, основными и кислыми вулканитами.

В Восточной мегазоне Урала предположительно верхнепротерозойские, пока слабо изученные, толщи кварцитов, метаморфических сланцев и амфиболитов установлены на отдельных участках Восточно-Уральского антиклинория (от Мугоджар до Среднего Урала) и в Зауральском антиклинории, однако в целом эти зоны, вероятно, были в позднем протерозое относительно приподняты.

До последнего времени предполагалось, что область Урала прошла в позднем протерозое первый цикл полициклического геосинклинального развития, возобновившегося после байкальской складчатости в начале палеозоя и окончательно завершившегося в его конце, в эпоху герцинской складчатости. В пользу этого как будто свидетельствуют большие мощности верхнепротерозойских образований, их некоторая метаморфизованность и несогласное налегание на них палеозоя, указывающее на байкальские деформации. Однако ныне ряд исследователей (С. Н. Иванов, В. Н. Пучков и др.) считают, что заложенная в рифее субмеридиональная система прогибов в Западной мегазоне Урала не имела геосинклинального характера, а была более близка по своей природе к авлакогенам. В пользу этого говорят формационные особен-

ности рифея и венда — широкое развитие свойственных платформам кварцевых песчаников и мелководных карбонатных отложений со строматолитами, отсутствие типичных для геосинклинальных прогибов кремнистых пород, ограниченные и локальные проявления интрузивного магматизма, представленные на Южном Урале типичными для начальной стадии развития древних платформ гранитами рапакиви, преобладающий контрастный состав и щелочной или субщелочной характер вулканитов, необычный для геосинклиналей, но типичный для рифтовых зон, а также относительно слабые и неповсеместные проявления в западноуральских рифейско-вендских прогибах позднебайкальских деформаций. Однако по протяженности, глубине, ширине, продолжительности (около миллиарда лет) и сложности развития, наличию проявлений складчатости и метаморфизма западноуральские прогибы нельзя считать авлакогенами древней платформы и скорее следует рассматривать в качестве одной из авлакогеосинклинальных зон, обрамлявших в позднем протерозое древние платформы. Но, в отличие от Тиманской, Енисейской и подобных им зон, она не завершила свое развитие байкальской складчатостью, а возобновила его в палеозое, превратившись в типичную геосинклиналь. Отсутствие верхнепротерозойских офиолитовых комплексов указывает на то, что древняя континентальная кора в области Урала, хотя и подвергалась раздроблению и растяжению, но не была полностью разорвана и раздвинута.

К востоку от Западно-Уральской авлакогеосинклинальной зоны в позднем протерозое, вероятно, располагались метаплатформенные массивы, фрагментами которых, возможно, являлись Восточно-Уральская и Зауральская зоны поднятий. Наибольшей деструкции, судя по более широкому развитию вулканизма, подверглась в позднем протерозое самая северная часть Уральской авлакогеосинклинальной системы (частично распространявшаяся в пределы Тимано-Печорской области). Общая тенденция возрастающей со временем деструкции коры периодически осложнялась проявлениями сжатия и поднятий, имевшими место в конце раннего, среднего рифея и особенно в венде (т. е. в готскую, дальсландскую и позднебайкальскую эпохи).

Палеозойский мегакомплекс и герцинский геосинклинальный мегаэтап развития Урала. Нижнекембрийские отложения, известные на Полярном Урале и в виде экзотических блоков на Южном Урале, как уже говорилось, принадлежат к верхам байкальского складчатого комплекса. Среднему кембрию на Урале, по-видимому, отвечают поднятия и перерыв в седиментации, а *позднему кембрию — началу ордовика* — возобновление процессов растяжения, деструкции и погружения коры и заложение раннепалеозойских грабенообразных прогибов долготного, а на Полярном Урале — северо-восточного и северо-западного простирания. В Западной мегазоне Полярного Урала в них в эту эпоху отлагались толщи континентальных и прибрежных образований (конгломератов, песчаников и глинистых пород) резко изменчивой мощности (от долей километра до 6 км) с подчиненными им контрастными вулканитами.

В *ордовике* в самой западной, Елецкой, зоне Полярного и Северного Урала накапливались мелководно-морские терригенно-карбонатные, а в более восточной Лемвинской зоне — более мелководные глинистые толщи. В Западной мегазоне Среднего и Южного Урала автохтонный разрез ордовика выражен мелководными терригенными отложениями (до 0,5 км), а в аллохтонном залегании (в Сакмарском и других покровах) присутствуют значительно более мощные (до 3—4 км) толщи песчаников, глинистых и кремнистых сланцев, а также

основных и кислых лав и туфов, впоследствии тектонически перемещенные сюда из зоны Уралтау и, возможно, из западной части Восточной мегазоны Урала. По-видимому, в ордовике в пределах Зеленокаменного и Восточно-Уральского прогибов этой мегазоны континентальная кора была растянута и раздвинута и «раскрылось» их меланократовое основание, слагающее ныне габбро-перидотитовый пояс зоны Центральноуральского разлома и аналогичные пояса в более восточных зонах Урала. К ордовика относятся и некоторые налегающие на породы этого пояса толщи зеленых сланцев, диабазов, порфириитоидов и кремнисто-глинистых пород на западных крыльях Магнитогорского и Тагильского синклиналиев.

В Западной мегазоне Урала *силур* и *девон* (кроме некоторых шарьированных с востока комплексов) выражены осадочными толщами: в самой западной, Елецкой, зоне Полярного Урала и ее аналогах в более южных сегментах Урала — мелководными известняками и доломитами с прослоями терригенного материала, принесенного с запада; а в более восточной, Лемвинской, зоне и ее аналогах — маломощными (1 км) глубоководными кремнисто-глинистыми толщами, накапливавшимися на континентальном склоне и континентальном подножии. В Зилаирском прогибе Южного Урала разрез девона завершает мощная (3 км) зилаирская серия граувакковых песчаников и сланцев. Терригенный материал поступал с востока, что указывает на начавшийся в конце девона рост поднятий в Восточной мегазоне Урала. В сакмарском и кракинском аллохтонных комплексах автохтонный девон тектонически перекрывается надвинутыми с востока несколькими чешуями из силурийских и девонских образований, сложенных кремнисто-сланцевыми толщами, яшмами, туфами и лавами основного состава. Первоначально они накапливались, вероятно, в нынешней зоне Уралтау и непосредственно к востоку от нее.

В Восточной мегазоне *силур*, а в Мугоджарах, Южном и Полярном сегментах Урала и значительная часть девона в основном выражены толщами зеленокаменно-измененных вулканогенных пород. Они выполняют синклиналии и участвуют в сложении антиклиналий. В западной части Магнитогорского прогиба Южного Урала *силуру* принадлежат спилиты и палеобазальты с прослоями кремнисто-глинистых сланцев (1—1,5 км), представляющие однородную толеит-базальтовую формацию, накапливавшуюся при подводных трещинных излияниях. После паузы в раннем девоне — начале эйфеля, когда накапливались терригенно-кремнистые отложения, вулканическая деятельность возобновилась во второй половине эйфельского века, образовав толщу базальтов и андезитобазальтовых порфиритов, а также дацитовых порфиритов и альбитофиров (1—1,5 км) — типичную контрастную формацию, возникшую при чередовании трещинных излияний основных лав и центральных извержений кислых лав и пирокластолитов. Кверху она сменяется толщей лав и пирокластолитов базальтового, андезитобазальтового, андезитового и дацитового состава (1—4 км) — непрерывной вулканической формацией, накопившейся при дифференциации базальтовой магмы в ходе центральных извержений. Новый цикл вулканизма начался в живетском веке извержениями контрастной толщи диабазов, спилитов, альбитофиров и кварцевых альбитофиров, их туфов и туффитов (2—3 км), венчаемой характерным горизонтом яшм.

В конце живетского — начале франского века образовалась новая непрерывная формация пирокластолитов и лав базальт-андезит-дацит-липаритового состава, а также яшм и туфогенно-обломочных пород с градационной слоистостью (0,5—1,5 км). Разрез девона завершают

верхнефранская толща полимиктовых песчаников, глинисто-кремнистых сланцев и туффитов и зилаирская толща граувакк и аргиллитов (1—1,5 км) фаменского яруса — низов турне. Таким образом, в Магнитогорском прогибе в ордовике и силуре образовались сравнительно маломощные толщи недифференцированных толеитовых базальтов, а в среднем и начале позднего девона — более мощные контрастные и непрерывные (дифференцированные) вулканогенные толщи, дважды чередующиеся в разрезе. С ними связаны многочисленные медноколчеданные месторождения.

Недифференцированные базальтовые формации, характерные для начальной и ранней («океанической») стадии, возникали при подъеме основной магмы непосредственно из мантийных очагов в условиях растяжения и наибольшей проницаемости раздробленной и раздвинутой коры. На последующей («островодужной») стадии, в девоне растяжение чередовалось со сжатием, а континентальная кора становилась менее проницаемой и сильно прогревалась. В ней либо формировались самостоятельные очаги плавления, кислые продукты из которых поступали на поверхность наряду с основными лавами, изливавшимися из мантийных очагов (образуя контрастные формации), либо над последними возникали промежуточные внутрикоровые очаги, где происходила дифференциация мантийной базальтовой магмы и ее смешение с продуктами плавления континентальной коры (непрерывные или дифференцированные формации).

В самой южной, мугоджарской, части Магнитогорского синклинория ордовик, силур и нижний девон неизвестны. Раздвиг континентальной коры произошел (или возобновился?) здесь в эйфельском веке среднего девона. Видимое основание разреза слагает толща подушечных толеит-базальтовых лав с прослоями яшм, густо пронизанная роями базальтовых даек.

Выше следуют живетская вулканогенная толща пестрого состава, прорванная телами плагиигранитов, и верхнедевонская терригенно-карбонатная толща.

На Среднем и Северном Урале, в Тагильском синклинории, в отличие от Магнитогорского, вулканизм в основном завершился в самом начале девона. Древнейшие толщи основных вулканитов и кремнисто-глинистых пород, вероятно, относятся здесь к ордовику, а вышележащие дифференцированные толщи базальт-андезит-дацит-липаритового состава, прорванные телами кварцевых диоритов и плагиигранитов, — к разным ярусам силура. Они трансгрессивно перекрываются толщами мелководных, частично рифовых и битуминозных известняков нижнего, среднего и низов верхнего девона (до 1 км), к перерывам между которыми приурочены остатки латеритных кор выветривания и карстовые полости, заполненные бокситами (месторождение Красная Шапочка и др.). Разрез завершает зилаирская терригенная серия.

В Войкарском зеленокаменном синклинории Полярного Урала силур и девон, как и в Магнитогорском прогибе, выражены в основном вулканогенными образованиями, а еще севернее, в Шучьинском синклинории, подобно Тагильскому, вулканиты относятся лишь к силуру, тогда как нижний и средний девон сложен толщами известняков с несколькими бокситоносными горизонтами, а верхний девон — терригенными отложениями.

Морские осадочные отложения всех отделов карбона участвуют в сложении Западной мезазоны Урала и Предуралья прогиба, а вулканогенно-осадочные толщи карбона завершают разрез синклинорий и выполняют наложенные впадины в некоторых антиклинориях

Восточной мегазоны. На западном крыле Башкирского антиклинория и в Западно-Уральской складчатой зоне Среднего, Северного и Полярного Урала карбон в основном представлен мелководными зоогенными известняками, которым подчинена локально присутствующая в низах визе параличская угленосная толща. Восточнее, в Лемвинской зоне Полярного Урала, нижняя половина карбона, как силур и девон, сложена маломощными мелководными известково-глинисто-кремнистыми, а верхняя — более мощными терригенно-карбонатными флишоидными фациями. На ряде участков Западной мегазоны в зарождающихся ваннах Предуральского краевого прогиба в верхах карбона мелководные известняки сменяются мелководными глинисто-карбонатными осадками. В Зилаирском прогибе зилаирская терригенная серия перекрывается мощными каменноугольными терригенно-флишевыми и фациально связанными с ними олистостромовыми толщами.

В Восточной мегазоне Урала карбон широко распространен в южном ее сегменте, особенно в осевой зоне Магнитогорского прогиба. Нижний отдел выражен здесь трансгрессивно залегающими на зилаирской серии вулканогенно-осадочными образованиями (2—4 км) — толщей лав и туфов контрастного (базальт-липаритового) состава в сочетании с туффитами и кремнистыми и терригенными отложениями и вышележащей толщей дифференцированных вулканитов (от базальтов и андезитобазальтов до трахиандезитов, трахидацитов и трахилипаритов) в сочетании с известняками. С перерывом и конгломератами в основании выше залегают известняки и флишоидные терригенные отложения среднего карбона (1—1,5 км), завершающие разрез. Севернее, в Тагильском и Войкарском синклиниях Зеленокаменной зоны, карбон почти полностью отсутствует, но вновь появляется (в терригенных фациях) в Шучьинском синклинии. В самой южной части Урало-Тобольского антиклинория трансгрессивно залегающий нижний карбон выполняет узкие грабены и наложенные впадины и выражен терригенными угленосными (турне) и вышележащими карбонатными отложениями. Севернее Магнитогорска нижний карбон распространен более широко, и в его разрезе наряду с терригенно-карбонатными присутствуют вулканические образования. Вулканогенно-осадочные толщи нижнего и среднего карбона присутствуют и в более восточных зонах Южного Урала и Зауралья.

В Тюменско-Кустанайском грабен-синклинии выше известняков и терригенных угленосных отложений турне — нижнего визе залегает мощная (3 км) валерьяновская свита андезитовых лав и пирокластитов визейско-серпуховского возраста, перекрытая грубообломочными терригенно-туфогенными отложениями среднего-верхнего карбона.

К среднему-позднему карбону и ранней перми относится становление основной части герцинских гранитных массивов в Восточной мегазоне Урала.

Пермские отложения на территории Урала почти повсеместно отсутствуют, но они широко распространены в образовавшемся к западу от него в конце карбона — начале перми Предуральском краевом прогибе. Выполняющие его пермские депрессионного и главным образом молассового типа, а также триасовые молассы на южном и северном окончаниях этого прогиба были рассмотрены совместно с пермскими и триасовыми отложениями Русской плиты.

Палеозойская история Уральской герцинской складчатой области представляла единый цикл геосинклинального развития, начавшийся в конце кембрия и завершившийся в перми; в нем различаются очень длительный и сложный собственно гео-

синклинальный этап, в свою очередь состоящий из начальной (поздний кембрий — ордовик), ранней (силур), средней (девон) и зрелой или поздней стадии (карбон), и более короткий орогенный этап (конец карбона — пермь), в течение которого на месте Уральской системы геосинклинальных прогибов, разделенных зонами поднятий, возникло Уральское складчатое горное сооружение.

На начальной стадии этого цикла континентальная кора в пределах современного Урала подвергалась горизонтальному растяжению и деструкции, и в ней возник ряд грабенообразных депрессий различного, а на Полярном Урале — северо-восточного и северо-западного простираний; в них накапливались толщи кластических континентальных и мелководных осадков и происходили извержения базальтов и субщелочных вулканитов контрастного состава. В Восточной мегазоне, испытавшей наиболее сильное растяжение, к концу начальной, рифтоподобной стадии континентальная кора была не только сильно утончена и раздроблена, но и разорвана на блоки, между которыми образовалось несколько раздвиговых зон с корой океанического типа, реликтами которой являются офиолитовые комплексы. Некоторые исследователи допускают, что ширина главной раздвиговой зоны (или нескольких зон) достигала многих сотен или даже первых тысяч километров («Уральский палеоокеан»); другие полагают, что это были значительно более узкие (десятки километров) трогн с «океаническими» глубинами дна.

К началу силура наметилась продольная тектоническая и морфологическая зональность Уральской системы, которая в основных чертах сохранялась на протяжении ранней, средней и зрелой стадий собственно геосинклинального этапа. В западной части Западной, миеосинклинальной, мегазоны существовала шельфовая зона умеренного погружения и накопления мелководных карбонатных осадков, смыкавшаяся на западе с Русской плитой и Печорской впадиной. К востоку она переходила в зону континентального склона и подножия, располагавшуюся на месте нынешнего Уралтауского, или Центральноуральского, антиклинория, в которой в силуре — девоне, а местами и раннем карбоне, в условиях некомпенсированного погружения отлагались глубоководные глинисто-кремнистые осадки.

Еще восточнее, в западной части Восточной, эвгеосинклинальной, мегазоны, вдоль всего Урала простиралась широкая зона зеленокаменных прогибов, на одних участках которой образовалась кора океанического типа, а на других, по-видимому, сохранилась утонченная и раздробленная континентальная кора. В этой зоне, первоначально представлявшей глубоководную депрессию, в ордовике и силуре в обстановке продолжающегося растяжения происходили подводные извержения толентовых базальтов, образовавших толщи подушечных лав с прослоями кремней. В дальнейшем растяжение замедлилось и стало прерываться импульсами сжатия, которые периодически сменялись повторными фазами более слабого растяжения.

Такая обстановка в Тагильском прогибе существовала в силуре, в Войкарском прогибе сохранялась в девоне, а в Магнитогорском — даже в раннем карбоне. Фазы извержений чередовались с фазами накопления туфогенно-терригенно-кремнистых, а позднее и карбонатных осадков. Прогибы становились более мелководными, в них возникали вулканические острова и гряды, а в составе вулканитов приобрели существенную роль лавы и туфы кислого, а затем и среднего состава. Постепенно снижалась проницаемость коры для мантийных базальтовых расплавов, которые на пути подъема к поверхности «отстаивались» и подвергались дифференциации в промежуточных очагах, а на

участках, где сохранилась континентальная кора, в ней, по мере ее прогрева, стали возникать внутрикоровые магматические очаги. Часть магматических продуктов не достигала поверхности, образуя интрузивные тела габброидов, диоритов, натровых гранитоидов. Вулканическая активность на одних участках зоны зеленокаменных прогибов прекратилась в начале силура (Тагильский, Шучьинский прогибы), на других — в конце девона (Войкарский, Мугоджарский) или даже в конце раннего карбона (Магнитогорский), после чего в них в основном накапливались мелководные карбонатные и терригенные осадки.

Континентальная кора Восточно-Уральской (Урало-Тобольской) геоантиклинальной зоны подверглась в раннем палеозое значительно меньшей деструкции. Интенсивный прогрев гранитогнейсового основания обусловил широкое развитие в ней процессов гранитизации, глубинного диапиризма и формирование гранитогнейсовых куполов, рост которых продолжался до позднего палеозоя. Более восточные зоны эвгеосинклинальных прогибов, по-видимому, развивались в палеозое аналогично Зеленокаменной. В конце средней стадии собственно геосинклинального этапа (в конце девона) Восточная зона Уральской системы, по-видимому, впервые испытала сильное сжатие, поднятие и подверглась размыву; продукты размыва сносились к западу в широкий прогиб, существовавший на месте Зилаирского синклинория, зоны Уралтау, западной части Магнитогорского синклинория, где накапливалась мощная граувакково-глинистая зилаирская серия.

В начале карбона процессы сжатия и поднятия охватили всю Восточную мегазону, которая стала надвигаться на Западную мегазону в виде серии шарьяжных чешуй. Затем в раннем карбоне в Восточной мегазоне возобновились погружение и растяжение. В Магнитогорской зоне накопились мощные осадочно-вулканогенные толщи раннего и осадочные — среднего карбона, в Восточно-Уральской геосинклинальной зоне возникли узкие грабенообразные впадины, а в Кустанайском прогибе сформировалась мощная валерьяновская андезитовая толща.

На протяжении позднегерцинского орогенного этапа (с начала позднего карбона до конца перми) в Восточной мегазоне господствовала обстановка горизонтального сжатия и воздымания, которая к началу перми распространилась и на всю Западную мегазону Урала. Таким образом, на месте геосинклинальной системы стало формироваться складчатое сооружение. Во всех зонах Восточной мегазоны происходило становление массивов калиевых гранитоидов. В ней развиваются продольные надвиги, переходящие в покровы, с перемещением масс к западу. Наиболее крупная и протяженная зона глубинно-надвиговых деформаций возникает вдоль тектонического шва, разделявшего эв- и миогеосинклинальную мегазону Урала. Происходит (или завершается) перемещение в пределы Зилаирского прогиба чешуй Сакмарского аллохтонного комплекса, «родина» которого, вероятно, находилась в зоне Уралтау или несколько восточнее ее.

Палеозойские эвгеосинклинальные образования Магнитогорской зоны с их габбро-перидотитовым основанием были надвинуты на зону Уралтау, ультрабазиты фронтальной части этого надвига, переходящего в шарьяжи, перекрыли ее и частично Зилаирский прогиб, где они сохранились в виде Кракинского и других останцов, а сама зона Уралтау превратилась в асимметричное поднятие и была надвинута на расположенные к западу от нее зоны Западной мегазоны Урала. Последние, в свою очередь, также подверглись сильному сжатию, образовав на Южном Урале Зилаирский синклинорий и Башкирский антиклинорий, а в более северных сегментах — моноклинорий западного крыла

Уральского сооружения, осложненный чешуйчатыми надвигами и тектоническими покровами (в частности, шарьяжем Лемвинской зоны на Полярном Урале). Наконец, все Уральское герцинское складчато-покровное сооружение было в конце перми надвинуто на Предуральский краевой прогиб. В итоге ширина этого сооружения сократилась по сравнению с шириной Уральской геосинклинальной системы в силуре, вероятно, не менее чем в 2—3 раза.

С конца карбона это сооружение испытывало постепенно усиливавшееся дифференцированное воздымание и подвергалось размыву, продукты которого все в большем количестве спосылись в заложенный к западу от него Предуральский краевой прогиб, образуя в нем мощные молассовые толщи. Развитие этого прогиба было охарактеризовано при рассмотрении истории Русской плиты в пермском периоде. Отметим здесь, что и сам Предуральский прогиб подвергся в позднепермское и отчасти в последующее время деформациям сжатия, и структура его восточного крыла была осложнена складками и надвигами.

Триас во внутренней мегазоне Урала представляет своеобразную посторогенную рифтовую стадию, во время которой обстановка субширотного горизонтального сжатия, господствовавшая со среднего карбона, временно сменилась растяжением и в разных ее зонах возник ряд длительно вытянутых грабенообразных впадин, в основном скрытых под плитным чехлом Зауралья. Континентальный триас (1—4 км) резко несогласно налегает в них на разновозрастные палеозойские породы (включая герцинские гранитоиды) и их кору выветривания. Нижний-средний триас выражен лавами и пирокластолитами базальтового и местами липаритового состава, а верхний триас (включая рэт) — терригенной лимнической толщей с мощными пластами бурых углей. На рубеже триаса и юры — в древнекиммерийскую фазу складчатости — эти впадины, как, по-видимому, и все Уральское сооружение и Предуральский краевой прогиб, подверглись сжатию, и триасовые образования в этих впадинах и краевом прогибе были деформированы и срезаны надвигами.

В юре на отдельных участках Восточной мегазоны возобновилось растяжение и образовались новые или регенерировались некоторые ранее возникшие впадины. В них на предъюрской коре выветривания залегают менее мощные, чем триасовые, ниже- и среднеюрские континентальные лимнические угленосные отложения.

С предъюрской корой выветривания по серпентинитам на Южном Урале связаны месторождения осадочных железных (Орско-Халиловский район) и кобальт-никелевых руд.

На протяжении *мелового периода и большей части кайнозоя* основная часть Уральского сооружения оставалась слабо приподнятой и подвергалась денудации; отложения мела, палеогена и неогена, несогласно залегающие на его восточном фланге и южном окончании, мы рассмотрим при характеристике Западно-Сибирской и Северо-Турганской плит.

В *неоген-четвертичное время* герцинская складчатая область Урала испытала некоторую тектоническую активизацию, и южный, северный и полярный сегменты ее Западной мегазоны подверглись сводово-глыбовому воздыманию до 1—1,8 км.

Полезные ископаемые. Урал принадлежит к наиболее богатым различными полезными ископаемыми, главным образом рудными, областям России, но многие длительно эксплуатировавшиеся месторождения ныне сильно истощены. Среди месторождений железа различаются стратиформные залежи сидеритовых руд (Бакал и др.) в доло-

митовых толщах нижнего и среднего рифея Башкирского антиклинория, скарновые месторождения магнетитовых руд на контактах герцинских гранитоидов с известняками (горы Магнитная, Благодать) и валерьяновской осадочно-вулканогенной толщей карбона (Соколовско-Сарбайский район), а также гидроокисные железные руды, связанные с мезозойской корой выветривания (Орско-Халиловский район). К главному габбро-перидотитовому поясу приурочены месторождения титаномагнетита на Среднем Урале (Первоуральское, Качканарское), хромита на Южном Урале и в Мугоджарах (Донская группа), платины, осмия и иридия на Среднем Урале. С ультрабазитами генетически связаны также месторождения никеля и кобальта, но их рудные концентрации приурочены к мезозойским корам выветривания (Актюбинское и Орско-Халиловское месторождения на Южном, Уфалейское на Среднем Урале).

Месторождения марганца связаны с яшмово-кремнистыми горизонтами девона в Магнитогорском прогибе.

Многочисленные месторождения колчеданных медных и медно-цинковых руд связаны с контрастными и непрерывными вулканическими формациями силура и девона в Тагильском, Магнитогорском и других синклинариях Восточной мегазоны (Учалы, Сибай, Гай и др.), а также в Сакмарской зоне (Блява). Месторождения бокситов в основном приурочены к девонским карбонатным толщам Тагильского прогиба (Красная Шапочка). Месторождения золота (Березовское и др.) связаны с кварцевыми жилами в герцинских гранитоидных массивах Восточной мегазоны Урала.

Из нерудного сырья следует отметить месторождения магнезита в доломитах нижнего рифея Башкирского антиклинория (Бакал, Сатка), асбеста и талька в серпентинитовых массивах, калийных солей и галита в кунгурских отложениях Предуральского прогиба (Соликамское и др.), горного хрусталя, различных драгоценных камней (ильмено-вишневогорский интрузивный комплекс), малахита (в железной шляпе медноколчеданных месторождений), яшм (в девоне Магнитогорского прогиба).

Из месторождений каменных углей важнейшее значение имеет Воркутинский бассейн в пермских отложениях Полярноуральского сегмента краевого прогиба, меньшее значение — месторождения в нижнем карбоне западного склона Северного Урала (Жизел) и в южной части Урало-Тобольского антиклинория (Полтаво-Брединское, Домбаровское). Буроугольные месторождения связаны с верхнетриасовыми отложениями грабен в Восточной мегазоне Урала (Челябинский бассейн и др.) и с третичными отложениями эрозионно-тектонических впадин Башкирского Приуралья.

Нефтяные месторождения известны в Предуральском прогибе и приурочены к девонским и каменноугольным отложениям в принадвиговых антиклинальных структурах на восточном крыле его северного сегмента (Вуктыл и др.) и к нижнепермским рифовым массивам на западном борту южного сектора этого прогиба (Ишимбай).

ДРЕВНЕКИММЕРИЙСКАЯ ПАЙХОЙ-НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

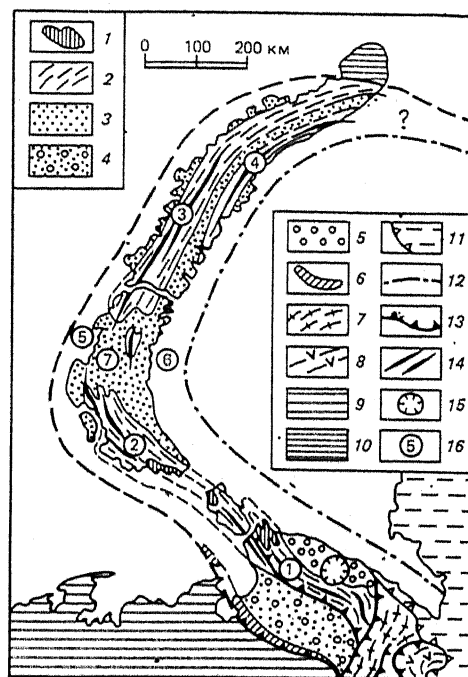
Пайхой-Новоземельская зона, служащая орографическим северным продолжением Урала, выражена невысокой грядой Пай-Хоя, о. Вайгач, Южным и Северным островами Новой Земли. Она простира-

ется в южной части в северо-западном, а в северной — в северо-восточном направлении, образуя выпуклую к западу дугу шириной 50—120 и длиной 1500 км. Остров Северный Новой Земли наполовину покрыт ледниковым щитом. Тектонически эта зона в известном смысле может считаться продолжением Западной, миеосинклинали мегазоны Урала, северное окончание которой она кулисно подставляет с запада (рис. 45). В Пайхой-Новоземельской зоне выделяются рифейско-

Рис. 45. Схема тектонического строения Пайхойско-Новоземельской древнекеммерийской складчатой зоны.

1—6 — Пайхойско-Новоземельская складчатая зона: 1 — выступы рифейско-вендско-нижнекембрийского метаморфизованного фундамента в ядрах антиклинориев, 2 — антиклинорий, сложенные верхнекембрийско-каменноугольными терригенно-карбонатными отложениями, 3 — синклинорий и седловины, выполненные пермскими и нижнетриасовыми терригенными отложениями, 4 — Коротайхинский (Предпайхойский) краевой прогиб, выполненный пермскими и триасовыми молассами, 5 — Байдаракский тыльный прогиб, выполненный пермскими молассами, 6 — приразломное поднятие гряды Чернова; 7—8 — герцинское складчатое сооружение Урала: 7 — Западная мегазона, 8 — Восточная мегазона; 9—10 — Печоро-Баренцевоморская метаплатформенная область: 9 — Печорская впадина с палеозойско-мезозойским чехлом, 10 — поднятие мыса Желания; 11 — мезокайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 12 — западная граница гипотетического Карского погруженно-метаплатформенного массива; 13 — надвиги и шарьяжи; 14 — оси антиклинориев; 15 — Карская мезозойская астроблема (?); 16 — номера тектонических элементов.

Цифрами в кружках обозначены антиклинорий: 1 — Пай-Хойский, 2 — Вайгачско-Южноновоземельский, 3 — Северновоземельский, 4 — Восточноновоземельский; синклинорий: 5 — Восточно-Баренцевский, 6 — Западно-Карский; 7 — Кармакульская седловина



нижнекембрийский комплекс, деформированный и слабо метаморфизованный в эпоху позднебайкальской или салаирской складчатости, и несогласно перекрывающий его мощный комплекс терригенных и карбонатных отложений ордовика, среднего, позднего палеозоя и триаса, смятый в древнекеммерийскую эпоху (перед юрой).

В структуре зоны различаются три сегмента. Главной структурой южного сегмента является Пай-Хойский антиклинорий, с небольшим доордовикским ядром, в основном сложенный отложениями ордовика — карбона. Они смяты в скошенные к юго-западу складки и надвинуты на рубеже триаса и юры на Коротайхинскую впадину — самую северную ячейку Предпайхойского краевого прогиба, выполненную пермскими и триасовыми молассами. На северо-востоке антиклинорий граничит с Байдаракской впадиной, выполненной пермскими молассами, первоначально перекрывавшими и зону Пай-Хоя. По отношению к Пай-Хойскому поднятию эта впадина является тыльной, а по отношению к северному окончанию Урала — краевой или периклинальной. На Бай-

дарацкую впадину наложена Карская кольцевая структура, предположительно считающаяся астроблемой позднемелового возраста.

В более северном, Вайгач-Южноновоземельском сегменте выделяются одноименный антиклинорий, кулисно примыкающий к надвинутому на него Пай-Хойскому. Его рифейско-вендское метаморфизованное основание выступает из-под несогласно налегающих на него терригенно-карбонатных толщ ордовика — карбона; последние с размывом перекрываются терригенными пермскими отложениями, выполняющими граничащие с ним Восточно-Баренцевский и Западно-Карский синклинории и слагающие на его северном погружении Кармакульскую седловину.

В Северо-Новоземельском сегменте шарниры складок вновь воздымаются. Основную роль в структуре приобретает одноименный антиклинорий северо-восточного простирания, сложенный толщами ордовика — карбона с выступами досреднерифейского фундамента. На западе он сменяется продолжением Восточно-Баренцевского синклинория, а на востоке — продолжением Западно-Карского синклинория и узким Восточно-Новоземельским антиклинорием. Ордовикско-каменноугольные отложения антиклинориев смяты в умеренно сжатые прямые или слабоскошенные линейные, а пермские толщи синклинориев — в пологие гребневидные складки. Крайнюю северо-восточную часть о. Северный Новой Земли слагает очень полого залегающий силур, возможно, принадлежащий чехлу древнего массива, обрамляющего Новоземельскую складчатую зону с севера. Сама эта зона уходит на востоке под воды Карского моря и скорее всего находит свое продолжение в Южно-Таймырской складчатой зоне, сходной с ней по возрасту и составу палеозойских отложений и времени складчатых деформаций (древне-кimmerийская эпоха).

На западе Пайхой-Новоземельская зона граничит с покрытой палеозойско-мезозойским плитным чехлом Печоро-Баренцевоморской метаплаформенной областью. Непосредственно к Новой Земле примыкает неглубокий желоб в рельефе дна Баренцева моря; за ним следует валоподобное поднятие в рельефе дна и структуре чехла, в котором выявлены крупные нефтяные и газовые месторождения. Более глубокий и широкий желоб примыкает к Новой Земле с востока. Дно западной части Карского моря выстлано толщами палеогеновых, мезозойских и частично палеозойских отложений, скорее всего залегающих на глубоко погруженном допалеозойском фундаменте метаплаформенного массива. Существует, однако, и предположение о наличии здесь участка древней коры субокеанического типа.

Видимый разрез на о. Северный Новой Земли начинается с нижнепротерозойских (?) или нижнерифейских сланцев, прорванных среднерифейскими гранитами, на о-вах Южный и Вайгач — со слабометаморфизованных терригенных и кремнисто-глинистых отложений верхнего рифея — венда, а на Пай-Хое — с метаморфизованных терригенно-карбонатных и вулканогенных толщ верхнего рифея — нижнего кембрия (до 6 км), близких к одновозрастным породам Западной мегазоны Полярного Урала. В позднем рифее — венде и начале кембрия в пределах Пайхой-Новоземельской зоны существовал глубокий прогиб, заполнявшийся терригенными (на севере) и вулканогенно-осадочными образованиями и, вероятно, входивший в систему авлакогеосинклинальных прогибов Печоро-Баренцевоморской (или более обширной, распространявшейся на восток в пределы Карского моря) метаплаформенной области. Скорее всего в раннем кембрии он испытал слабый

метаморфизм, умеренные складчатые деформации и временное поднятие, в ордовике вновь сменившееся погружением.

Залегающий с угловым несогласием мощный комплекс отложенный ордовика — триаса разделен перерывами на три подкомплекса. Ордовикско-среднедевонский подкомплекс на Новой Земле (3—5 км) выражен в мелководных «елецких» фациях — терригенно-карбонатных в ордовике и преимущественно карбонатных в силуре — среднем девоне, а на Пай-Хое — более мощными песчано-сланцевыми (в ордовике) и вышележащими маломощными мелкоководными известково-глинистыми отложениями «лемвинского» типа.

Трансгрессивно залегающий верхнедевонско-каменноугольный подкомплекс (2—3 км) на юге Новой Земли, как и на Тимане и в некоторых регионах Русской плиты, начинается базальтами, их туфами и обломочными породами и в основном сложен мелкоководными известняковыми толщами «елецкого» типа. На Пай-Хое и в более восточных районах Новой Земли они сменяются менее мощными (1 км) мелкоководными карбонатно-кремнисто-глинистыми «лемвинскими» фациями.

Залегающий с перерывом пермско-нижнетриасовый подкомплекс (до 5 км) начинается с нижнепермской толщи аргиллитов, перекрываемой песчано-глинистой, флишовой толщей верхней перми. На западном побережье Новой Земли сохранилась также пестроцветная терригенная, с прослоями конгломератов и туфов толща нижнего триаса. Очевидно, в начале перми на Новой Земле возник мелкоководный трог, постепенно заполнявшийся грубеющими кверху терригенными осадками. Снос материала в перми происходил с востока, а в триасе начали расти внутренние поднятия. На Пай-Хое пермские отложения не сохранились, но в обрамляющих его впадинах они представлены в низах мелкоководными глинистыми, выше — флишовой и главным образом сероцветными молассовыми угленосными отложениями параличского (кунгур) и лимнического типа. В Коротайхинской впадине присутствуют также континентальные молассы триаса с покровами базальтов в основании, излияния которых явились отзвуком извержений и деформаций растяжения в Восточной мегазоне Урала.

В отличие от герцинид Урала, Пайхойско-Новоземельская зона подверглась главным деформациям сжатия и приобрела довольно простую складчатую структуру лишь на рубеже триаса и юры, т. е. в древнекеммерийскую эпоху. Относительно сильнее был деформирован ее Пай-Хойский сегмент, где внутри широкого молассового прогиба возник антиклинорий, надвинутый на юго-запад на Коротайхинскую впадину, а к юго-западу от нее — приразломное поднятие гряды Чернова. Одновременность деформаций сжатия во всей Пайхой-Новоземельской дуге нельзя объяснить односторонним давлением, но естественно связать с общим сокращением площади Новоземельско-Таймырского региона в древнекеммерийскую эпоху.

Тектоническое положение рассматриваемой зоны между стабильными блоками допалеозойского (?) фундамента, ее уость при значительной протяженности, близкие к платформенным и миогеосинклинальным толщам заполняющих ее шельфовых и депрессионных «палеозойских» отложений, крайне незначительные проявления палеозойского и триасового базальтового вулканизма, сходные и синхронные с таковыми на соседних платформах, повсеместное развитие континентальной коры, не подвергавшейся полному разрыву на протяжении всей доступной изучению геологической истории, умеренная интенсивность деформаций сжатия и отсутствие метаморфических изменений в породах палеозоя — согласно свидетельствуют о ее негеосинклинальной при-

роде и позволяют рассматривать ее как авлакогеосинклинальную складчатую зону, служащую продолжением вырождающейся к северу Уральской эпигеосинклинальной складчатой системы.

Из полезных ископаемых Пайхой-Новоземельской зоны заслуживают упоминания стратиформная марганцевая минерализация в сланцах нижней перми, проявления меди, сульфидов серебра, свинца и цинка, связанные с девонскими базальтами и долеритами, флюоритовая минерализация в зонах разломов и угольные залежи в пермских отложениях Кортаихинской впадины.

КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

Складчатая область Казахского нагорья, в отличие от Уральской, располагается во внутренней части Урало-Монгольского пояса, характеризуется изменчивостью простираний складчатых зон, меняющихся от северо-западного и долготного до северо-восточного и субширотного, и наличием двух взаимосвязанных дугообразных, выпуклых к северо-западу разновозрастных складчатых систем — каледонской и «вложенной» в нее герцинской. На юго-востоке они уходят в пределы Китая. По характеру рельефа большая часть этой области представляет мелкосопочник или денудационные плато с высотами 0,4—0,8 км, над которыми местами возвышаются невысокие гряды с отметками до 1 км (Кокчетавская, Ерментау, Улутау и др.) и даже 1,5 км (Каркаралинские горы, Чингизтау). В северо-западной, южной и юго-восточной частях нагорья находятся плоские бессточные озерные котловины — соответственно Тенгизская, Балхашская и Алакольская. В связи с аридностью климата речная сеть развита слабо. На юго-востоке к Казахскому нагорью примыкают субширотные хребты Тарбагатай (до 3 км) и Джунгарский Алатау (до 4,5 км).

В геологическое изучение Казахского нагорья, начатое в конце XIX в., крупный вклад внесли в советский период Н. Г. Кассин, Н. С. Шатский, А. А. Богданов, Л. И. Боровиков, К. И. Сатпаев, создавшие школы исследователей Казахстана в Санкт-Петербурге (ВСЕГЕИ), Москве (МГУ и др.) и Алма-Ате.

Тектоническая структура. Главными структурными зонами Казахского нагорья являются: 1) подковообразная в плане Казахстанская каледонская складчатая система, образующая вместе с примыкающей к ней на юге Северо-Тяньшаньской каледонской складчатой областью обширный Казахстанско-Северотяньшаньский срединный массив ранней консолидации и 2) расположенная внутри этой «подковы» Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система. К границе между ними приурочен выделенный А. А. Богдановым краевой вулканоплутонический пояс девонского возраста. На западе Казахстанская каледонская система граничит (под мезокайнозойским чехлом) с герцинидами Урала, а на востоке — с Иртыш-Зайсанской герцинской складчатой системой (рис. 46).

Казахстанская каледонская складчатая система обладает многоярусной складчатой структурой, сформированной в итоге нескольких этапов деформаций. Она включает 4 структурных яруса, отличных по формационному характеру, степени метаморфизма и типам тектонических форм: 1) архейско(?)-нижнепротерозойско-нижнесреднерифейский ярус, слагающий докаледонские срединные массивы; 2) верхнерифейско-нижнепалеозойский (местами включающий силур) каледонский

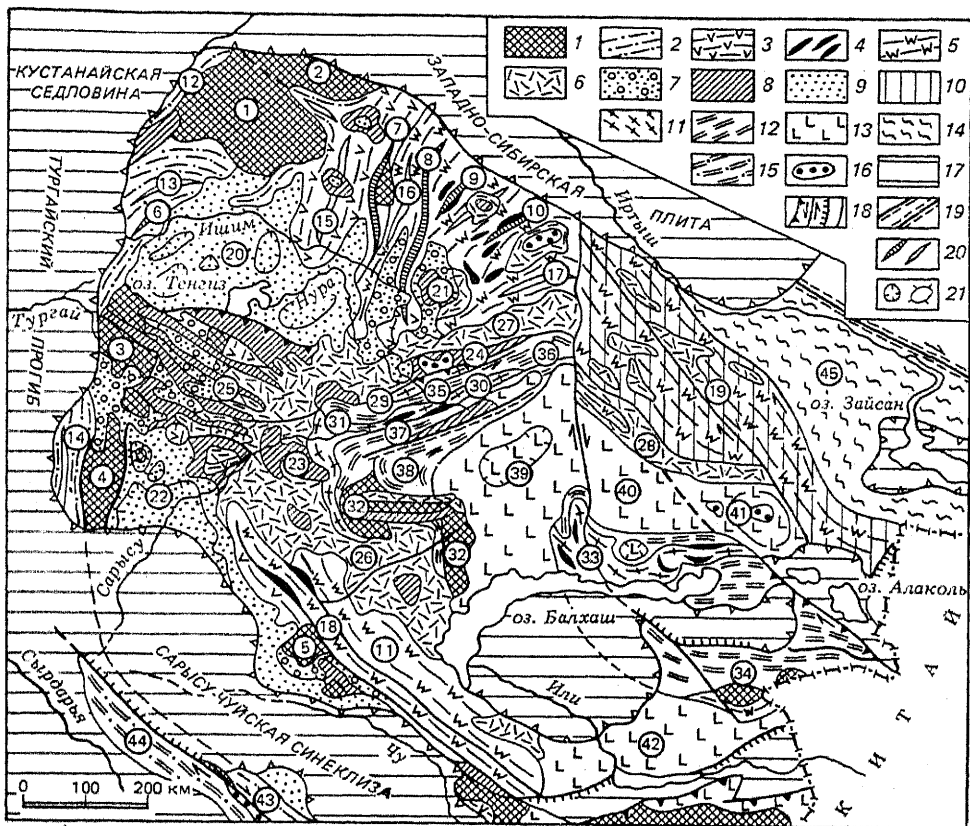


Рис. 46. Схема тектонического строения складчатой области Казахского нагорья. 1—13 — палеозойская складчатая область Казахского нагорья: 1 — выступы архейско-нижнепротерозойского и частично ниже-среднерифейского метаморфического фундамента; 2—10 — каледонская Казахстанско-Северотяньшанская складчатая система: 2 — позднерифейско-ордовикский складчатый комплекс в мезогеосинклинальной зоне ранних каледонид, 3 — то же, в эвгеосинклинальной зоне, 4 — кембро(?)раннеордовикский офиолитовый комплекс (в каледонидах и герцинидах), 5 — кембронижнесилурийский складчатый комплекс в эвгеосинклинальных зонах поздних герцинид, 6 — нижнедевонско-франский наземно-вулканогенный комплекс в девонском вулканическом поясе и частью вне его, 7 — среднедевонско-франский молассовый пологоскладчатый комплекс, 8 — фаменско-визейский карбонатный комплекс, 9 — среднекаменноугольно-пермский молассовидный комплекс в наложенных впадинах, 10 — раннегерцинская регенерация каледонского складчатого основания Чингизской зоны; 11—13 — герцинская Джунгаро-Балхашская складчатая система: 11 — кемброордовикский эвгеосинклинальный комплекс в ядрах антиклинорий, 12 — силурийско-нижнекаменноугольный мезогеосинклинальный комплекс на крыльях антиклинорий и в синклинориях, 13 — среднекаменноугольно-пермский наземно-вулканогенный комплекс Балхаш-Илийского вулканического пояса; 14 — позднегерцинская Иртыш-Зайсанская складчатая система; 15 — каледоно-герцинская Срединно-Тяньшанская складчатая система; 16 — раннемезозойские впадины, выполненные континентальной угленосной юрой; 17 — позднемезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской, Северо-Туранской плит и параплатов; 18 — разломы типа надвигов и взбросов, сдвигов, сбросов и без расчленения; 19 — палеозойские зоны смятия и расслабевания; 20 — оси палеозойских антиклинорий и синклинорий; 21 — брахиморфные структуры в позднепалеозойских впадинах.

Цифрами в кружках обозначены структурные элементы области Казахского нагорья. Выступы докаледонского метаморфического фундамента и срединных массивов: 1 — Кокчетавский, 2 — Шатский, 3—4 — Улутауский: 3 — Арганатинский блок, 4 — Карсакапайский блок, 5 — Акбастауский блок Моюнкумского массива. Каледонские складчатые зоны. Антиклинории: 6 — Джаркаинагацкий, 7 — Ишкезльмесский, 8 — Ерментауский, 9 — Бошекульский, 10 — Майкаинский, 11 — Бетпак-Далинский. Синклинории: 12 — Марьевский, 13 — Калмыккульский, 14 — Байконурский, 15 —

геосинклинальный ярус; 3) раннедевонский протоорогенный ярус каледонид; 4) позднедевонско-пермский сингерцинский дейтероорогено-квазиplatformенный ярус каледонид и докаледонских срединных массивов.

Древнейшими структурными элементами в каледонской системе являются расположенные в ее западной части Кокчетавский и Улутауский остаточные докаледонские срединные массивы и другие более мелкие выступы архейско-протерозойского (доверхнерифейского) метаморфического фундамента. Некоторые из докаледонских срединных массивов скрыты под покровом девонских и более молодых образований. Кокчетавский массив прорван очень крупным каледонским батолитом гранитоидов. Южная часть Улутауского массива скрыта под чехлом Северо-Туранской молодой плиты, а северная часть состоит из нескольких выступов фундамента, разобренных наложенными сингерцинскими впадинами. Глубокометаморфизованный архейский (?) комплекс в срединных массивах перекрыт очень мощными толщами нижнего протерозоя, а также нижнего-среднего рифея, интенсивно смятыми, слабо-метаморфизованными и гранитизированными около 1,1 млрд лет назад в эпоху исселонской (=дальсландской) складчатости. Местами (на Кокчетавском массиве и др.) сохранились фрагменты несогласно перекрывающего этот фундамент квазиplatformенного чехла из кварцитовидных песчаников с возрастом около 1 млрд лет. Каледонский структурный ярус образован несогласно залегающими на различных доверхнерифейских образованиях осадочными и вулканогенными комплексами верхнего рифея, венда, кембрия, ордовика, а в восточных частях каледонской складчатой системы — и силурийскими толщами. Ранее считалось, что они были смяты в конце ордовика или в силуре в линейные складки и образовали серию антиклинориев и синклинориев, однако в последнее время установлено, что в строении этой системы и особенно ее восточных зон значительную роль играют пологие надвиги и шарьяжи.

В каледонской системе различают две главные дугообразно изогнутые структурно-формационные мегазоны (рис. 47). В западной, Кокчетав-Каратауской мегазоне, которую можно считать мезогеосинклинальной, каледонский этаж выражен в основном осадочными (кремнисто-карбонатно-терригенными) толщами при подчиненной роли вулканитов. Эта мегазона в каледонском этапе, несомненно, развивалась на допозднерифейской континентальной коре, подвергшейся лишь некоторой деструкции. В восточной, типично эвгеосинклинальной мегазоне значительно большую роль в разрезе нижнего палеозоя играют толщи основных и средних вулканитов, а в ряде зон — также офиолитовые комплексы и олистостромовые толщи. В этой мегазоне в раннем палео-

Степнякский, 16 — Селетинский, 17 — Баянаульский, 18 — Джалаир-Найманский, 19 — Чингизский мегантиклинорий. Наложённые герцинские структуры в каледонидах: 20 — Тенгизская впадина, 21 — Шидертинская впадина, 22 — Джезказганская (Чу-Джезказганская) впадина, 23 — Каражальский прогиб, 24 — Карагандинский прогиб, 25 — Сарысу-Тенгизская зона глыбовых складок (сложная седловина); 26 — 28 — девонский краевой вулканический пояс: 26 — западный сегмент, 27 — средний сегмент, 28 — восточный сегмент. Складчатые зоны Джунгаро-Балхашской герцинской системы. Антиклинории: 29 — Спасский, 30 — Тектурмасский, 31 — Атасуйский, 32 — Актау-Моинтинский, 33 — Северо-Балхашский, 34 — Джунгарского Алатау. Синклинории: 35 — Нуринский, 36 — Карасорский, 37 — Успенский (с одноименной зоной смятия), 38 — Жаман-Сарысуйский; 39—42 — впадины Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулканического пояса: 39 — Токрауская, 40 — Калмакэмельская, 41 — Баканаская, 42 — Илийская, 43 — каледонская складчатая зона Малого Каратау; 44 — герцинская складчатая зона Большого Каратау; 45 — Иртыш-Зайсанская позднепалеозойская складчатая система

зое растяжение и деструкция древней континентальной коры были более значительными, и в результате ее раздвигов возникла либо широкая зона с корой океанического типа, либо, что более вероятно, ряд подобных более узких зон, разделенных блоками континентальной коры. В дальнейшем эти «океанические» трюги подверглись наиболее интенсивным деформациям сжатия и были «закрыты». В сложившемся к концу каледонского цикла структурном плане на их бывшее существование указывают лишь офиолитовые зоны сложного покровно-надви-

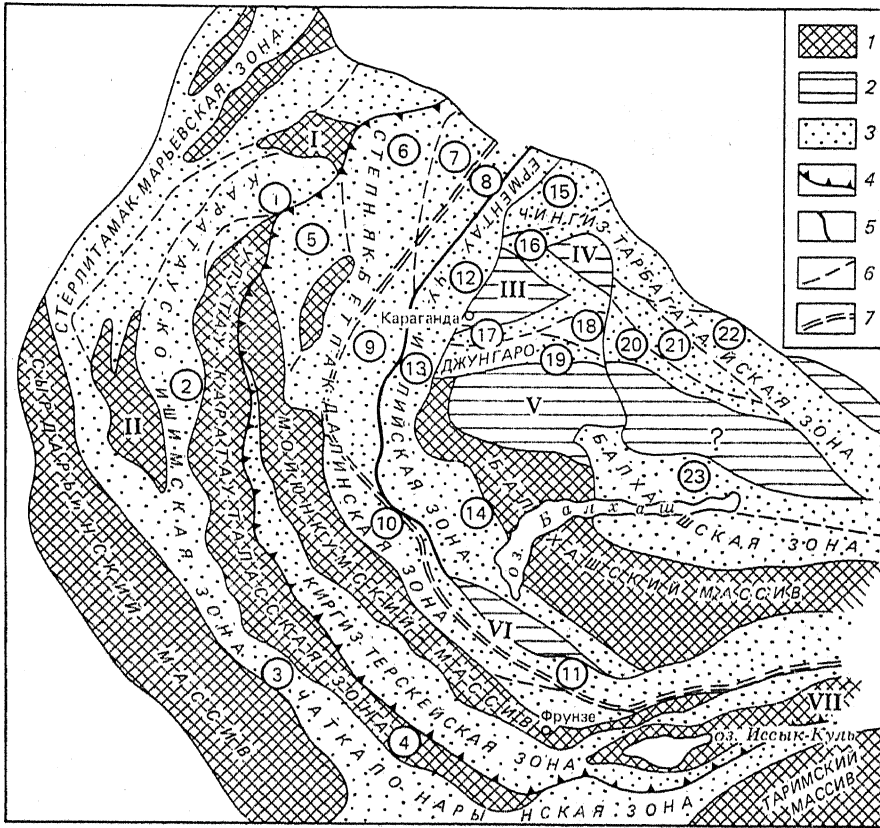
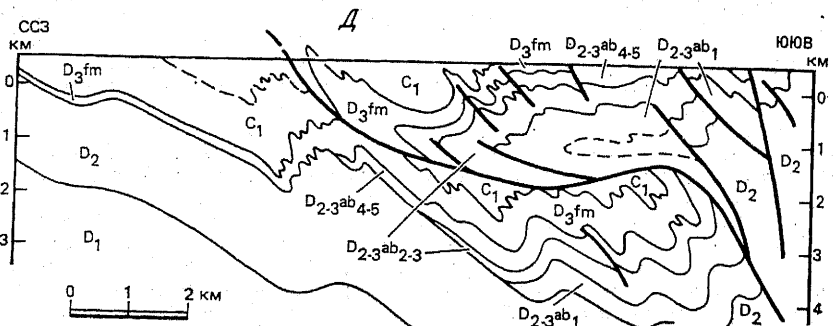
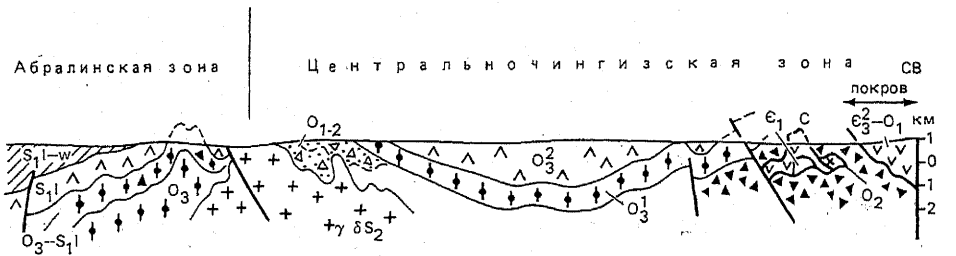
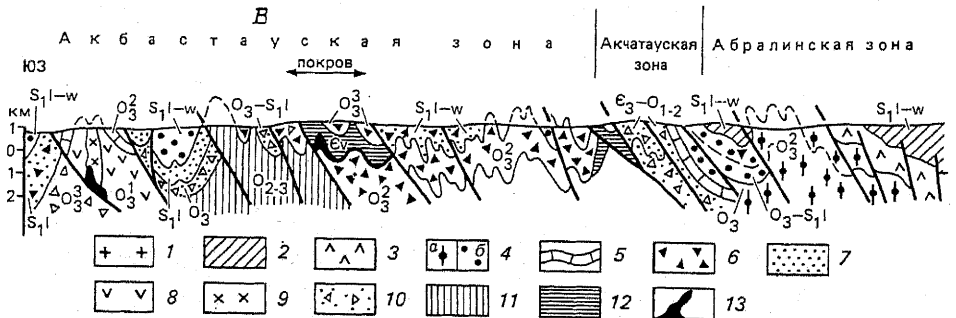
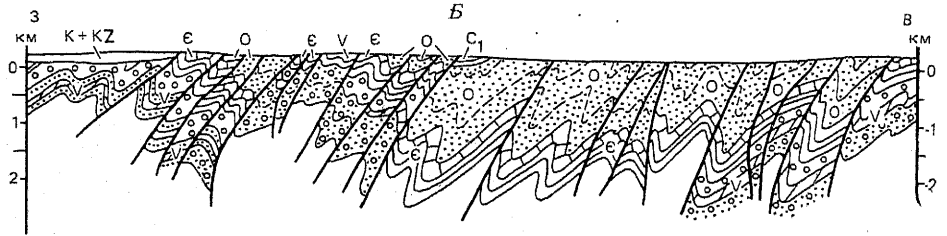
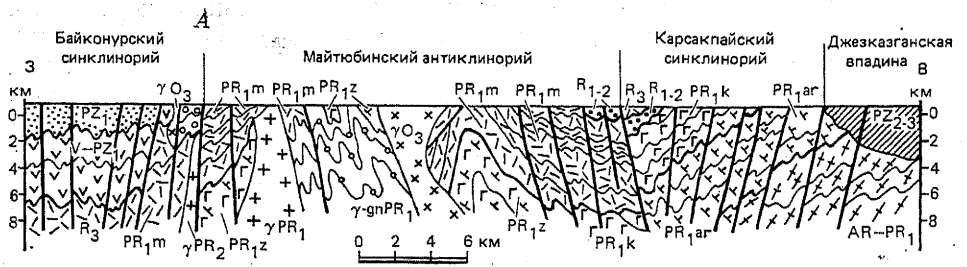


Рис. 47. Каледонские тектонические зоны Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня (по Ю. А. Зайцеву и др., 1984, с изменениями):

1 — срединные остаточные массивы — размывавшиеся и перекрытые маломощным чехлом преимущественно карбонатных пород; 2 — гипотетические глубокопогруженные массивы; 3 — геосинклиналильные прогибы; 4 — граница мезогеосинклиналильной Кокчетавско-Каратауской (на западе) и эвгеосинклиналильной Казахстанско-Северотяньшаньской мегазон; 5 — границы структурно-фациальных зон; 6 — границы подзон; 7 — граница раннекаледонской (на западе) и позднекаледонской (на востоке) складчатых подсистем. Массивы: I — Кокчетавский, II — Южно-Тургайский, III — Верхнешидертинский, IV — Александровский, V — Жаман-Сарысуыйский, VI — Бельтауский, VII — Иссык-Кульский. Структурно-фациальные подзоны (цифры в кружках): 1 — Калмыккульская; 2 — Байконурская; 3 — Большого Каратау; 4 — Малого Каратау; 5 — Кирейская; 6 — Степнякская; 7 — Ишкеольмеская; 8 — Селетинская; 9 — Сарысу-Тенгизская; 10 — Джалаир-Найманская (сев. часть); 11 — ее южная часть; 12 — Ерментау-Ниязкая; 13 — Атауская; 14 — Западно-Балхашская; 15 — Бошекульская; 16 — Майкаин-Восточночингизская; 17 — Байдаулетовская; 18 — Машакская; 19 — Тектурмаская; 20 — Причингизская; 21 — Западно-Чингизская; 22 — Центральнчингизская; 23 — Северо-Балхашская



гового строения (Бошекульская, Майкаинская, Джалаир-Найманская и др.).

По времени завершения каледонского тектонического цикла в Казахстанской системе каледонид выделяются две подсистемы, граница которых проходит внутри эвгеосинклинальной мегазоны, несколько восточнее ее границы с мезогеосинклинальной. В западной, раннекаледонской, подсистеме главной фазой каледонских деформаций сжатия и становления батолитов гранитоидов явилась таконская фаза на рубеже ордовика и силура; в восточной, позднекаледонской, подсистеме погружение в остаточных геосинклинальных прогибах продолжалось в раннем, а местами и в позднем силуре или даже в начале девона, а завершающие сжимающие деформации имели место в середине силура (чингизская фаза) или перед средним девоном (тельбесская фаза). Складчато-покровные структуры каледонского яруса частично замаскированы наложенными на них позднейшими образованиями.

К важнейшим структурным зонам ранних каледонид относятся Байконурский синклиниорий, простирающийся западнее Улутауского массива (рис. 48), Калмыккульский синклиниорий, проходящий южнее Кокчетавского массива, и Степнякский — к востоку от последнего. Восточнее, уже в пределах позднекаледонской подсистемы располагается

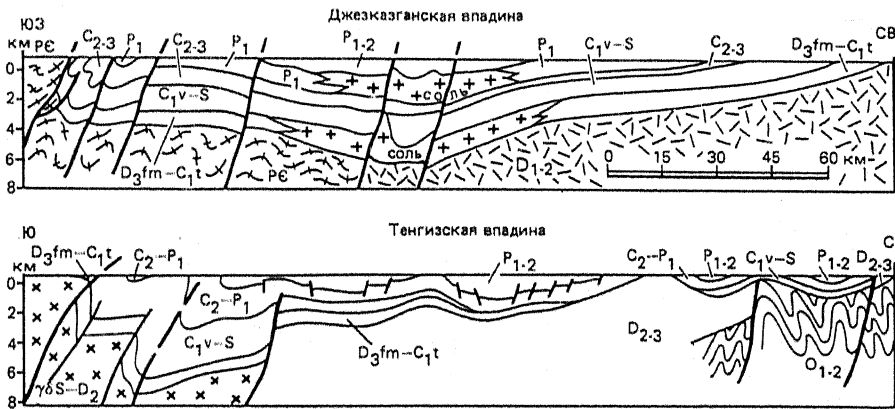


Рис. 48. Геологические разрезы разных зон Казахского нагорья.

А — южная часть массива Улуту (по Ю. А. Зайцеву и др., 1983): PZ_{2-3} — средний-верхний палеозой; PZ_1 — нижний палеозой; $V-PZ_1$ — венд — нижний палеозой; R_3 — верхний рифей; R_{1-2} — нижний-средний (?) рифей, боздагская свита; нижний протерозой: PR_{1m} — майтубинская серия, PR_{1z} — жийдинская серия, PR_{1k} — карсакпайская серия, PR_{1ar} — аралбайская серия; $AR-PR_1$ — архей — нижний протерозой (?), бектурганская серия; γO_3 — позднеордовикские гранитоиды; γPR_2 — позднепротерозойские граниты; $\gamma-gp PR_1$ — раннепротерозойские гранитоиды; γPR_1 — раннепротерозойские граниты. Б — Байконурский синклиниорий (по Ю. А. Зайцеву и Т. Н. Херасковой, 1978). В — Чингизская мегазона (по Р. Г. Самыгину, 1982, с упрощениями и изменениями). Формации: 1—4 — орогенные: 1 — диорит-гранодиорит-гранитная, 2 — андезит-оливинобазальтовая, 3 — вулканогенные преимущественно андезитовые, 4 — нижние молассы карбонатно-туфогенно-терригенные (а) и терригенные (б); 5 — рифогенных известняков; 6 — олистостромы; 7—10 — зрелой геосинклинальной стадии: 7 — флишеидная, 8 — вулканогенные дифференцированные, 9 — интрузивные, 10 — вулканогенно-кремнисто-терригенные; 11—12 — раннегеосинклинальной стадии: 11 — яшмово-спилит-диабазовая, 12 — карбонатно-спилитовая; 13 — отторженцы меланократового фундамента. Г — Джезказганская и Тенгизская впадины (по В. А. Голубовскому). Д — зона сочленения Карагандинского синклинория и Спасского антиклинория (Кызылчешкинская лежащая складка) в правобережье р. Нуры (по О. Е. Беляеву, Ю. А. Зайцеву, А. Ф. Читалину). $D_{2-3ab1-5}$ — пакки акбастауской свиты

ряд зон складчато-покровного строения, вытянутых в северо-восточном направлении, — Ерментауская, Бошекульская, Майкаинская, Баянаульская и др. Еще восточнее, за субмеридиональным Центральноказахстанским глубинным разломом, простирается в юго-восточном направлении на 700 км Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, каледонская структура которого была переработана в герцинском этапе, в частности в середине раннего карбона (в саурскую фазу). В юго-западной части каледонской «подковы» выделяются вытянутые в том же направлении Джалаир-Найманский синклинорий с одноименной офиолитовой зоной и Бетпак-Далинский (Чу-Илийский) антиклинорий.

Нижнепалеозойский и местами силурийский складчатый комплекс каледонид на значительной части их площади несогласно перекрыт менее деформированными вулканогенными и осадочными образованиями девона, карбона и перми. Наиболее древние из них, выраженные мощными наземными вулканогенными толщами нижнего, среднего и низов верхнего девона, прорванными комагматичными им гранитоидами, слагают широкую внешнюю зону подковообразного в плане краевого девонского вулканоплутонического пояса. В более узкой внутренней зоне этого пояса, приуроченной к пограничной с каледонской системой полосе герцинид, девонские морские вулканогенно-терригенные толщи согласно залегают на силурийских отложениях. В сложении девонского краевого пояса участвуют два вулканоплутонических комплекса — нижнедевонский и среднедевонско-франкий, разделенные перерывом и пологоскладчато-глыбовыми деформациями тельбесской фазы в начале среднего девона. К западу и к северу от краевого пояса девонские вулканы замещаются континентальными молассами, выполняющими ряд мульд, наложенных на различные зоны каледонид и на выступы докаледонского фундамента.

В фаменском веке позднего девона и начале карбона большая часть каледонской системы была перекрыта чехлом мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений, наиболее мощным в районе Сарысу-Тенгизского водораздела и в наложенном на средний сегмент вулканического пояса субширотном Карагандинском прогибе. В конце карбона этот прогиб подвергся сжатию и приобрел асимметричную складчатую структуру, осложненную надвигами со стороны герцинид.

В позднем палеозое большая часть территории каледонид испытала дифференцированные поднятия и денудацию, а погружение с накоплением континентальных молассоидных толщ продолжалось в основном в огромной Тенгизско-Чуйской впадине; впоследствии, в связи с воздыманием в зоне Сарысу-Тенгизского водораздела, она распалась на две обширные мульды с внутренней пологой брахискладчатой структурой — округлую Тенгизскую и удлиненную в юго-восточном направлении Чу-Джезказганскую; в пределы области Казахского нагорья входит лишь ее северная центриклиналь (Джезказганская впадина).

Наиболее интенсивно была деформирована в герцинском этапе Сарысу-Тенгизская зона, рассеченная серией крутых разломов на ряд узких блоков запад-северо-западного простирания. В каледонском фундаменте они представляют систему горстов и грабен, а в герцинском (девонско-каменноугольном) комплексе преобразуются в систему коробчатых складок (горст-антиклиналей и грабен-синклиналей). Заложение этой субширотной системы рифтоподобных структур, продолжавшейся к востоку в северную часть Джунгаро-Балхашской системы, происходило в позднем девоне в условиях растяжения, которое в позднем палеозое сменилось сжатием.

Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система, занимающая внутреннюю часть складчатой области Казахского нагорья, окаймляется с запада, севера и северо-востока каледонидами, а на юго-востоке, в пределах Китая, граничит с Джунгарским срединным массивом. В ее западной и юго-западной частях присутствует полупогребенный и сильно переработанный в палеозое Балхашский массив доверхнерифейского метаморфического фундамента. Джунгаро-Балхашская система прошла в палеозое единый цикл геосинклинального развития, завершившийся герцинскими деформациями. Раннепалеозойские прогибы в ней, как и в восточной мегазоне смежной каледонской системы, имели эвгеосинклинальный характер и, по крайней мере частично, развивались на коре океанического типа, фрагменты которой выступают в Тектурмасской и Северо-Балхашской офиолитовых зонах. Однако ни таконская, ни чингизская фазы каледонской складчатости в Джунгаро-Балхашской системе, за исключением этих зон, не проявились, и осадочно-вулканогенные толщи нижнего палеозоя согласно перекрываются в ней силуром и нижним девонем. В ее северо-западной и юго-восточной частях проявилась тельбесская (в начале среднего девона) и местами саурская фаза (в раннем карбоне), однако большая внутренняя часть системы впервые (?) испытала складчатые деформации на рубеже карбона и перми (саякская фаза) и пологоскладчатые, надвиговые и сдвиговые деформации в конце палеозоя или начале мезозоя.

Наиболее сложной и длительно формировавшейся складчато-надвиговой структурой отличается северо-западная часть Джунгаро-Балхашской системы. Здесь расположен ряд узких антиклинорий и синклинорий восток-северо-восточного простирания, на востоке ограниченных Центральноказахстанским долготным разломом, а на западе граничащих с девонским вулканическим поясом или круто поворачивающих к югу и юго-востоку. С севера на юг выделяются сильно сжатый Спасский антиклинорий, надвинутый по пологому надвигу на Карагандинский синклинорий и смещенный левосторонним сдвигом; Нуринский синклинорий, выполненный мощными толщами силура и девона, и продолжающий его к востоку Карасорский; узкий Тектурмасский антиклинорий со складчато-надвиго-шарьяжной структурой, в которой участвует нижнепалеозойская офиолитовая ассоциация, и кулисно подставляющий его на западе Атасуйский; Успенский синклинорий с приуроченной к его южному борту одноименной зоной смятия и расслаивания пород девона и нижнего карбона; Жаман-Сарысуйский синклинорий, сложенный толщами силура — нижнего девона, с наложенными впадинами, выполненными средним девонем — нижним карбоном; коленчато-изогнутый Актау-Моинтинский антиклинорий, основу которого образуют доверхнерифейские метаморфические образования Балхашского срединного массива, несогласно перекрытые толщами венда — нижнего палеозоя и разобщенные наложенными грабен-синклиналями, выполненными девонем.

Внутреннюю часть Джунгаро-Балхашской системы образуют широкий, подковообразный в плане Балхаш-Илийский вулканический пояс, сложенный позднепалеозойскими наземными, преимущественно кислыми вулканитами, прорванными телами гранитоидов, и огибаемые им с юга, запада и севера складчатые зоны допермского (саякского) возраста — Северо-Балхашский антиклинорий, в котором выступают сложнодеформированные породы офиолитовой ассоциации и другие нижнепалеозойские образования, перекрытые толщами силура, девона и нижнего карбона, Северо-Джунгарский синклинорий, в основном

скрытый под кайнозойским чехлом, и антиклинорий Джунгарского Алатау, выраженный в рельефе высокогорным хребтом.

Позднепалеозойский Балхаш-Илийский вулканический пояс как бы «вложен» в девонский пояс и лишь на юго-востоке наложен на него. Слагающие его наземные вулканы залегают полого, выполняя несколько крупных брахиморфных впадин, осложненных кальдерами и другими вулканотектоническими структурами, а также разноориентированными разломами типа сбросов, взбросов и сдвигов, разбивающих его на множество блоков. Некоторые правосторонние позднегерцинские сдвиги пересекают каледонскую складчатую систему (Чингизский, Джалаир-Найманский разломы северо-западного простирания) либо и герциниды и каледониды (субмеридиональный Центральнокзахстанский разлом). На северной границе герцинской системы сдвиги и субширотные надвиги образуют парагенез разрывов, связанных с региональным субмеридиональным сжатием в конце палеозоя.

На мезокайнозойском постгеосинклинальном мегаэтапе область Казахского нагорья испытывала в основном слабое или умеренное дифференцированное воздымание, осложненное формированием отдельных впадин. Первая их генерация выражена небольшими, но относительно глубокими брахиморфными мульдами, выполненными нижне-среднеюрскими лимническими отложениями; часть их наследует позднепалеозойские прогибы (Карагандинская). Вторая, кайнозойская, генерация впадин представлена более обширными блюдцевидными субизометричными депрессиями (Балхашская, Алакольская, Тенгизская). С юго-запада, запада и северо-востока выступ палеозойского основания Казахского нагорья («Казахстанский молодой щит») окаймляется Северо-Туранской и Западно-Сибирской молодыми плитами с позднепалеозойско-кайнозойским чехлом, полуразделенными Кустанайской седловиной. Антиклинории Джунгарского Алатау и Тарбагатай на юго-востоке нагорья в новейшей структуре представляют выраженные в рельефе дейтероорогенные сводово-глыбовые сооружения, поднятые соответственно до 3—4 и 2—3 км.

Континентальная кора на большей части Казахского нагорья имеет мощность 40—50 км; в Балхашской и Алакольской впадинах она убывает до 35—40 км, а в Джунгарском Алатау достигает 55—60 км. Геоманнитное поле в пределах нагорья обладает пятнисто-полосовидным рисунком. Ориентировка осей аномалий в целом согласуется с простиранием тектонических зон. К Балхаш-Илийскому вулканическому поясу приурочено поле положительных значений магнитных аномалий, а к позднепалеозойским складчатым зонам внутри него (Северо-Балхашской и Джунгарского Алатау) — поля отрицательных аномалий. На большей части Казахского нагорья плотность теплового потока колеблется от 35 до 50 мВт/м², но в Балхашской впадине и поднятии Джунгарского Алатау она возрастает до 50—60 мВт/м². В этих районах отмечались землетрясения силой до 7—8 баллов.

Стратиграфические комплексы, магматизм и этапы развития. Слагающие верхнерифейский метаморфический фундамент Казахского нагорья древнейшие образования, которые выступают в остаточных срединных массивах, а также в ядрах некоторых антиклинорий и в составе тектонических чешуй, принадлежат архею (?), нижнему протерозою и нижнему-среднему рифею. Основание разреза Кокчетавского массива слагает предположительно архейская глубокометаморфизованная зерендинская серия слюдяных сланцев, плагиогнейсов, эклогитов и гранулитов, а Улутауского массива — несколько менее метаморфизованная серия плагиогнейсов, амфиболитов, слюдяно-альбитовых слан-

цев и кварцитов, условно относимая к верхам архея — низам протерозоя.

Нижнепротерозойский комплекс, выраженный мощными сериями осадочно-вулканогенных пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, наиболее полно выражен в Улутауском массиве. Нижнюю и верхнюю части их разреза общей мощностью не менее 12—15 км составляют серии метаосадочных, главным образом метатерригенных (кварцитов, серицит-кварцевых сланцев, филлитов) и метавулканогенных пород, представленных порфироидами липаритового и дацитового состава при подчиненной роли порфиритоидов и зеленых сланцев, а среднюю часть — карсакпайская серия порфиритоидов и зеленых сланцев, образовавшихся по базальтам и андезитобазальтам, и чередующихся с ними толщ железистых кварцитов (джеспилитов) и филлитов.

Нижнепротерозойские комплексы, близкие по составу и степени метаморфизма, обнажаются также в ряде складчатых зон каледонид и в некоторых антиклинориях герцинской системы (Актау-Моингинском, Джунгарского Алатау). Широкое развитие в разрезах нижнего протерозоя, начиная с их низов, метатерригенных образований (кварциты, филлиты) и кислых или контрастных вулканитов указывает на заложение раннепротерозойских прогибов на сиалическом фундаменте. Однако в некоторых из них в дальнейшем кора подверглась сильному раздроблению и растяжению и временно стала проницаемой для подъема и излияний мантийных основных расплавов (Улутауский трог в карсакпайское время). В свекофенскую эпоху осадочно-вулканогенные толщи, выполнявшие раннепротерозойские протогеосинклинальные прогибы, подверглись деформациям сжатия, зеленосланцевому метаморфизму, гранитизации и внедрению массивов граносиенитов.

Однако в некоторых прогибах в раннем-среднем рифее возобновилось погружение и накопились несогласно залегающие толщи терригенных (кварциты, филлиты), карбонатных (мраморизованные доломиты со строматолитами) и вулканогенных (порфириоиды и порфиритоиды) пород, после чего в конце среднего рифея (около 1,1 млрд лет назад) имела место новая, исседонская, фаза складкообразования, слабого метаморфизма, гранитизации и становления гранитоидов, завершившая формирование зрелой континентальной коры в пределах по крайней мере западной и центральной частей (Балхашский массив) Казахского нагорья. На этом временно стабилизированном фундаменте на ряде его участков около 1 млрд лет назад несогласно отложилась относительно маломощная (0,5—1,5 км) кокчетавская серия слабометаморфизованных кварцевых песчаников, кварцитов с прослоями серицит-кварцевых сланцев и мелкогалечных конгломератов.

Во второй половине позднего рифея континентальная кора Казахского нагорья стала подвергаться растяжению и более или менее сильной деструкции, и эта область вступила в длительный и сложный геосинклинальный мегаэтап развития, в целом продолжавшийся до конца палеозоя или раннего триаса. В нем выделяются три крупных этапа. Первый из них (поздний рифей — венд) отвечает заложению системы геосинклинальных прогибов, второй, начавшийся в кембрии или раннем ордовике и закончившийся перед силуром или в силуре, — их повсеместному развитию и замыканию в пределах каледонской геосинклинальной системы, превращающейся в складчатую систему, а третий (девон — пермь) — продолжению и завершению развития герцинской Джунгаро-Балхашской системы и синхронному с ним развитию каледонской складчатой системы или эпикаледонского Казахстано-Северотяньшаньского срединного массива.

В западной части Казахского нагорья в позднем рифее — венде в условиях растяжения возникла система узких дуговидно изогнутых грабенообразных прогибов, разделявшихся выступами доверхнерифейского основания. Их разрез наиболее изучен в Байконурском синклинории (к западу от массива Улутау). К верхнему рифею здесь относятся континентальная серия липаритовых лав, игнимбритов и туфов, а также конгломератов и туфопесчаников (до 5 км). В некоторых других прогибах грубообломочные толщи сочетаются с вулканитами контрастного или щелочно-базальтового состава, характерными для континентальных рифтов. В раннем венде накапливались толщи конгломератов, песчаников, диабазов и яшм, а в позднем венде — толщи песчано-глинистых пород, углисто-кремнистых сланцев и алюмофосфатов с прослоями известняков и двумя горизонтами тиллитоподобных конгломератов, возможно, указывающими на вендское оледенение. Мощность венда до 4 км.

В раннем палеозое процесс растяжения и деструкции докембрийской коры усиливается и распространяется на центральные и восточные части Казахского нагорья, достигая в них особой интенсивности. Континентальные рифтоподобные трог углубляются и расширяются, превращаясь в геосинклинальные прогибы, заполняемые морскими осадочными и вулканогенными образованиями. В западной, мезогеосинклинальной зоне ранних каледонид, в частности в Байконурском и Калмыккульском прогибах, кембрий выражен маломощными (0,2—0,4 км) глинисто-углисто-кремнистыми сланцами с прослоями известняков и фосфато-баритовых пород, накопившихся в условиях некомпенсированного погружения. В раннем ордовике они местами сменяются толщами основных вулканитов и яшм, а затем перекрываются мощными терригенными флишоидными толщами среднего ордовика и более грубообломочными, с прослоями андезитобазальтов молассоидными отложениями верхнего ордовика. Общая мощность ордовика достигает 4—7 км.

Кембрийские образования более восточных, эвгеосинклинальных зон ранних и поздних каледонид, а также герцинид Джунгаро-Балхашской системы и характер их развития на протяжении раннего — среднего кембрия пока недостаточно изучены. В основном они выражены терригенно-кремнистыми толщами с горизонтами известняков и вулканитами основного состава. В позднем кембрии — начале ордовика в результате резкого усиления растяжения континентальная кора в ряде прогибов эвгеосинклинальной мегазоны каледонской и герцинской систем почти одновременно была разорвана и образовался ряд более или менее широких зон с корой океанического типа, о чем свидетельствует присутствие в них довольно полных, хотя и сильно деформированных, «перетасованных» и нередко превращенных в тектонический меланж офиолитовых ассоциаций, представленных альпинотипными гипербазитами, габброидами, плагиогранитоидами, дайками и sillами диабазов, толщами толеит-базальтовых пиллоу-лав и яшм.

В среднем и позднем ордовике в этих трогах накапливались толщи лав и пирокластолитов основного и среднего состава, туффитов, кремнистых и глинистых пород, а также формировались олистостромы с олистолитами и олистоплаками из различных пород ордовика и кембрия, включая породы офиолитового комплекса. Их широкое развитие указывает на то, что в бывших офиолитовых трогах режим горизонтального растяжения сменился их сжатием и возникли узкие зоны поднятия и размыва, вероятно, надвигавшиеся на смежные прогибы, и «рвы» с океанической корой вновь были закрыты.

Наряду с прогибами на новообразованной коре океанического типа в пределах эвгеосинклинальной мегазоны Казахстанских каледонид, а также Джунгаро-Балхашской герцинской системы в ордовике существовали более стабильные зоны или блоки с утоненной корой континентального типа, в которых офiolиты отсутствуют, а вулканиты имеют в целом более кислый состав и принадлежат к известково-щелочной «островодужной» серии.

В конце ордовика западная половина каледонской геосинклинальной системы Казахстана, включающая мезогеосинклинальную и западную часть эвгеосинклинальной мегазоны, подверглась сильному сжатию, испытала линейно-складчатые и надвиго-шарьяжные деформации, была прорвана многочисленными штоками и батолитами гранитоидов и вместе с входившими в ее состав остаточными докаледонскими массивами превратилась в область поднятия и размыва, объединившуюся с аналогично развивавшимися зонами Северного Тянь-Шаня в обширный серпообразный в плане Казахстанско-Северотяньшаньский эпикаледонский срединный массив. В более восточной части каледонской системы эта таконская орогеническая фаза не проявилась; здесь в раннем силуре, а местами вплоть до раннего девона продолжались развиваться отдельные остаточные прогибы, в которых накапливались сероцветные морские или красноцветные континентальные обломочные молассовые толщи, а завершающие фазы складчато-надвиговых деформаций, сопровождавшиеся внедрением гранитоидов, имели место в середине силура (чингизская фаза) или даже перед средним девоном (тельбеская фаза).

Если на протяжении раннего палеозоя Джунгаро-Балхашская геосинклинальная система развивалась более или менее сходно с окаймлявшей ее с трех сторон эвгеосинклинальной зоной Казахстанских каледонид, то начиная с рубежа ордовика и силура в их развитии обнаружилось резкое различие. Ни таконская, ни чингизская фазы деформаций сжатия в Джунгаро-Балхашской системе не проявились, верхний ордовик в ней был согласно перекрыт мощными толщами морских терригенно-кремнистых и терригенных отложений силура и нижнего девона, а геосинклинальные погружения в целом продолжались в ее пределах на протяжении всего среднего, а местами и позднего палеозоя, т. е. до конца герцинского цикла. Напротив, в истории Казахстанской каледонской складчатой системы и шире — всего Казахстанско-Северотяньшаньского эпикаледонского срединного массива — большая часть девонского периода являлась продолжением начавшегося в силуре орогенного этапа развития каледонид, а конец девона, карбон и пермь представляли собой своеобразный сингерцинский этап постепенной стабилизации этого массива (некоторые геологи называют его квазиplatformенным), и отложения этого возраста слагают его чехол.

Девонские образования резко различаются в пределах Казахстанской каледонской складчатой системы, герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы и зоны их сочленения, в которой в начале девона образовался пограничный, или краевой, вулканический пояс (рис. 49). Возникновение этого пояса было связано с процессом тектономагматической активизации, охватившим в девоне огромные территории Северной Евразии в пределах Урало-Монгольского подвижного пояса и соседних с ним платформ, а также ряд каледонских складчатых областей Северо-Атлантического пояса. Внешняя зона вулканического пояса, наложенная на смежные с Джунгаро-Балхашской системой участки каледонид, сложена мощными наземными девонскими

а также в Северо-Балхашской зоне, где после раннего девона проявилась тельбесская фаза деформаций, средний девон и франкий ярус отсутствуют или сложены несогласно залегающими красноцветными толщами молассового типа.

Трансгрессивно залегающий комплекс отложений фаменского яруса и нижнего карбона общей мощностью до 2—3 км отвечает следующей стадии в развитии Казахского нагорья. В пределах эпикаледонского срединного массива и северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы он обычно начинается с толщи мелководных зоогенных известняков фаменского яруса, однако в возникшей в это время субширотной полосе рифтоподобных прогибов, простиравшейся от Сарысу-Тенгизского водораздела до Причингизья, они замещаются глубоко-водными глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями, с которыми связаны стратиформные гидротермально-осадочные железомарганцевые месторождения (Каражал и др.). Выше залегают известняки и мергели турнейского и низов визейского яруса, сменяющиеся либо мелководными песчано-алеврито-глинистыми отложениями верхнего визе и серпуховского яруса, либо мощными угленосными отложениями паралического (в Карагандинском прогибе) или лимнического типа (к северу от него).

В Джезказганско-Чуйской впадине фаменско-нижнекаменноугольный комплекс выражен карбонатно-сульфатными с линзами соли и пестроцветными терригенными отложениями.

В северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы в середине визейского века проявилась саурская фаза тектонических деформаций, и фаменско-нижневизейские морские кремнисто-глинисто-карбонатные отложения были несогласно перекрыты верхневизейско-серпуховскими континентальными терригенно-вулканогенными образованиями. Во внутренних частях этой системы нижний карбон выражен терригенными, кремнистыми и вышележащими кислыми вулканогенными образованиями.

Среднекаменноугольно-пермская стадия герцинского цикла завершила развитие Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы и эпикаледонского Казахстанско-Северотяньшаньского срединного массива. В пределах каледонид в обширных блюдцеобразных Тенгизской и Джезказган-Чуйской впадинах, первоначально представлявших единую депрессию, но позднее разобщенных новообразованным глыбовым Сарысу-Тенгизским поднятием, происходило накопление мощных красно- и сероцветных песчано-алеврито-глинистых молассоидных аллювиально-пролювиальных и озерных отложений, материал которых приносился из соседних приподнятых районов. В Джезказганской впадине к средне-верхнекарбоневой части этой серии приурочено крупное стратиформное медное месторождение, а к пермской — соленосная толща.

В Карагандинском прогибе к среднему-позднему карбону относится верхняя лимническая часть угленосной серии и венчающие ее безугольные терригенные отложения.

В Джунгаро-Балхашской герцинской системе к верхнему палеозою относится большая часть мощного (до 4—6 км) наземного вулканогенного комплекса Балхаш-Илийского вулканического пояса, формировавшегося с позднего визе до раннего триаса. В его составе андезитобазальтовые лавы контрастно сочетаются в разрезе и на площади с туфами, игнимбритами, лавами дацитов и липаритов при общем преобладании последних, а в верхах его разреза появляются вулканиты субщелочного и щелочного состава. В позднем карбоне и перми в Балхаш-Илийском поясе и некоторых других зонах Джунгаро-Балхашской системы, а также в прилегающих к ней зонах поздних каледонид фор-

мировались многочисленные массивы гранитоидов. В некоторых внутренних зонах герцинид (Северо-Балхашской, Северо- и Центрально-Джунгарской) к верхнему палеозою относятся также морские терригенные и вулканогенно-терригенные толщи. На рубеже карбона и перми (в саякскую тектоническую фазу), а также в конце перми — начале триаса ряд зон Джунгаро-Балхашской системы в условиях общего субмеридионального сжатия Казахстанско-Тяньшаньского региона испытал линейную складчатость (Карагандинский прогиб и обрамляющие его с юга зоны, Северо-Балхашский антиклинорий, Джунгарский Алатау и др.), а также надвиговые и сопряженные с ним сдвиговые деформации. Эпикаледонский срединный массив подвергся пологим брахискладчатым деформациям и был нарушен сдвиговыми подвижками.

Постгеосинклинальный мегаэтап геологической истории Казахского нагорья, охватывающий почти весь мезозой и кайнозой, в целом характеризуется относительно спокойным тектоническим режимом и широким развитием процессов пенепленизации.

В триасе в условиях общего слабодифференцированного поднятия происходили денудация и выравнивание расчлененного рельефа, созданного позднегерцинскими деформациями и наземными извержениями. С конца триаса в связи с гумидизацией климата началось развитие кор химического выветривания. Активизация тектонических движений в ранней-средней юре создала ряд небольших впадин (Карагандинская, Майкюбенская и др.), в которых накопились довольно мощные (до 1,5—2 км) лимнические угленосные отложения.

Континентальные и морские меловые и палеогеновые отложения распространены в основном по периферии Казахского нагорья, в целом продолжавшего испытывать слабое поднятие, но в Тенгизской и некоторых других впадинах присутствуют маломощные глины и пески палеогена, а во многих эрозионных и эрозионно-тектонических депрессиях — еще менее мощные озерные и аллювиальные отложения неогенового и четвертичного возраста. Резко отличаются от них своим грубообломочным составом и большими мощностями (до 1 км и более) континентальные молассовые толщи, выполняющие предгорные впадины по периферии возникшего в неоген-четвертичное время дейтероорогенного горного сооружения Джунгарского Алатау, и небольшие впадины и грабены внутри него.

Полезные ископаемые. Казахское нагорье богато многими видами рудных, нерудных и твердых горючих ископаемых. Месторождения черных металлов выражены магнетитовыми железными рудами в раннепротерозойской карсакпайской джеспилитоносной серии массива Улутау, скарновыми месторождениями в контактовых зонах палеозойских гранитоидов, стратиформными гидротермально-осадочными железомарганцевыми рудами в фаменских отложениях (Каражал, Жайрем, Джебды). Медные руды представлены Джебказганским стратиформным месторождением типа медистых песчаников в континентальных отложениях среднего-верхнего карбона в одноименной впадине, меднопорфировыми месторождениями в Прибалхашье (Коунрад и др.), связанными с позднепалеозойскими гранитоидами, и медноколчеданными месторождениями в каледонидах (Бошекуль, Майкаин). В Джунгаро-Балхашской герцинской системе известны медно-полиметаллические (Карагайлы, в Успенской зоне смятия и др.) и молибден-вольфрамовые месторождения (в Актау-Моинтинской, Жаман-Сарысуйской зонах). В Степнякской и Бетпак-Далинской зонах каледонид имеются месторождения золота. На западной окраине нагорья к карстовым полостям фаменских известняков приурочены верхнемеловые залежи бок-

ситов (Тургайское и другие месторождения). Вендские и кембрийские отложения Байконурского и Калмыккульского прогибов каледонид ванадие-, барито- и фосфатоносны.

К отложениям карбона приурочены крупнейшие бассейны лимно-паралического типа с большими запасами жокующихся (Караганда) и энергетических (Экибастуз) углей. С юрскими лимническими отложениями связаны буроугольные месторождения (Майкюбенское, Карагандинское, Шубаркульское и др.).

КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ТЯНЬ-ШАНЯ

Тянь-Шаньская складчатая область, подобно Казахстанской, включает каледонскую и герцинскую складчатые системы, однако, в отличие от нее, они разделяются промежуточной переходной зоной или системой; кроме того, вся Тянь-Шаньская область испытала в позднем кайнозое сильную тектоническую активизацию (дейтероорогенез) и приобрела резко контрастный рельеф, в котором многочисленные высокогорные (до 4—7 км) и отчасти среднегорные хребты сочетаются с предгорными, межгорными и внутригорными котловинами. Общая длина Тянь-Шаньской горной области более 2500 км; ее восточная половина находится в Китае, а рассматриваемая в этой книге западная — в Киргизии, Казахстане, Узбекистане и Таджикистане. В ней выделяются две субширотные горные системы — Северо- и Южно-Тяньшаньская, почти сливающиеся на востоке и веерообразно расходящиеся, ветвящиеся и постепенно затухающие на западе (рис. 50).

Северо-Тяньшаньская горная система грубо соответствует одноименной каледонской складчатой системе, которая смыкается на северо-западе с каледонидами Казахского нагорья, образуя вместе с ними Казахстанско-Северотяньшаньский эпикаледонский срединный массив. Южно-Тяньшаньской горной системе отвечает одноименная герцинская складчатая система, которая продолжается в полупогребенном виде к северо-западу в пустыню Кызылкум и смыкается в южном Приаралье с южным продолжением восточных зон Уральской герцинской складчатой области. Самую южную часть Северо-Тяньшаньской горной системы, а также депрессии, отделяющие ее от Южно-Тяньшаньской, занимает промежуточная каледоно-герцинская складчатая система Среднего Тянь-Шаня. На юге Южно-Тяньшаньская складчатая система (и Урало-Монгольский пояс в целом) граничит с северными зонами Средиземноморского подвижного пояса — Южно-Туранской молодой плитой, Таджикской впадиной, Памиро-Алайской зоной, а еще восточнее — с западной частью Китайской платформы — Таримским массивом.

Геолого-географическое изучение Тянь-Шаня началось после вхождения Туркестана в Россию во второй половине XIX в. с работ выдающихся русских исследователей П. П. Семенова-Тяньшанского, И. В. Мушкетова, К. И. Богдановича и других и было продолжено в послеоктябрьское время Д. И. Мушкетовым, Д. В. Наливкиным, В. А. Николаевым, В. И. Поповым, В. М. и Н. М. Синицыными, С. С. Шульцем, Д. П. Резвым, Х. М. Абдуллаевым, В. Г. Королевым, Г. С. Поршняковым и др. В послевоенный период значительный вклад в изучение Тянь-Шаня внесли сложившиеся в среднеазиатских республиках национальные школы геологов и геофизиков.

Тектоническая структура (рис. 51). В строении Тянь-Шаньской области различают два разновозрастных структурных плана — палео-

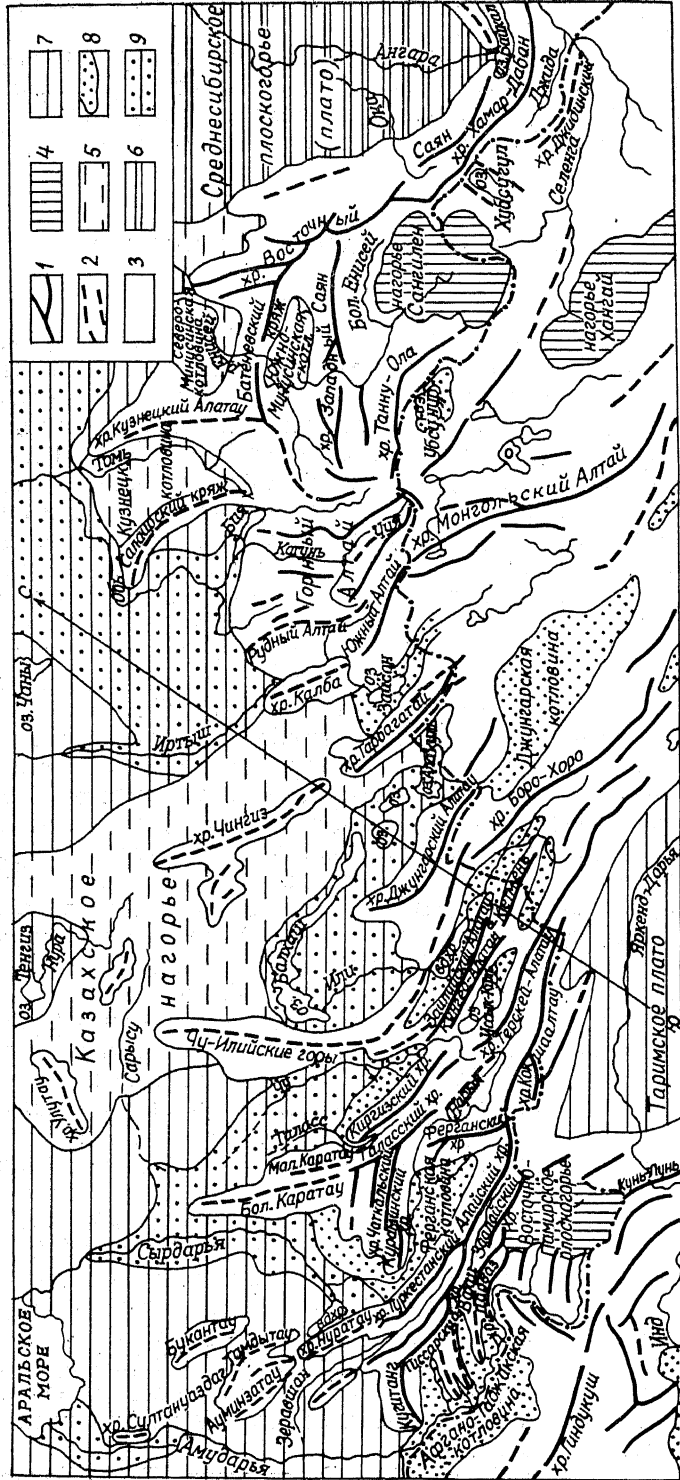


Рис. 50. Схема орографии и неотектоники Тянь-Шаньской, Алтае-Саянской областей и сопредельных территорий: 1 — **ОСИ ВЫСОКОГОРНЫХ ХРЕБТОВ** (ЗОН ИНТЕНСИВНЫХ НОВЕЙШИХ ПОДНЯТИЙ); 2 — **ОСИ СРЕДНЕ- И НИЗКОГОРНЫХ ХРЕБТОВ** (ЗОН УМЕРЕННЫХ НОВЕЙШИХ ПОДНЯТИЙ); 3 — горные области (области дифференцированных новейших поднятий); 4 — высокие плоскогорья и нагорья (зоны слабодифференцированных новейших поднятий); 5 — мелкосопочник, низко- и холмогорье и денудационные плато на складчатом субстрате (зоны слабых новейших поднятий и относительно новых поднятий); 6 — высокие денудационные плато на субгоризонтальном субстрате (области слабых и умеренных, малодифференцированных новейших поднятий); 7 — низкие денудационные плато и равнины на горизонтальном субстрате (области очень слабых новейших поднятий); 8 — предгорные и межгорные котловины с аккумулятивным рельефом (зоны умеренных и интенсивных дифференцированных абсолютных или относительных новейших опусканий); 9 — аккумулятивные низменные равнины (зоны слабых дифференцированных абсолютных или относительных новейших опусканий)

зойский, отражающий структурно-формационную зональность и итог тектонических деформаций на каледонском и герцинском этапах ее развития, и мезокайнозойский, созданный главным образом тектоническими движениями на этапе новейшей (позднекайнозойской) активизации. Этот план наследует или возрождает некоторые элементы палеозойского (главным образом простираения структурных зон), но в значительной мере независим от него. Граница Северо-Тяньшаньской каледонской системы с каледоно-герцинской системой Срединного Тянь-Шаня проводится по линии Каратау-Терскейского глубинного разлома вдоль хр. Каратау и далее к востоку южнее Таласского и Терскейского хребтов, а граница системы Срединного Тянь-Шаня с Южно-Тяньшаньской герцинской системой — вдоль северного края выступов палеозойского фундамента в Кызылкумах, южного края Ферганской котловины (по Южно-Ферганскому глубинному разлому) и северного склона хр. Кокшалтау (по Атбаша-Иныльчекскому глубинному разлому). Но между Ферганской и Нарынской котловинами эта граница образует узкий клиновидный выступ к северо-западу, огибая с запада, севера и северо-востока Ферганский хребет. У северной вершины этого выступа Срединно-Тяньшаньская система прерывается, а Южно-Тяньшаньская смыкается с Северо-Тяньшаньской.

Каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня обладает многоярусной структурой, отражающей ее многоэтапное тектоническое развитие. В ней различают:

1. Дорифейский фундамент, сложенный интенсивно деформированными регионально-метаморфизованными и гранитизированными образованиями архея и нижнего протерозоя. Он выступает в остаточных срединных массивах, ядрах некоторых антиклинорий и, по-видимому, лежит в основании почти всей системы.

2. Нижне-среднерифейский слабометаморфизованный вулканогенно-осадочный проплатформенный комплекс, заполняющий рифейские грабенообразные прогибы. Перед поздним рифеем он подвергся брахморфным складчатым дислокациям и интрузиям гранитоидов.

3. Верхнерифейско-нижнепалеозойский (байкало-каледонский) геосинклинальный комплекс. В северной, Киргизско-Терскейской, эвгеосинклинальной зоне Северного Тянь-Шаня, где главной, завершившей геосинклинальный процесс, была каледонская эпоха складчатости, он выражен главным образом мощными сериями кембро-ордовикских основных вулканитов и карбонатно-терригенных образований, интенсивно смятых и прорванных крупными телами гранитоидов в конце каледонского этапа (перед силуром). В южной, Малокаратау-Таласской миогеосинклинальной зоне, где геосинклинальный процесс по существу завершился байкальской эпохой складчатости, в этом комплексе различают байкальский подкомплекс, сложенный верхнерифейскими флишевыми и сланцево-карбонатными отложениями, несогласно перекрывающей его молассово-вулканогенный вендский подкомплекс и залегающий на нем без углового несогласия маломощный кембро-ордовикский карбонатный подкомплекс, играющий роль синкаледонского квазиплатформенного чехла.

4. Несогласно залегающий девонско-карбонный комплекс континентальных и морских вулканогенно-осадочных образований, слагающий сингерцинский деформированный чехол южной части Казахстанско-Северотяньшаньского срединного массива. Он испытал складчатоглыбовые дислокации в конце герцинского и альпийского этапов.

5. Мезокайнозойский постгеосинклинальный континентальный комплекс. Его структуру мы рассмотрим для всего Тянь-Шаня.

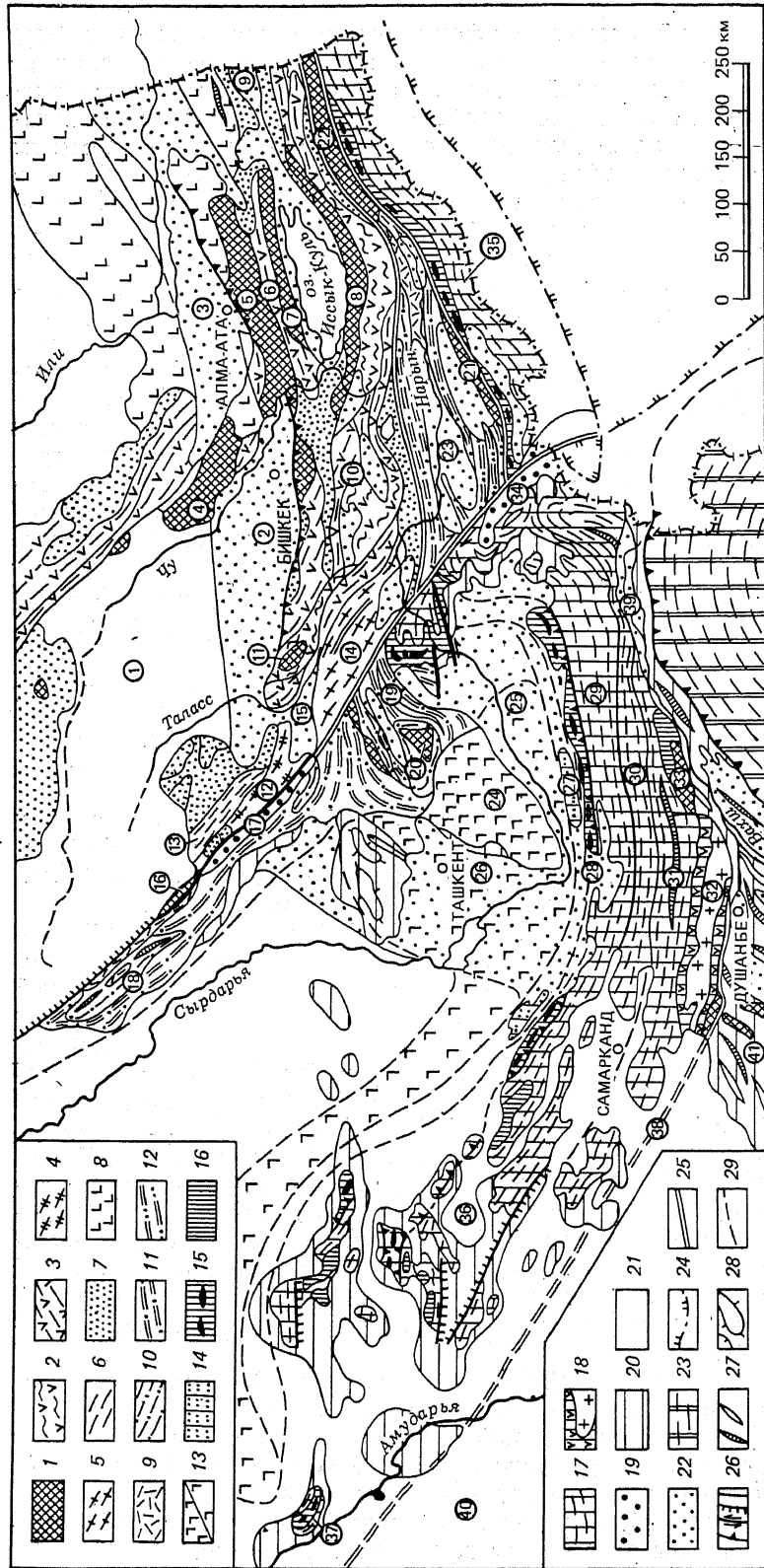


Рис. 51. Схема тектонического строения Тянь-Шаня.

1—18 — палеозойская Тянь-Шаньская складчатая область, 1 — выступы дорифейского метаморфического фундамента в срединных массивах и ядрах антиклинориев; 2—8 — каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня; 2—3 — Киргизско-Гергейская эвгеосинклинальная зона; 2 — ниже-среднерифейский авлакогеосинклинальный комплекс в каледонских синклиниях, 3 — кемброордовикский эвгеосинклинальный комплекс в каледонских синклиниях; 4—6 — Каратау-Таласская мегосинклинальная зона; 4 — рифей — нижний палеозой (?), Кокджотского горста, 5 — рифейско-вендский мегосинклинальный комплекс, 6 — кемброордовикский сублатформенный комплекс; 7 —

8 — сангеосинклинальные герцинские комплексы; 7 — девонско-каменноугольные (местами и пермские) осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы в наложенных прогибах и впадинах, 8 — среднепалеозойско-пермский наземно-вулканогенный комплекс южной части Балхаш-Илийского вулканического пояса; 9—13 — каледоно-терциарная складчатая система Среднего Тянь-Шаня; 9 — осадочно-вулканогенный (порфирный) рифейский (байкальский) комплекс, 10 — терригенно-кремнисто-карбонатный вендско-силурийский (каледонский) комплекс, 11 — среднедевонско-нижнекаменноугольный (раннегерцинский) терригенно-карбонатный комплекс, 12 — верхнепалеозойский (позднегерцинский) терригенный комплекс, 13 — верхнепалеозойско-нижнетриасовый (позднегерцинский) наземно-вулканогенный комплекс Курамино-Бельтауского вулканического пояса (а) и его погребенное продолжение (б); 14—18 — герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня; 14 — Карачатурская зона (деформированный южный край Сырдарьинского среднего седловатого комплекса Южного Тянь-Шаня), 15 — Южно-Ферганская эвгеосинклинальная зона с телами раннепалеозойских офиолитов, 16—17 — внутренние эвгеосинклинальные зоны; 16 — рифейско-вендский метаморфизованный комплекс, 17 — палеозойские складчатые комплексы, 18 — Южно-Гиссарская эвгеосинклинальная зона (каменноугольно-пермский вулканогенный комплекс и Гиссарский батолит); 19—22 — мезокайнозойские структуры; 19 — мезозойские впадины, выполненные юрскими континентальными угленосными отложениями, 20 — мел-эоценовый (на Южно-Турганской плите — юрско-эоценовый) плитный комплекс, 21 — олигоцен-четвертичный плитный комплекс, 22 — олигоцен-четвертичный молассовый комплекс предгорных и межгорных впадин; 23 — киммерийско-альпийское складчатое сооружение Памира; 24 — контуры Таримского массива Китайско-Корейской платформы и Сулутерекского докембрийского блока; 25 — крупнейшие тектонические швы; 26 — разломы типа взбросов и надвигов, сдвигов, сбросов и без разделения; 27 — оси антиклинорий и синклинонео-28 — пологие брахморфные складки в чехле плит и срединных массивов; 29 — границы палеозойских тектонических зон под плитным чехлом

Древнейшими структурными элементами Северо-Тяньшаньской системы являются остаточные срединные массивы, в основном сложенные дорифейским метаморфическим комплексом — Иссык-Кульский и Мойынкумский. Значительные их части скрыты под девонско-пермскими, а также кайнозойскими отложениями Иссык-Кульской, Чуйской и Текесской впадин. Между массивами расположен узкий Чилик-Кеминский каледонский грабен-синклинорий, а к югу-западу от них — более широкая и сложно построенная Киргизско-Терская эвгеосинклинальная каледонская складчатая зона. Осевое положение занимает в ней Макбальский антиклинорий с выходами дорифейского фундамента в ядре, а вдоль ее южного края простирается недавно выявленная узкая Присонгкельская подзона, сложенная сильно деформированным нижнепалеозойским офиолитовым комплексом. Складчатые зоны прорваны батолитами и штоками каледонских гранитоидов. С юго-запада к западной части Киргизско-Терской зоны прилегает выклинивающаяся к востоку Малокаратау-Таласская миогеосинклинальная байкальская складчатая зона с повторными более слабыми каледонскими дислокациями. На байкальские и каледонские складчатые зоны Северного Тянь-Шаня несогласно наложен ряд небольших гребнеобразных впадин и синклинальных прогибов, выполненных девонскими и главным образом каменноугольными отложениями.

Складчатая система Среднего Тянь-Шаня, по-видимому, в основном возникла на месте остаточных докаледонских срединных массивов, отдельные участки которых вовлекались в погружение, а затем подвергались более или менее интенсивным деформациям сжатия как в байкало-каледонском, так и в герцинском этапах. Соответственно в ней выделяют несколько структурных этажей, или комплексов:

- 1) дорифейский метаморфический фундамент, выступающий в виде ряда блоков;
- 2) осадочно-вулканогенный (пор-

А — через Туркестанско-Алайскую, Зеравшанскую и Зеравшано-Гиссарскую зоны Южного Тянь-Шаня (по Е. А. Рогожину, 1993); Б — через Алайский и Кичикалайский хребты (по В. С. Бургману, 1976); В — через район Тамдугау (по В. С. Бургману, 1973); Г — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Д — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); Е — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Ж — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); З — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); И — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); К — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Л — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); М — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Н — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); О — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); П — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); Р — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); С — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); Т — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); У — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); Ф — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Х — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); Ц — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Ч — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); Ш — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Щ — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); Ъ — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Ы — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); Ь — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Э — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); Ю — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); Я — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); 1 — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); 2 — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); 3 — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); 4 — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); 5 — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); 6 — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); 7 — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); 8 — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); 9 — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); 10 — через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983); 11 — через хр. Султануздаг (по С. С. Шульцу м.л., 1972); 12 — номера тектонических покровов; I—V — этапы герцинских деформаций

фировый) комплекс рифейского вулканического пояса, подвергшийся в предвендское время байкальской складчатости;

3) несогласно залегающий комплекс молассовых отложений венда, кремнисто-сланцево-карбонатных и флишoidных отложений кембрия—ордовика, а в юго-западной части системы — и красноцветных моласс нижнего силура, испытавший относительно слабые каледонские складчатые деформации;

4) комплекс наземно-вулканогенных и обломочных образований девона и карбонатных фамена — нижнего карбона, подвергшийся интенсивным герцинским деформациям сжатия в середине (?) карбона;

5) мощный комплекс наземных кислых верхнепалеозойских вулканитов, прорванных позднегерцинскими гранитоидами Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса;

6) мезокайнозойский постгеосинклинальный комплекс.

В структуре докембрийских и палеозойских комплексов Среднего Тянь-Шаня выделяют две главные тектонические зоны: северную — Чаткало-Нарынскую и южную — Курамино-Ферганскую.

В Чаткало-Нарынской зоне проявились байкальские, каледонские и герцинские деформации. Эта зона состоит из западного и восточного сегментов, первоначально связанных непосредственным переходом, но впоследствии смещенных на 180—200 км и разобоченных в конце палеозоя правосдвиговыми перемещениями вдоль диагонального Талассо-Ферганского глубинного разлома. В герцинской структуре западного сегмента выделяют: 1) мегасинклинорий Большого Каратау с выступами байкало-каледонского основания в ядрах антиклинорий и смятым в линейные складки, осложненные надвигами, шарьяжами и сдвигами, карбонатным комплексом верхнего девона—карбона, выполняющим герцинские синклинории; 2) Чаткальский мегантиклинорий с многоярусной складчато-глыбовой структурой необычно для Тянь-Шаня юго-западного простирания. В восточном сегменте выделяются широкий Нарынский мегасинклинорий и несколько выступов рифейского комплекса и дорифейского фундамента к югу и востоку от него.

Курамино-Ферганская зона располагается в западном сегменте Среднего Тянь-Шаня и представляет собой переработанную в каледонском и герцинском этапах восточную часть обширного Сырдарьинского среднего массива, разделявшего Северо- и Южно-Тяньшанскую геосинклинальные системы. Относительно поднятый средний участок ее выражен Кураминским складчато-глыбовым поднятием. Оно сложено мощным комплексом наземных вулканитов верхнего палеозоя, прорванных комагматичными им гранитоидами, который несогласно перекрывает сильнодеформированные образования нижнего силура и девона — нижнего карбона, а сам залегают полого, но разбит на блоки раз-

лично ориентированными крутыми разломами. Этот комплекс принадлежит к Бельтау-Кураминскому вулканоплутоническому поясу, наложенному на южную часть Сырдарьинского массива. Западная половина этого массива, в том числе большая часть Бельтау-Кураминского пояса, скрыта под мел-кайнозойским чехлом Северо-Туранской плиты, а его глубоко опущенная восточная часть — под мощными мезокайнозойскими толщами Ферганской впадины.

Герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня имеет форму слабовыпуклой к югу дуги, осложненной в средней части резким выпуклым к северо-западу изгибом, срезанным на северо-востоке Ферганским разломом (сдвигом). Она состоит из ряда продольных складчатых и покровно-складчатых зон, сложенных эв- и миогеосинклинальными ранне-, средне- и позднепалеозойскими формациями (рис. 52). Каледонские деформации существенно проявились лишь в западной части системы, и тектоническая структура палеозойского комплекса была в основном сформирована от среднего карбона до конца перми. С севера и юга система Южного Тянь-Шаня ограничена остаточными массивами с докаледонским или добайкальским фундаментом, а с юго-востока — Таримским блоком Китайской платформы. Вопросы о характере фундамента, на котором были заложены палеозойские геосинклинальные прогибы Южного Тянь-Шаня, и о роли в его герцинской структуре тектонических покровов вызывают острые дискуссии.

В Южно-Тяньшаньской системе выделяются несколько поперечных сегментов — Кызылкумский, Гиссаро-Алайский, Ферганский и Кокшалтауский, — отличающихся особенностями тектонического плана и простираения. Наиболее полно все продольные тектонические зоны Южного Тянь-Шаня выражены в широтно вытянутом Гиссаро-Алайском сегменте. С севера он граничит с Ферганской и Приташкентской впадинами, образованными в кайнозое в восточной части Сырдарьинского срединного массива. Его южный край с чехлом средне- и верхнепалеозойских отложений подвергся герцинским деформациям и образует самую северную узкую Карачатырскую зону Южно-Тяньшаньской системы. Южнее, за Южно-Ферганским глубинным разломом, простирается одноименная узкая эвгеосинклинальная зона, к которой приурочены выходы пород офиолитовой ассоциации (ультрабазиты, габброиды, спилиты, яшмы, серпентинитовый меланж), образовавшейся на месте раннепалеозойской раздвиговой зоны с корой океанического типа. Офиолитовый комплекс перекрывается в этой зоне вулканогенно-осадочными формациями силура, девона и нижнего карбона. Сложная герцинская тектоническая структура Южно-Ферганской зоны еще не вполне расшифрована.

Далее к югу выделяются несколько разделенных продольными разломами тектонических зон — Туркестано-Алайская, Зеравшанская, Северо-Гиссарская, — в основном сложенных толщами осадочных (сланцевых, кремнистых, карбонатных, терригенных, в том числе флишевых, олистостромовых, а в верхах — молассовых) образований нижнего, среднего и верхнего палеозоя. Разрезы их существенно различаются, однако почти полное отсутствие в них вулканитов и широкое развитие прорывающих их герцинских гранитоидов указывают на принадлежность этих зон к палеозойским миогеосинклинальным прогибам, заложенным на утоненной континентальной коре. Герцинская структура этих зон вызывает разногласия между исследователями, однако в последнее время все большее признание получают представления о том, что формирование ее началось с развития тектонических покровов

(в основном с перемещением к югу), затем при продолжении сжатия образовались линейные складки и, наконец, произошли диагональные сдвиги.

Самая южная зона Южного Тянь-Шаня — Южно-Гиссарская, — по-видимому, возникла на расколоте продольными разломами северном краю древнего Афгано-Таджикского срединного массива, раннедокембрийский метаморфический фундамент которого обнажается в небольшом Каратегинском выступе. В начале карбона в этой зоне произошел раздвиг континентальной коры и образовался «ров» с корой океанического типа, на что указывают фрагменты офиолитового комплекса, перекрытого вулканитами, флишем и молассами карбона и перми. Больше половины площади зоны занимает огромный Гиссарский батолит гранитоидов, формировавшийся в позднем карбоне — ранней перми, а в позднем триасе прорванный трубками взрыва щелочно-базитового состава. С юга эта зона и Южно-Тяньшаньская система в целом отделены Южно-Гиссарским (Вахшским) глубинным разломом от наложенной на Афгано-Таджикский массив в мезокайнозое Южно-Таджикской впадины.

Западный, Кызылкумский, сегмент Южно-Тяньшаньской герцинской системы выступает на поверхность из-под мезокайнозойского плитного чехла лишь в виде небольших эрозионных окон в ряде низкогорных гряд и потому изучен значительно хуже, чем Гиссаро-Алайский. В отличие от него здесь на ряде участков обнажается метаморфизованный верхнепротерозойский (?) фундамент, перекрытый карбонатными терригенными и отчасти вулканогенными толщами палеозоя. В основании девона отмечаются перерыв и несогласие, указывающие на каледонские деформации. В северной части Кызылкумов палеозойский геосинклинальный автохтонный комплекс перекрыт пакетом перемещенных из эвгеосинклинальной зоны, служащей западным продолжением Южно-Ферганской, шарьяжных пластин. В составе верхних пластин присутствуют нижнепалеозойские офиолиты. Эти пластины смяты в складки конформно с палеозойским автохтонным основанием и прорваны позднегерцинскими гранитоидами. На западном конце Кызылкумского сегмента, в хр. Султануиздаг, ширина Южно-Тяньшаньской системы резко сокращается, ее южные зоны выклиниваются, а герцинские шарьяжно-складчатые структуры северных зон круто изгибаются, приобретают долготное простирание и далее следуют к северу под мезокайнозойским плитным чехлом района Аральского моря, смыкаясь с восточными зонами Южного Урала.

Ферганский сегмент, выраженный одноименным хребтом, служит восточным продолжением Гиссаро-Алайского, но здесь все продольные зоны резко меняют свое простирание на долготное и северо-западное, видимо, огняя погребенный блок допалеозойского фундамента, а затем вновь отгибаются к востоку, образуя горизонтальную флексуру («Ферганскую сигмоиду»), и, наконец, срезаются Талассо-Ферганским разломом юго-восточного простирания. Последний в конце палеозоя — начале триаса являлся правосторонним сдвигом, который относительно сместил на 180—200 км к юго-востоку восточную часть Чаткало-Нарынской зоны и Кокшалтауский сегмент Южно-Тяньшаньской системы. Происхождение «Ферганской сигмиды» до конца не выяснено. В самом восточном, Кокшалтауском сегменте, как и в более западных, прослеживаются северная, эвгеосинклинальная зона с офиолитами и несколько миогеосинклинальных зон, прорванных массивами гранитоидов, к югу от нее, но аналоги Южно-Гиссарской офиолитовой зоны здесь отсутствуют. Герцинская чешуйчато-складчатая структура сег-

мента характеризуется надвиганием и опрокидыванием на юг, в сторону Таримского массива Китайской платформы.

В мезокайнозойской структуре, сформировавшейся на постгеосинклинальном мегаэтапе развития Тянь-Шаня, различаются два подэтапа. Структура раннемезозойского подэтапа представляет сочетание небольших впадин, выполненных верхнетриасовыми и юрскими континентальными отложениями (Восточно-Ферганской на месте Ферганского хребта, Леонтьевской, вытянутой вдоль Каратауского разлома и др.), и обширных поднятий, сложенных складчатым палеозоем и докембрием. Структура позднемезозойско-кайнозойского этапа, в основном созданная в эпоху неоген-четвертичной тектонической активизации (дейтероорогенеза), выражена многочисленными предгорными (Илийская, Чуйская, Приташкентская и др.), межгорными (Ферганская, Нарынская, Иссык-Кульская и др.) и внутригорными впадинами, частично выполненными маломощными отложениями мела и палеогена и повсеместно — неоген-четвертичными континентальными молассами мощностью до 3—5 и даже 7 км (Ферганская впадина).

С впадинами сопряжена система превосходящих их по общей площади новейших поднятий (амплитудой до 5—7 км), выраженных в виде горных хребтов, в основном сложенных домезозойскими и отчасти юрскими (Ферганский хребет) и меловыми отложениями. Новейшие структуры обычно наследуют простирание и нередко конфигурацию палеозойских, но не знак вертикальных движений. «Оживают» и многие крупные палеозойские разломы. В целом в новейшей структуре Тянь-Шаня преобладают пологие складки основания (своды и прогибы), осложняемые разломами взбросо-надвигового типа и развивающиеся в условиях некоторого общего меридионального сжатия литосферы, а в сорванных с палеозойского фундамента мезокайнозойских отложениях формируются мелкие покровные складки. Новейшее сжатие Тянь-Шаньской области, по-видимому, связано с происходившей в позднем кайнозое коллизией Индостанской и Евроазиатской литосферных плит.

Большая часть Тянь-Шаньской области характеризуется утолщением континентальной коры до 50—60 км, вероятно, происшедшим в неоген-четвертичное время в связи с новейшим горообразованием. Под крупными впадинами мощность коры относительно сокращена до 40—45 км. В гравитационном поле Тянь-Шаня преобладают значительные отрицательные аномалии Буге. Геоманнитное поле отличается меньшей контрастностью, чем на Урале и в Казахском нагорье. Тепловой поток в зонах новейших поднятий Тянь-Шаня в целом более интенсивный (свыше 100 мВт/м², а в Кураминской зоне — до 120—150 мВт/м²), чем в депрессиях (50—100 мВт/м²).

Область Тянь-Шаня высокосейсмична. В ней многократно происходили землетрясения с магнитудой до 7 М и более. Очаги всех землетрясений располагаются внутри коры, главным образом в ее верхней части, причем большинству их свойственны длительно ориентированные субгоризонтальные векторы максимальных сжимающих напряжений, что указывает на их связь с процессом меридионального сжатия коры. Высокогорные территории, охваченные мощным дейтероорогенезом, попадают в зону 8-балльных, а районы, прилегающие к активным глубинным разломам, ограничивающим Тянь-Шань с юга, и Талассо-Ферганскому разлому — 9-балльных землетрясений.

Стратиграфические комплексы, магматизм и этапы развития. В геологической истории Тянь-Шаньской области намечаются древней-

ший мегаэтап (или мегаэтапы), предшествовавший заложению геосинклинальных систем Северного и Южного Тянь-Шаня (условно назовем его догеосинклинальным), геосинклинальный и постгеосинклинальный мегаэтапы. Первый охватывает архей — средний рифей, второй — поздний рифей — палеозой и, может быть, ранний триас, третий — мезозой и кайнозой.

Образования, принадлежащие древнейшему (догеосинклинальному) мегаэтапу, в основном обнажаются в Северном и Срединном Тянь-Шане, и крайне ограниченно и в Южном Тянь-Шане, докембрийская история которого пока очень мало известна. К верхнему (?) архею относятся толщи гнейсов, гранатовых амфиболитов, кристаллических сланцев, мраморов, известные в Заилийском Алатау Северного Тянь-Шаня, в Южно-Гиссарской зоне Южного Тянь-Шаня и, возможно, в некоторых блоках восточной части Срединного Тянь-Шаня. Они подверглись региональному метаморфизму гранулитовой и амфиболитовой ступеней около 2,5—2,7 млрд лет назад и более позднему ретроградному метаморфизму.

Нижепротерозойские образования — гнейсы, эклогиты, амфиболиты, гранат-биотитовые, мусковит-биотитовые сланцы, кварциты, мраморы и пр. — выступают в ядре Макбальского антиклинория и на некоторых других участках Северного Тянь-Шаня и в ряде тектонических блоков Чаткало-Нарынской зоны Срединного Тянь-Шаня. В раннем протерозое в пределах Тянь-Шаня существовали протогеосинклинальные прогибы, в некоторых из них, возможно, формировалась древнейшая офиолитовая ассоциация. Их развитие завершилось деформациями, региональным метаморфизмом амфиболитовой ступени и гранитизацией около 1,8 млрд лет назад, т. е. в свекофеннскую эпоху, когда возникшие на их месте складчатые зоны спаялись с разделявшими массивами, образовав протоплатформенный фундамент Тянь-Шаньской области.

В раннем-среднем рифее континентальная кора, по крайней мере в Северном и Срединном Тянь-Шане, испытала некоторую деструкцию. В Северном Тянь-Шане (как и на Урале) сформировались грабенообразные прогибы авлакогеосинклинального типа, заполнявшиеся типичными для последних толщами конгломератов, кварцевых песчаников, глинистых сланцев, известняков и доломитов со строматолитами, а также базальтами траппового типа и кислыми вулканиитами. Около 1,1 млрд лет назад (в исседонскую эпоху) они подверглись умеренно интенсивным деформациям сжатия, внедрению гранитоидов и были вовлечены в общее поднятие. В Срединном Тянь-Шане в рифее возник протяженный Чаткало-Нарынский вулканический пояс, в котором накапливались мощные континентальные толщи кислых и основных вулканиитов и обломочных пород.

В позднем рифее — начале палеозоя кора Тянь-Шаньской области начинает подвергаться более значительной деструкции и растяжению и вступает в длительный геосинклинальный мегаэтап развития, поразному протекавший в различных ее зонах. В Северном Тянь-Шане, к югу от обособившихся Мойынкумского и Иссык-Кульского остаточных срединных массивов закладываются прогибы Северо-Тяньшаньской геосинклинальной системы, развитие которой, как и ее северного продолжения в Центральном Казахстане, завершилось каледонской складчатостью. В южной части Тянь-Шаня, к северу от Афгано-Таджикского массива и Таримского блока Китайской платформы, образовалась Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система, в которой каледонская складчатость не проявилась и геосинклинальный процесс закон-

чился лишь в конце палеозоя герцинской складчатостью. Между этими системами в срединной части Тянь-Шаня обособился Сырдарьинский остаточный срединный массив, периферические зоны которого вовлекались в геосинклинальное погружение и периодически подвергались деформациям сжатия совместно с ними.

Развитие различных зон Северо-Тяньшаньской геосинклинальной системы протекало по-разному. В ее южной, Малокаратату-Таласской миогеосинклинальной зоне, служащей продолжением западной, мезогеосинклинальной, зоны каледонской системы Казахстана, уже в позднем рифее накопились мощные (до 4—5 км) толщи терригенных, флишеидных терригенно-карбонатных, карбонатных и пестроцветных обломочных отложений молассового типа. Перед вендом они подверглись слабым байкальским складчатым деформациям, одновременно проявившимся в соседней Чаткало-Нарынской зоне Срединного Тянь-Шаня, где были смяты рифейские обломочно-вулканогенные образования вулканического пояса. До недавнего времени считалось, что северная, Киргизско-Терская, эвгеосинклинальная зона Северного Тянь-Шаня также заложилась в позднем рифее и испытала перед вендом байкальские деформации сжатия, однако в последние годы существование в этой зоне верхнерифейского (байкальского) комплекса поставлено под сомнение.

В Малокаратату-Таласской зоне на верхнем рифее со слабым несогласием залегают вендские отложения (до 1—2 км), сложенные несколькими толщами конгломератов, песчаников, углисто-глинисто-кремнистых сланцев и доломитов и кислых туфов, а в верхней части — также несортированных грубообломочных мореноподобных пород (тиллоидов), возможно, образовавшихся в эпоху вендского оледенения. В Чаткало-Нарынской зоне Срединного Тянь-Шаня несогласно залегающие на рифее вендские отложения (до 2—3,5 км) имеют близкий состав и также включают толщи тиллоитоподобных конгломератов.

Южно-Тяньшаньская геосинклинальная зона, по-видимому, была заложена в конце позднего протерозоя, так как в ее Гиссаро-Алайском сегменте видимый разрез начинается с морских отложений нижнего кембрия, а в Кызылкумском — с толщ зеленых сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков и доломитов, углисто-глинистых сланцев и алевролитов с абсолютным возрастом 0,87 млрд лет.

Нижнепалеозойские образования резко различаются в разных системах и зонах Тянь-Шаня. В Киргизско-Терской эвгеосинклинальной зоне они залегают несогласно на разных горизонтах докембрийских образований, заполняя глубокие трюги, в основном наследующие рифейские авлакогеосинклинальные прогибы. Нижний кембрий выражен мощными (до 3,5 км) толщами диабазов, спилитов, андезитовых порфиритов, кератофиров, их пирокластолитов и яшм, а средний и верхний кембрий — туфогенно-кремнистыми и терригенными граувакковыми отложениями с горизонтами известняков (1—3 км). Ордовик представлен несколькими, разделенными перерывами и постепенно грубеющими сверху толщами пестроцветных конгломератов, песчаников и алевролитов флишеидного, а в верхах — молассового типа с подчиненными лавами и туфами базальтов, андезитов и щелочных вулканитов общей мощностью до 5—7 км. Со среднего ордовика отдельные участки зоны испытывают нарастающие импульсы сжатия, воздымания и размыва и подвергаются внедрению сначала субвулканических тел диоритов и тоналитов, а в конце ордовика каледонское складкообразование достигает максимальной интенсивности, форми-

руются крупные батолиты гранитоидов и регион подвергается общему поднятию и денудации.

Еще недавно предполагали, что раннепалеозойские прогибы Киргизско-Терской зоны целиком закладывались на сильно утоненной и раздробленной континентальной коре. Однако в последние годы стало ясно, что местами последняя была полностью разорвана и раздвинута, так как в некоторых узких подзонах этой зоны, в частности в вытянутой вдоль ее южного края Присонгкельской подзоне, были обнаружены фрагменты сильнодеформированной верхнекембрийско-нижнеордовикской офиолитовой ассоциации, по возрасту и строению сходной с офиолитами Казахского нагорья.

В отличие от Киргизско-Терской зоны в более южной, Малокаратау-Таласской многоэпиклиналиной зоне нижний палеозой согласно залегает на венде и целиком выражен осадочными толщами умеренной мощности (1,5—2 км). К низам кембрия относится свита доломито-кремнисто-фосфатного состава с повышенным содержанием Fe, Mn, Wa, Mo, заключающая в хр. Малый Каратау крупнейшее месторождение пластовых фосфоритов. Выше залегают известняково-доломитовые отложения кембрия — среднего ордовика и песчано-глинистые — верхнего ордовика, смятые в складки и прорванные телами гранитоидов в конце ордовика. Таким образом, каледонский геосинклиналиный цикл в Северо-Тяньшаньской системе, как и в западной части Казахстанской, завершился таконской фазой тектогенеза.

В Чаткало-Нарынской зоне Среднего Тянь-Шаня, в частности в хр. Большой Каратау, кембрий, согласно лежащий на венде, сложен, как и в Байконурском прогибе Казахстана, маломощными глубоко-водными углито-кремнисто-глинистыми сланцами и известняками, а ордовик — терригенными флишоидными и в верхах — молассоидными толщами (1—2 км). Кембро-ордовикские, а в южной части зоны и терригенные нижнесилурийские, отложения испытали каледонские складчатые деформации.

В Южно-Тяньшаньской геосинклиналиной системе нижний палеозой и силур входят в состав единого палеозойского комплекса. В ее самой северной, Южно-Ферганской, эпиклиналиной зоне, где континентальная кора была разорвана и раздвинута, к нижнему палеозою (ордовику) относится офиолитовая ассоциация в составе ультрабазитов, габброидов, диабазовых даек, спилитов и кремнистых пород, перекрытая вулканогенно-кремнисто-глинистыми толщами силура. В более южных многоэпиклиналиных зонах, развивавшихся на утоненной континентальной коре, известны отложения всех отделов кембрия, ордовика и силура (до 4 км), представленные песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, а также известняками и доломитами (главным образом в верхнем силуре), которым местами подчинены прослои основных и кислых вулканитов. Проявления каледонских деформаций и перерывов в разрезе Южного Тянь-Шаня локальны и в основном отмечаются в Кызылкумском сегменте.

Девон, карбон и пермь в геологической истории Южного Тянь-Шаня, как и Урала, отвечают продолжению длительного палеозойского геосинклиналиного цикла, завершившегося герцинской эпохой складчатости, а в истории каледонид Северного Тянь-Шаня, как и Казахстанской каледонской системы, — своеобразному сингерцинскому этапу формирования чехла Казахстанско-Северотяньшаньского эпикаледонского срединного массива. Наконец, в истории Среднего Тянь-Шаня девон—пермь отвечают самостоятельному герцинскому циклу геосин-

клинального развития, возобновившегося после небольшой паузы вслед за окончанием в конце ордовика — силуре каледонского цикла. Соответственно отложения девона — перми в системах Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня резко отличаются по их соотношениям с додевонскими образованиями, характеру формаций и типам структур.

В Северном Тянь-Шане на каледонском фундаменте несогласно залегают нижне- и средне(?) девонские наземные вулканиты кислого и основного состава, выполняющие отдельные наложенные впадины и грабены в Киргизско-Терской зоне, а в Малокаратау-Таласской зоне — непосредственно вышележащие красноцветные континентальные обломочные молассоидные толщи живетского яруса и верхнего девона. Отложения нижнего-среднего карбона, представленные в низах и верхах прибрежно-континентальными красноцветными терригенными, а в средней части — мелководно-морскими терригенно-карбонатными толщами, выполняют наложенные прогибы, более обширные по сравнению с девонскими. На северо-восточную окраину Северного Тянь-Шаня в среднем карбоне — перми наложилось наземное, преимущественно кислые образования Балхаш-Илийского вулканического пояса, прорванные массивами гранитоидов. В конце палеозоя Северо-Тяньшаньская система подверглась позднегерцинским пологоскладчатым и глыбовым деформациям.

В Чаткало-Нарынской зоне Среднего Тянь-Шаня каледонский фундамент несогласно перекрывают пестроцветные континентальные и прибрежно-морские терригенно-карбонатные отложения живетского и франского ярусов (1—1,5 км), сменяемые сверху толщей карбонатных отложений фаменского яруса (1—1,5 км). С их глубоководной карбонатно-кремнистой фацией в хр. Большой Каратау связаны гидротермально-осадочные стратиформные месторождения свинцово-цинковых и баритовых руд. Они формировались в рифтоподобных прогибах, возникших одновременно с аналогичными фаменскими рифтоподобными прогибами Казахстана, заключающими железомарганцевые месторождения.

Выше согласно залегают мощные (2—5 км) толщи известняков и доломитов нижнего карбона, сменяемые сверху карбонатно-терригенными отложениями башкирского яруса. В более южной Кураминской зоне выше следуют мощные толщи наземных лав, игнимбригов и туфов кислого и среднего, реже основного состава среднего-верхнего карбона и перми и субщелочных вулканитов нижнего триаса, переслаивающиеся с грубообломочными молассовыми толщами и прорываемые батолитами нормальных и субщелочных гранитоидов. Под мезокайнозойским чехлом эти вулканиты и интрузивы продолжают далеко на запад в южную часть Сырдарьинского массива, слагая Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс.

В позднем карбоне Чаткало-Нарынская зона испытала интенсивные складчато-покровные, а в конце перми — начале триаса — праводвиговые дислокации, в частности крупные смещения вдоль Таласо-Ферганского разлома. Кураминская зона в конце герцинского цикла подверглась простым складчато-глыбовым деформациям.

В Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системе девонские морские отложения согласно, а в Кызылкумском сегменте трансгрессивно налегают на силур и в основном выражены известняково-доломитовыми толщами (до 2—4 км), реже маломощными глубоководными глинисто-карбонатно-кремнистыми осадками некомпенсированных прогибов, либо песчано-сланцевыми толщами, а также вулканитами основного

и среднего состава, распространенными в Южно-Ферганской эвгеосинклинальной зоне и локально — в более южных зонах.

На большей части площади Южного Тянь-Шаня выше залегают морские существенно карбонатные отложения нижнего и нижней части среднего карбона (1—2 км). Они сменяются кверху терригенными флишеидными и олистостромовыми толщами московского яруса с олистолитами и олистоплаками из более древних отложений карбона, девона и силура, отлагавшимися у подножия резких тектонических уступов взбросового типа или перед фронтом начавших развиваться шарьяжей, и, наконец, грубообломочными толщами морских моласс верхнего карбона и низов перми и континентальных моласс верхов нижней перми; молассы накапливались в нескольких узких остаточных прогибах между постепенно разрастающимися зонами поднятия и денудации.

В самой южной, Южно-Гиссарской, эвгеосинклинальной зоне, возникшей в ходе раздвига континентальной коры, к раннему карбону относятся формирование офиолитового комплекса, перекрываемого среднекислыми вулканитами и терригенным флишем среднего и верхнего карбона и континентальными толщами кислых вулканитов грубообломочных красноцветных моласс нижней и верхней перми. С позднего карбона до ранней перми в этой зоне формировался огромный полифазный Гиссарский батолит, а в более северных зонах — ряд более мелких массивов гранитоидов.

Во второй половине среднего карбона (в московском веке) Южно-Тяньшаньская система вступает в заключительный, орогенный этап геосинклинального развития. В обстановке нарастающего меридионального сжатия начинается формирование шарьяжей с общим перемещением масс к югу, затем в отмирающих геосинклинальных прогибах развиваются линейно-складчатые структуры (в том числе син- и антиформы в покровных комплексах), усиливается орогеническое воздымание, постепенно охватывающее весь Южный Тянь-Шань и более северные его зоны. В конце перми — начале триаса происходят крупные сдвиговые смещения по Талассо-Ферганскому и другим диагональным разломам, завершающие формирование структуры герцинской складчатой системы Южного Тянь-Шаня и вместе с тем геосинклинальный мегаэтап эволюции всей Тянь-Шаньской области.

В триасе начинается новый, постгеосинклинальный мегаэтап ее развития. Интенсивность восходящих тектонических движений снижается, горный рельеф нивелируется, начинается развитие кор выветривания. Однако уже в конце триаса и юре происходит временная тектоническая активизация, и в некоторых образовавшихся рядом с поднятиями приразломных впадинах в условиях теплого влажного климата в течение всей юры накапливаются толщи континентальных сероцветных аллювиально-озерных терригенных угленосных отложений. Наибольшей мощности они достигают во впадинах Ферганского хребта (до 4 км) и хр. Каратау (до 2 км).

С раннего мела до начала олигоцена Тянь-Шаньская область вновь развивается в относительно спокойной тектонической обстановке. На ее площади преобладают слабые поднятия и формируются денудационные равнины, но ее западная периферия, а также районы Ферганской впадины и некоторые участки Южного Тянь-Шаня испытывают погружение и покрываются в раннем мелу красноцветными, преимущественно терригенными осадками континентального и озерного происхождения (до 1 км), а в позднем мелу — мелководно-морскими и лагунными терригенно-карбонатными отложениями (до 0,5 км). Па-

леоцен и эоцен также выражены мелководно- и прибрежно-морскими отложениями (глины с прослоями песчаников, известняков-ракушечников, мергелей и гипсов), а нижний-средний олигоцен — красноцветной глинистой толщей бассейнового генезиса общей мощностью до 0,5 км.

В позднем олигоцене Тянь-Шаньская область вступает в новую, продолжающуюся поныне эпоху тектонической активизации, или дейтероорогенеза, более мощного, чем в юрское время. На месте денудационных равнин и мелководных водоемов постепенно формируются сводово-глыбовые поднятия с амплитудой воздымания до 5—7 км и смежные с ними предгорные, межгорные и внутриворонные впадины. В последних сначала в позднем олигоцене—миоцене накапливаются красноцветные песчано-глинистые толщи с прослоями гипсов аллювиально-пролювиального генезиса, а затем, с позднего миоцена до современности, — более грубообломочные толщи палевых, бурых и серых конгломератов, песчаников, суглинков, общая мощность которых в Ферганской впадине достигает 6—7 км, а в других впадинах — 2—4 км. Погружение материала кверху указывает на появление и рост высокогорных хребтов. Среди четвертичных отложений горных районов Тянь-Шаня широко распространены моренные, озерно-ледниковые и флювиогляциальные осадки, накопившиеся во время нескольких оледенений, а в предгорьях — обширные конусы выноса, толщи аллювия и мощные покровы лёссов.

Новейший дейтероорогенез Тянь-Шаня протекал в условиях горизонтального субмеридионального сжатия его коры, обусловившего складчатые деформации в мезокайнозойском чехле, взбросо-надвиговый и сдвиговый характер новейших разрывов и, по-видимому, генетически связанного с коллизией Индостанской и Евроазиатской литосферных плит на Среднеазиатском участке их наибольшего сближения.

Полезные ископаемые. Тянь-Шаньская область богата месторождениями рудных и нерудных, а также горючих ископаемых. В фаменских отложениях хр. Большой Каратау имеются стратиформные гидротермальные осадочные месторождения свинцово-цинковых руд и барита, а в Кураминской и смежной части Чаткало-Нарынской зоны — гидротермальные месторождения полиметаллов, меди, мышьяка, висмута, вольфрама, молибдена, а также флюорита, алунита.

В Кызылкумском сегменте Южного Тянь-Шаня в слабометаморфизованных отложениях рифея или нижнего палеозоя находится крупное гидротермальное месторождение золота Мурунтау, а в различных зонах Гиссаро-Алайского сегмента — скарновые и гидротермальные месторождения вольфрама и молибдена (Лянгар и др.), олова, золота, мышьяка, телетермальные сурьмяно-ртутные месторождения (Хайдаркан и др.). К вулканогенным толщам карбона Южно-Гиссарской зоны приурочено свинцово-цинковое, медное и серебряное сульфидное оруденение.

Из нерудных месторождений, помимо упомянутых, важное значение имеют крупные осадочные месторождения пластовых фосфоритов в нижнекембрийских отложениях хр. Малый Каратау с повышенными концентрациями ванадия, молибдена, железа и марганца.

Месторождения бурых и частично каменных углей приурочены к континентальным юрским отложениям Южного (в Ферганском хребте), Среднего (Леонтьевский грабен в Каратау, Ангрен в Чаткальском хребте) и Северного (Хаджисай в Иссык-Кульской впадине) Тянь-Шаня. В меловых и палеогеновых отложениях периферических зон Ферганской впадины имеются месторождения нефти.

СЕВЕРО-ТУРАНСКАЯ МОЛОДАЯ ПЛИТА

В пределах Урало-Монгольского подвижного пояса имеются две молодые плиты, в которых палеозойский и частично докембрийский складчатый фундамент перекрыт слабдеформированным мезокайнозойским чехлом — Северо-Туранская и смыкающаяся с ней на севере в районе Тургайского прогиба более обширная Западно-Сибирская. Северо-Туранская плита граничит на западе с южной частью Уральского герцинского складчатого сооружения и Донецко-Североустюртской метаплатформенной областью, на востоке — с Казахской каледонской складчатой системой, на юго-востоке — с каледонидами и герцинидами Тянь-Шаньской складчатой области, а на юго-западе — с Южно-Туранской молодой плитой Средиземноморского подвижного пояса, с которой она имеет общий плитный комплекс чехла, но резко различный фундамент. Орографически территория Северо-Туранской плиты представляет часть Туранской равнины с полупустынным, а на юге с пустынным ландшафтом. В северной, относительно приподнятой ее части располагается Тургайское плато, в пониженной средней — денудационно-аккумулятивные равнины, принадлежащие Чуйскому и Аральскому бессточным бассейнам, а на юге, между долинами рек Сырдарья и Амударья, впадающих в высыхающее Аральское озеро, находится пустыня Кызылкум с несколькими «островными» низкорослыми грядами («Кызылкумскими горками»).

Начатое еще в предреволюционные годы А. Д. Архангельским геологическое изучение Северо-Туранской плиты было продолжено в советский период А. Л. Яншиным, Б. А. Петрушевским, Р. Г. Гарецким и другими исследователями, рассматривавшими ее и Южно-Туранскую плиту в качестве частей единой Туранской плиты. Позднее их самостоятельность была обоснована М. В. Муратовым.

Тектоническая структура. Мысленно «сняв» мезокайнозойские отложения чехла Северо-Туранской плиты, опираясь на данные о строении обрамляющих ее выступов докембрийского основания, результаты бурения и геофизических исследований, можно наметить структурный план ее палеозойского фундамента (рис. 53). Главными элементами этого плана являются погребенные продолжения каледонских складчатых систем Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня на востоке и герцинских складчатых систем Урала и Южного Тянь-Шаня на западе и юго-западе и разделяющая их переходная область (к которой принадлежит и Срединный Тянь-Шань), где каледонское или докаледонское основание было частично переработано наложенными герцинскими миогеосинклинальными прогибами и позднее — герцинскими вулканическими поясами.

В каледонской области вырисовываются несколько древних, докаледонских срединных массивов с доверхнерифейским метаморфическим фундаментом: Мойынкумский, смыкающийся с ним на северо-западе Улутауский и Южно-Тургайский. Между ними простираются каледонские складчатые зоны, продолжающиеся в Северном Тянь-Шане и западной части Казахского нагорья. Значительную часть переходной области занимают обширный Сырдарьинский срединный массив и отделенный от него каледонским (?) прогибом небольшой массив Бельтау. Основными элементами сингерцинского комплекса каледонид (чехла Казахстанско-Северотяньшаньского эпикаледонского массива) являются обширные субизометричные и овальные впадины, выполненные отложениями девона, карбона и перми, смятыми в пологие брахиформные складки, — Чу-Джезказганская, в основном наложенная на

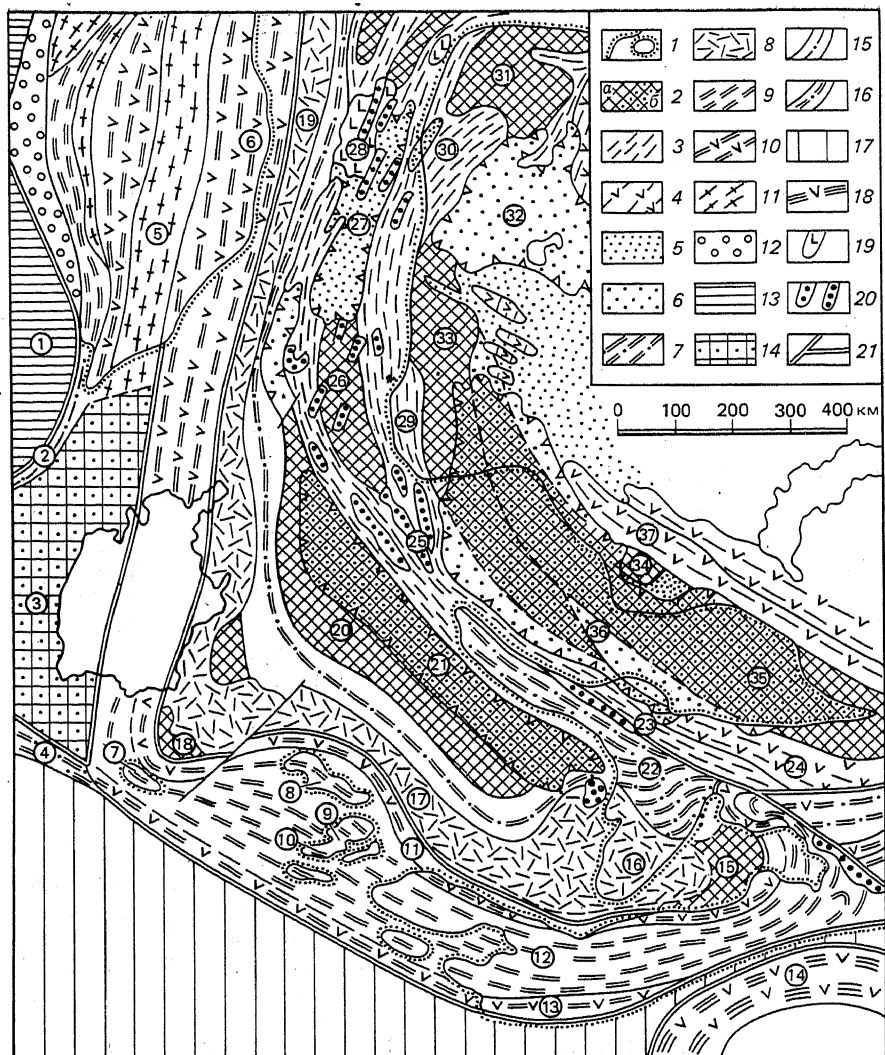


Рис. 53. Схема тектонического строения фундамента и доплитных комплексов чехла Северо-Туранской плиты и смежных областей:

1 — границы распространения мезокайнозойского чехла молодых плит; 2—8 — каледонская Казахстанско-Северотяньшаньская и каледоно-герцинская Срединно-Тяньшаньская складчатые системы и их погребенные продолжения в пределах Северо-Туранской плиты: 2 — выступы дорифейского метаморфического основания в остаточных срединных массивах (а) и их участки в фундаменте сингерцинских наложенных впадин (б), 3 — каледонские и байкало-каледонские мио- и мезогосинклинальные складчатые зоны, 4 — то же, эвгосинклинальные, 5 — сингерцинские наложенные впадины и прогибы, выполненные девонскими и нижнекаменноугольными вулканогенно-осадочными комплексами, 6 — то же, выполненные среднекаменноугольно-пермскими молассовыми комплексами и нерасчлененные, 7 — герцинские миогосинклинальные складчатые зоны, наложенные на переработанное каледонское складчатое основание, 8 — Валерьяновско-Бельтау-Кураминский краевой каменноугольно-пермский вулканический пояс; 9—12 — герцинские Уральская и Южно-Тяньшаньская складчатые системы и их погребенные продолжения: 9 — миогосинклинальные складчатые зоны, 10 — эвгосинклинальные складчатые зоны, 11 — антиклинории Урала, 12 — герцинский Предуральский краевой прогиб; 13 — Русская плита Восточно-Европейской платформы; 14—15 — Донецко-Североустуртская метаплатформенная об-

Мойынкумский и юго-восточную часть Улутауского массива, и менее глубокая Аксуатская, наложенная на Южно-Тургайский массив.

В переходной области герцинские структуры более разнообразны. В ее северо-восточной части вдоль Каратауского глубинного разлома простирается наложенная на каледонское складчатое основание и выклинивающаяся к северо-западу герцинская миогеосинклинальная линейно-складчатая зона Большого Каратау. К юго-западу от нее располагается наложенная на Сырдарьинский массив одноименная впадина, выполненная верхнепалеозойскими отложениями мощностью до 3—5 км. Юго-западную часть переходной области занимает наложенный на отдельные участки Бельтауского и Сырдарьинского массива позднепалеозойский Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс, смыкающийся на западе, у юго-восточного побережья Арала, с меридиональным Валерьяновским (Кустанайским) вулканическим поясом. Бельтау-Кураминский пояс граничит с западным, Кызылкумским, сегментом Южно-Тяньшаньской герцинской складчатой системы, палеозойские структуры которой выступают из-под мел-кайнозойского чехла Северо-Туранской плиты в ряде эрозионных окон в «Кызылкумских горках». Валерьяновский пояс граничит на западе с южной частью герцинского складчатого сооружения Урала и его погребенным южным продолжением.

Южнее Аральского моря, в районе хр. Султануиздаг, где на поверхность выступают герцинские складчато-покровные структуры, резко изменяющие свое простираие с долготного на восток-юго-восточное, можно наблюдать непосредственное смыкание самых восточных зон Урала, лежащих к востоку от Восточно-Уральского (Мугоджарского) антиклинория, с Южно-Тяньшаньской системой. Сам Мугоджарский антиклинорий «утыкается» на юге в Северо-Устюртский метаплатформенный массив, а более западные зоны Урала к югу выклиниваются или вырождаются, переходя по простираию в обрамляющую этот массив с северо-запада Южно-Эмбинскую авлакогеосинклинальную зону. В свою очередь самая южная зона Южного Тянь-Шаня — Южно-Гиссарская, — продолжая следовать вдоль южного края Северо-Устюртского массива, переходит по простираию в Центральноустюртскую авлакогеосинклинальную зону. Они контролируются крупнейшим Гиссаро-Мангышлакским глубинным разломом, служащим естественной границей Северо- и Южно-Туранской плит.

В чехле Северо-Туранской плиты четко различаются нижний (доплитный) и верхний (плитный) комплексы. Нижний комплекс выражен грабенами и впадинами, выполненными континентальными образованиями триаса и юры, наложенными на структуры фундамента северной и восточной частей плиты. Многочисленные субмеридиональные триасовые грабены в Тургайском прогибе (Кушмурунский и др.) были частично регенерированы в лейасе и доггере. Более обширная триас-юрская грабенообразная впадина расположена на южном продолжении Урала, под дном Аральского моря. К северо-западу от хр. Боль-

ласть: 14 — Северо-Устюртский метаплатформенный массив, 15 — Южно-Эмбинская авлакогеосинклинальная герцинская складчатая зона; 16—18 — Средиземноморский подвижный пояс: 16 — Центральноустюртская герцинская авлакогеосинклинальная складчатая зона, 17 — Каракумо-Байсунский массив, 18 — Северо-Памирская герцино-древнекиммерийская складчатая система; 19 — триасовые грабены и впадины в пределах Северо-Туранской плиты; 20 — то же, юрские; 21 — границы главных тектонических областей и складчатых систем

шой Каратау выявлены три глубокие, выполненные юрой Южно-Тургайские впадины.

Почти повсеместно распространенный плитный комплекс чехла сложен морскими и континентальными отложениями мела и кайнозоя, которые выполняют несколько синеклиз, наследующих расположение позднепалеозойских или раннемезозойских впадин, и слагают смежные с ними своды, седловины и зоны валообразных поднятий (рис. 54).

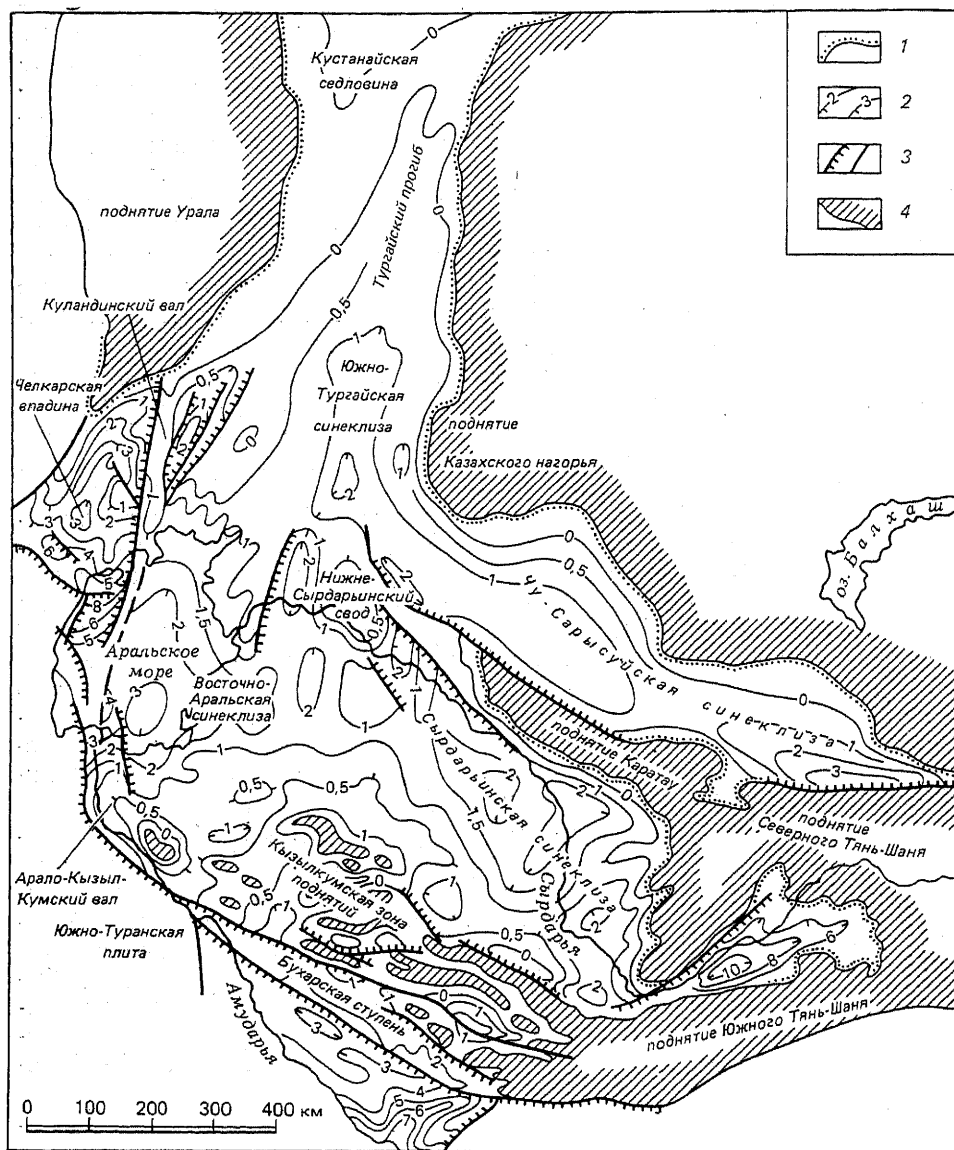


Рис. 54. Структурная схема верхнемезозойско-кайнозойского плитного комплекса чехла Северо-Туранской плиты:

1 — границы распространения плитного комплекса; 2 — стратоизогипсы подошвы плитного комплекса; 3 — разломы, смещающие подошву плитного комплекса; 4 — выступы докембрийского складчатого фундамента Урало-Монгольского пояса

В северо-восточной части плиты расположены неглубокие Чу-Сарысуйская (до 1 км) и Южно-Тургайская (до 2 км) синеклизы, в средней — Сырдарьинская синеклиза (до 2 км) и округлый Нижнесырдарьинский свод, в юго-западной — Аральская синеклиза (до 3 км) и Кызылкумская зона поднятий, на ряде участков которой фундамент выходит на поверхность. Ее северным продолжением служат более узкие Арало-Кызылкумский, Аральский и Куландинский валы. Самую северную часть плиты занимает очень неглубокий Тургайский прогиб, на среднем поперечном участке которого — в Кустанайской седловине — кровля фундамента поднимается до нулевой отметки. Континентальная кора Северо-Туранской плиты отличается от коры обрамляющих ее палеозойских сооружений меньшей мощностью, не превышающей (кроме Кустанайской седловины и Кызылкумской зоны поднятий) 40 км. Погребенным эвгеосинклинальным складчатым зонам, а также Валерьяновскому и Бельтау-Кураминскому вулканическим поясам свойственны резкие линейные максимумы магнитного и гравитационного полей; в пределах срединных массивов и приуроченных к ним впадин эти поля имеют более спокойный характер, а аномалии отличаются пятнисто-субизометричным рисунком. Плотность теплового потока возрастает от 40—50 в северной до 70—80 мВт/м² в южной части плиты.

Стратиграфические комплексы и этапы развития. В геологической истории Северо-Туранской плиты выделяются три главных мегаэтапа. Первый из них, предшествующий заложению Урало-Монгольского пояса (архей — начало рифея), отвечает времени становления метаморфического фундамента в древних срединных массивах и повсеместно — в основании палеозойских складчатых зон. Этот мегаэтап закончился формированием на площади будущей плиты сиалического основания. Второй — геосинклинальный — мегаэтап, начавшийся в рифее и продолжавшийся в палеозое, начинается с заложения Урало-Монгольского подвижного пояса, охватывает развитие в пределах будущей плиты значительных частей каледонской Казахстанско-Северотяньшаньской и герцинской Уральско-Южнотяньшаньской геосинклинальных систем и завершается формированием на их месте палеозойских складчатых систем. Их строение и геологическая история рассматривались выше в разделах, посвященных складчатым областям Урала, Казахского нагорья и Тянь-Шаня. Следует отметить, однако, что по сравнению с этими областями, в которых палеозойское складчатое основание выходит на поверхность, в строении фундамента территории Северо-Туранской плиты гораздо большую роль играют древние, до-рифейские срединные массивы, наличие которых, по-видимому, в значительной мере предопределило своеобразие ее последующего развития. Третий — постгеосинклинальный мезокайнозойский — мегаэтап в целом характеризовался значительным снижением тектонической подвижности и термического режима земной коры. В нем различаются доплитный триас-юрский и плитный мел-кайнозойский этапы. На первом этапе развитие территории плиты существенно не отличалось от развития смежных областей Урало-Монгольского эпигеосинклинального пояса. На фоне преобладающего на ее площади слабого воздымания на некоторых ее участках в условиях растяжения периодически возникали и развивались несколько генераций наложенных впадин и грабенных.

Наиболее ранние из них были наложены на герциниды восточных зон Южного Урала и самые западные зоны Казахстанских каледонид в северной части плиты и заполнены ниже- и средне(?) триасовыми толщами контрастных вулканитов базальтового и в меньшей мере ли-

паритового состава и связанными с ними грубообломочными континентальными молассами и верхнетриасовыми лимническими угленосными отложениями общей мощностью до 2—3 км. После фазы сжатия на рубеже триаса и юры формирование грабен и впадин, частично наследовавших триасовые, а частично распространившихся к юго-востоку и югу, возобновлялось в ранней, средней и поздней юре. В этих впадинах накапливались сероцветные континентальные терригенные отложения, заключающие месторождения бурых углей (Кушмурунский бассейн в Тургайском прогибе) и нефти (Южно-Тургайские впадины).

На втором (мел-кайнозойском) этапе территория плиты испытывала почти повсеместные (за исключением небольших участков в Кызылкумской зоне) опускания — очень слабые в ее северо-восточных и несколько большие — в центральных и западных районах. Отложения мела—кайнозоя представляют крупный седиментационный цикл, осложненный более мелкой цикличностью. Мел, палеоцен и эоцен в целом образуют трансгрессивный комплекс; в основании его распространена мезозойская кора выветривания. Трансгрессия распространялась с юго-запада, со стороны Южно-Туранской плиты и Северо-Устюртского массива. Нижний мел в юго-западной части плиты выражен терригенными отложениями (0,2—0,5 км) — пестроцветными континентальными в нижней и сероцветными мелководно-морскими в верхней части. К северу и востоку последние замещаются континентальными осадками и затем выклиниваются. Верхний мел (до 0,5—1 км) в основном представлен мелководными песчано-глинистыми отложениями, сверху постепенно сменяющимися карбонатными.

В Тургайском прогибе возник пролив, связавший морской бассейн Северо-Туранской плиты с Западно-Сибирским. В Чу-Сарысуйской синеклизе маломощный континентальный верхний мел непосредственно налегает на палеозойское основание. После регрессии в датском веке в палеоцене возобновилась трансгрессия, достигшая максимума в среднем-позднем эоцене, и накопились толщи мелководно-морских (песчаники, алевроиты, известняки-ракушечники) и более глубоководных (глины, известняки с прослоями фосфоритов) отложений (до 0,3—0,5 км).

Олигоцен и неоген образуют в целом регрессивный комплекс (до 0,3—0,5 км), начинающийся отложениями внутриконтинентальных водоемов (озер-морей) и заканчивающийся континентальными. Распространенные в южной части плиты олигоценовые пестроцветные глинисто-алевритовые отложения бассейнового типа к северу и вверх по разрезу замещаются песчано-алевритовыми аллювиально-дельтовыми, заключающими в северном Приаралье горизонты оолитовых железных руд. Кызылкумская зона с олигоцена была приподнята.

В миоцене в основном отлагались зеленые и красно-бурые глины озерного происхождения. В раннем плиоцене, в связи с сильным падением уровня Каспийского водоема, юго-западная часть плиты подверглась осушению и глубокой эрозии, а в позднем плиоцене была частично перекрыта алевроито-глинистыми осадками акчагыльской трансгрессии Каспия. В антропогене в юго-западной части плиты существовал Арало-Сарыкамышский озерный бассейн. По эрозионной Убоганской долине, прорезающей Тургайское плато, в нее периодически сбрасывалась часть вод из существовавших на юге Западной Сибири подпрудных ледниково-озерных водоемов. Переувлажнение материала аллювиально-дельтовых осадков в Чу-Сарысуйской и Сырдарьинской синеклизах привело к образованию обширных песчаных пустынь Мойын-

кум и Кызылкум. Аральское озеро-море образовалось в среднем или позднем плейстоцене.

Полезные ископаемые. В фундаменте и чехле Северо-Туранской плиты заключен ряд месторождений минерального сырья. К валерьяновской вулканогенной свите в приближенном к поверхности фундаменте Кустанайской седловины приурочен Соколовско-Сарбайский железорудный бассейн со скарновыми магнетитовыми рудами. Осадочные железорудные месторождения связаны с верхнемеловыми и олигоценными отложениями Приаралья, а в олигоцене Тургайского прогиба известны россыпи ильменита, рутила и циркона.

В палеозойском фундаменте Кызылкумской зоны заключено крупное месторождение золота (Мурунтау) и более мелкие месторождения меди, вольфрама, никеля, титана. В фаменско-турнейских и пермских отложениях Чу-Джезказганской впадины имеются залежи соли.

К верхнетриасовым лимническим отложениям грабен и впадин в Тургайском прогибе приурочены месторождения бурых углей (Кушмурун и др.), а в юрских и неокомских континентальных отложениях Южно-Тургайских впадин обнаружены нефтяные месторождения. Чуйский, Приаральско-Кызылкумский и другие артезианские бассейны содержат значительные запасы пресных, минерализованных и термальных вод.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ МОЛОДАЯ ПЛИТА

Западно-Сибирская плита представляет собой крупнейшую в мире (более 3,5 млн км²) молодую плиту с мезокайнозойским, а в северной части — и более древним чехлом. Ее южная и западная части лежат в пределах Урало-Монгольского пояса, а восточная и, вероятно, северная — в пределах смежных с ним метаплатформенных областей. С запада и северо-запада ее обрамляют герциниды Урала и древне-киммерийская складчатая зона Пай-Хоя — Новой Земли, с юга — каледониды, герциниды и салаириды Казахского нагорья и Алтае-Саянской области, с востока — Сибирская платформа и выступ основания Таймыро-Североземельской метаплатформенной области. В районе Кустанайской седловины, в низовьях Енисея и средней части Карского моря мезокайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты непосредственно смыкается с плитными комплексами Северо-Туранской плиты и Таймыро-Североземельской области.

Подавляющую часть площади плиты занимает одноименная огромная низменная аккумулятивная равнина, дренируемая речной системой р. Оби с ее левым притоком — Иртышом и притоком Иртыша — р. Тоболом, а также реками Таз и Енисей, а ее северную часть — западная половина мелководного Карского моря с глубокопроникающими к югу узкими заливами — эстуариями (Обская, Тазовская, Енисейская губы), к которым примыкают низменные полуострова Ямал и Гыдан.

До середины XX в. Западно-Сибирская плита, почти целиком скрытая под мощными четвертичными отложениями, оставалась геологически почти не изученной. Однако еще в 1932 г. И. М. Губкин высказал предположение о ее возможной нефтеносности. В послевоенный период на территории плиты развернулись широкие геофизические исследования и глубокое бурение, позволившие выявить главные черты ее геологического строения и оценить перспективы нефтегазоносности. В середине 50-х годов было обнаружено первое газовое месторождение

в районе г. Берёзово, а в 60—70-х годах в центральной и северной частях плиты выявлен, разведан и введен в эксплуатацию обширный, богатейший в России нефтегазоносный бассейн. Значительный вклад в изучение геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты внесли работы И. К. Куликова, Н. И. Нестерова, Н. Н. Ростовцева, М. Я. Рудкевича, В. С. Суркова и других исследователей.

Тектоническая структура. Еще в середине XX в. возникли две гипотезы относительно тектонической структуры Западной Сибири. По одной из них, это эпипалеозойская плита с мезокайнозойским чехлом и разновозрастным, в основном каледоно-герцинским, складчатым фундаментом, сходным с обнажающимся по ее южной и западной периферии. По другой гипотезе, во внутренней части плиты погребен обширный докембрийский массив или несколько древних срединных массивов. Позднее возникло представление о том, что геосинклинальный и постгеосинклинальный мегаэтапы ее развития разделялись переходным тафрогенным или рифтогенным этапом, в течение которого формировался «промежуточный» комплекс, выполняющий в основном ряд субмеридиональных грабенов.

Одни исследователи относят переходный этап целиком к триасу — началу юры, но другие предполагают, что на севере, а может быть, и в центральной части нынешней плиты рифтогенез проявлялся уже в палеозое или даже в позднем протерозое, а триасовые и, возможно, часть палеозойских отложений в этих районах представляют нижние горизонты ее чехла. Таким образом, в вопросах о структуре гетерогенного доюрского основания плиты и истории ее развития в доюрское время остается еще много неясного.

Западная часть фундамента плиты шириной до 300 км, несомненно, представляет погруженное продолжение Восточной эвгеосинклинальной мегазоны герцинской складчатой области Урала с широким развитием палеозойских офиолитов, вулканитов и гранитоидов (рис. 55). На востоке к ней примыкает погребенное северное продолжение каледонской складчатой системы Казахского нагорья, а севернее впадения Тобола в Иртыш, где она выклинивается, и до устья Оби — древний Ханты-Мансийский массив. В свою очередь каледониды Казахского нагорья и Ханты-Мансийский срединный массив граничат с вытянутой в северо-западном направлении и постепенно вырождающейся Иртышской герцинской складчатой системой, служащей погребенным продолжением Зайсанской системы герцинид. От нее ответвляется к северо-востоку Колпашевская система герцинид, которая частично обнажается в виде Томь-Колыванской зоны, а затем уже в погребенном виде поворачивает к северо-западу и, по-видимому, слепо затухает на той же широте, что и Иртышская. На востоке она граничит с продолжением салаирской складчатой системы, к которой принадлежат Кузнецкий Алатау и район Минусинских впадин. Основание самой восточной части плиты слагает вытянутая вдоль левобережья Енисея Приенисейская зона, принадлежащая к Енисейско-Присянской метаплатформенной области. Из-за большой мощности чехла (до 5—10 км) ее фундамент слабо изучен бурением и его возраст недостаточно ясен. Его считают либо байкальским, либо, что более вероятно, — добайкальским, т. е. архейско-нижнепротерозойским.

Наибольшее разногласие вызывает строение доюрского основания центральной и особенно северной части плиты, фундамент которой пока не достигнут бурением. Согласно одной концепции, на севере плиты предполагается существование обширного глубоко (до 10—12 км) погруженного байкальского или добайкальского Ямало-Надымского,

массива, возможно, представляющего, наряду с Восточно-Европейским и Сибирским кратонами, один из фрагментов огромной дорифейской

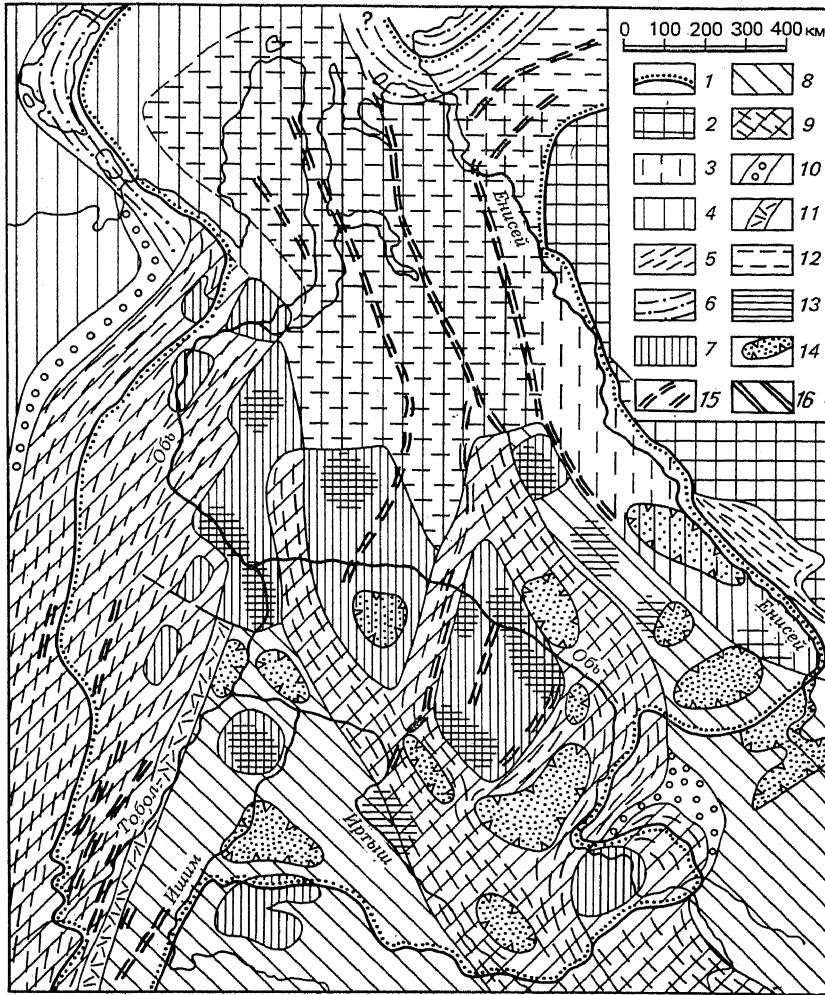


Рис. 55. Гипотетическая схема строения домезозойского основания и доплитных комплексов чехла Западно-Сибирской плиты (сост. с использованием данных М. Я. Рудкевича, 1986, и других авторов):

1 — границы Западно-Сибирской плиты и латерально связанных с ней мезокайнозойских прогибов; 2 — Сибирская древняя платформа с рифейско-фанерозойским чехлом; 3—6 — метаплатформенные области: 3 — без расчленения, 4 — метаплатформенные массивы с докембрийским фундаментом, 5 — авлакогеосинклинальные складчатые зоны байкальские, 6 — то же, древнекеммерийские; 7—11 — складчатое основание Урало-Монгольского подвижного пояса: 7 — досалаирские срединные массивы, 8 — салаирские и каледонские складчатые системы, 9 — герцинские складчатые системы (в том числе наложенные на каледонские), 10 — позднегерцинские краевые прогибы, 11 — позднегерцинские вулканические пояса; 12 — нижне-, средне- и верхнепалеозойские карбонатные и терригенные отложения чехла метаплатформенных массивов; 13 — нижне-среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения чехла срединных массивов; 14 — средне-верхнепалеозойские вулканогенно-терригенные молассовые образования внутренних впадин в каледонидах и на массивах и верхнепалеозойские — в герцинидах; 15 — рифейские (?) грабены, частично регенерированные в палеозое и раннем мезозое; 16 — раннемезозойские (триасовые и частично ранне-среднеюрские) грабены

протоплатформы. Однако высокие скорости сейсмических волн на поверхности фундамента этого массива позволяют некоторым исследователям допускать субокеанический тип строения его коры. Южнее, в центральной части плиты, между Иртышской и Колпашевской ветвями герцинид располагается несколько крупных срединных массивов с докембрийским фундаментом.

По другой концепции, главную роль в структуре фундамента центральной и северо-западной частей плиты играет очень широкая субмеридиональная герцинская складчатая система, объединяющая Иртышскую и Колпашевскую ветви герцинид и несколько небольших срединных массивов, которая на севере достигает Ямала и западной части Гыдана.

Уже говорилось, что между разновозрастным складчатым основанием плиты и плитным комплексом чехла на многих ее участках присутствует промежуточный комплекс, приуроченный к многочисленным субмеридиональным грабенам и образующий чехол древних массивов. Часть этих грабенов, находящаяся на западе плиты и в Тургайском прогибе, наложена на герцинское складчатое основание восточных зон Урала и выполнена ниже-среднеюрскими базальтами и липаритами и верхнетриасовыми и отчасти нижеюрскими лимническими угленосными толщами. Другая весьма протяженная система из многочисленных грабенов намечается в средней части плиты от междуречья Иртыша и Оби на юге до Гыданского полуострова на севере. По аналогии с грабенами Зауралья было высказано предположение о триасовом возрасте этих грабенов; для грабенов южной части плиты он был подтвержден бурением. Для северной же половины плиты оно основывалось на наличии системы резких субмеридиональных линейных максимумов магнитного и гравитационного поля, предположительно обусловленных внедрением и излиянием в этих грабенах базальтов ранне-триасового траппового комплекса.

Высказывалось предположение о том, что в самой северной части этой системы в триасе в ходе раздвига возникла узкая зона с новообразованной океанической корой. Однако существование этой рифтовой системы и, в частности, ее наиболее протяженной Колтогорско-Уренгойской зоны грабенов, и тем более ее триасовый возраст пока нельзя считать надежно доказанными. Ряд исследователей, предполагающих, что в северной части Западно-Сибирской плиты находится обширный докембрийский массив, считают, что триас, а возможно, и верхняя часть палеозоя должны присутствовать в ней в составе плитного чехла. Если же линейные магнитные и гравитационные максимумы здесь действительно связаны с базитами, заполняющими систему грабенов, то эта рифтовая система должна быть более древней — ранне-среднепалеозойской или даже позднепротерозойской. Скорее всего она возникла одновременно с системами рифейских авлакогенов на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, а в палеозое, в частности в девоне, подобно последним, могла испытать временную регенерацию.

В структуре юрско-кайнозойского плитного комплекса чехла Западно-Сибирская плита в первом приближении представляет собой огромную плоскую впадину или мегасинеклизу с широкими пологомонотональными западными, южными и восточными крыльями, где мощность этого комплекса составляет от 0 до 3 км, постепенно выклиниваясь к краям плиты, и более погруженными (от 3 до 6—8 км) внутренними частями в центре и на севере плиты (рис. 56, 57). На западе и юге юрско-кайнозойский комплекс в основном ложится несогласно

на разновозрастный палеозойский фундамент, на востоке в Приенисейской зоне с докембрийским фундаментом — на пологозалегающий

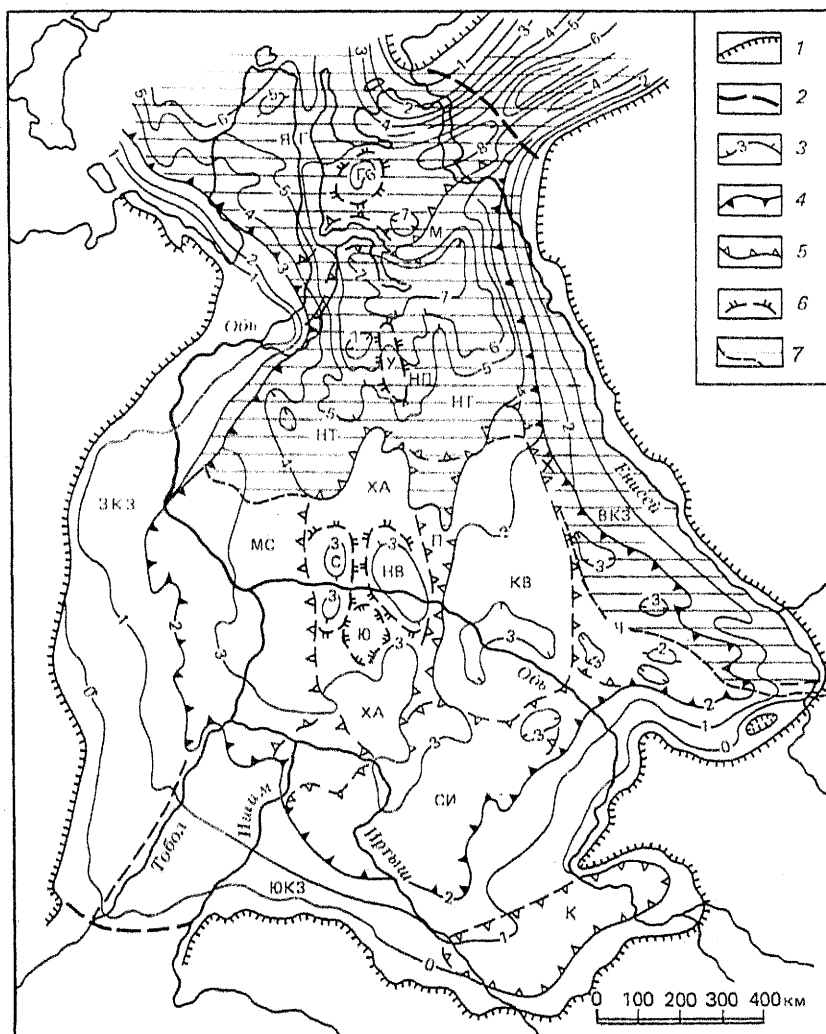


Рис. 56. Структурная схема и районирование чехла Западно-Сибирской плиты по подше юреко-кайнозойского плитного комплекса (по И. И. Нестерову и др., 1984, с изменениями и дополнениями):

1 — границы Западно-Сибирской плиты со складчатыми областями и Сибирской платформой; 2 — границы Западно-Сибирской плиты с Тургайским и Пясинно-Хатангским прогибами; 3 — стратонозигипсы подошвы мезокайнозоя; 4 — границы краевых зон и внутренней части плиты; 5 — границы главных тектонических элементов внутри этих зон; 6 — то же, частных элементов; 7 — область предполагаемого распространения мощного доюрского комплекса чехла (ЗКЗ — западная красная зона, ЮКЗ — южная красная зона, К — Кулундинская впадина, ВКЗ — восточная красная зона). Структурные элементы внутренней части плиты: МС — Мансийская синеклиза; ХА — Хантейская антеклиза (С — Сургутский свод, НВ — Нижневартовский свод, Ю — Юганская впадина); П — Пурский желоб; КВ — Кеть-Вахская антеклиза; Х — Худосейский желоб; Ч — Чулымская синеклиза; СИ — Среднеиртышская синеклиза; ИТ — Ичим-Тазовская синеклиза (У — Уренгойский мегавал, НП — Нижнепурская впадина, М — Мессояхский мегавал); ЯГ — Ямало-Гыданская синеклиза (Г — Гыданское поднятие)

доюрский — вендско-триасовый промежуточный структурный этаж. В восточной зоне этот комплекс выполняет несколько пологих прогибов (Касский и др.), в которых его мощность достигает 4—7 км, а его подошва опускается до 6—9 км. По мнению многих исследователей, предполагающих существование в северной части плиты обширного докембрийского массива, здесь также присутствует промежуточный, слабдеформированный, палеозойско-триасовый комплекс, мощность которого возрастает к северу от 0 до 3—6 км, а подошва опускается от 4—5 км до 10—14 км. По-видимому, он распространяется, сокращаясь в мощности, в западную часть Карского моря.

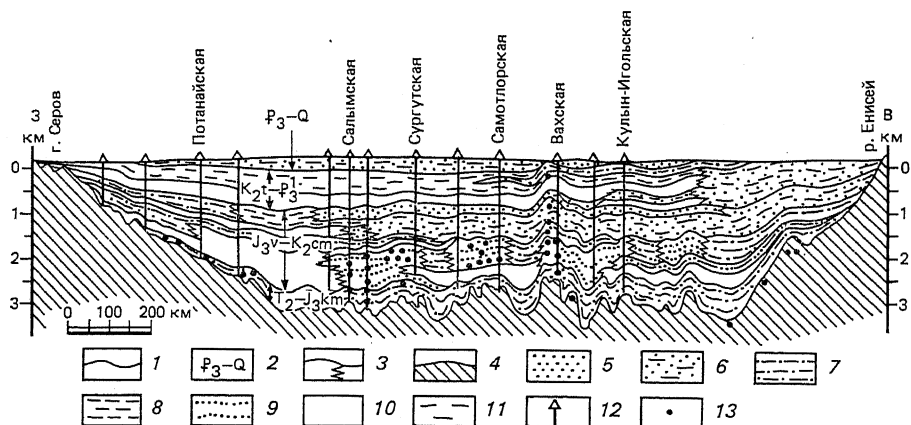


Рис. 57. Широтный структурно-формационный разрез мезокайнозойского плитного комплекса через среднюю часть Западно-Сибирской плиты:
 1 — границы формационных комплексов; 2 — их стратиграфические объемы; 3 — границы геологических формаций; 4 — нерасчлененное палеозойское основание; 5—11 — фациальный состав формаций (5 — песчаные, 6 — глинисто-песчаные, 7 — песчано-глинистые, 8 — глинисто-алевроитовые, 9 — песчано-глинистые континентально-морские, 10 — глинистые морские, 11 — глинистые и кремнистые); 12 — скважины; 13 — проявления нефти и газа

В центральной части плиты, в среднем Приобье, в структуре нижних горизонтов юрско-кайнозойского плитного чехла вырисовываются несколько удлиненных в долготном направлении антеклиз, синеклиз, а также более узких глубоких желобов (с запада на восток): Мансийская синеклиза, Хантейская антеклиза с Surgутским и Нижневартовским сводами, Пурский желоб (над южной частью Колтогорско-Уренгойского рифта), Кеть-Вахская антеклиза и Худосейский желоб, сливающийся на юго-востоке с неглубокой Чулымской синеклизой. Южнее Кеть-Вахской и Хантейской антеклиз расположена субширотно вытянутая Среднеиртышская синеклиза, а еще южнее — неглубокая Кулундинская синеклиза. В наиболее погруженной северной части плиты находятся две глубокие синеклизы — Надым-Тазовская и к северу от нее Ямало-Гыданская, которые разделены узким субширотным Мессояхским мегавалом.

На фоне этих крупных элементов в залегании нижних горизонтов юрско-кайнозойского комплекса (а также доюрского комплекса чехла, где он присутствует) вырисовывается множество более мелких брахиморфных, преимущественно субмеридионально вытянутых поднятий, прогибов, а также флексур и разломов, отражающих длительные блоковые подвижки в фундаменте. Ко многим из этих частных положительных структурных форм в чехле приурочены месторождения неф-

ти и газа. Вверх по разрезу отчетливость и вертикальная амплитуда этих форм, как и крупных структур, снижаются, и они постепенно затухают. В структуре палеогена вся плита, кроме ее восточной периферии, представляет огромную плоскую синеклизу, а неоген выполняет остаточную впадину, сохранившуюся в южной части плиты. Относительно мощные (до 100—200 м) четвертичные отложения покрывают всю площадь плиты. Но наибольшее опускание испытала в антропогене ее северная часть.

Мощность земной коры убывает от 40—45 км на окраинах Западно-Сибирской плиты до 35—40 км в большинстве ее внутренних районов и до 30—35 км в самой северной ее части. Еще больше (до 25—30 км) уменьшается к центру и северу плиты мощность консолидированной части коры. В отличие от типично континентальной коры на большей части плиты, в ее северных районах, где поверхность М приподнята, а в кровле опущенного до 8—14 км фундамента установлены аномально высокие скорости продольных волн (6,3—7,2 км/с), некоторые исследователи предполагают наличие коры субокеанического типа, аналогичной таковой в Прикаспийской впадине.

В верхней мантии под Западно-Сибирской плитой на глубинах около 100, 150 и 200 км фиксируются зоны пониженных скоростей мощностью по 30—40 км, прослеживаемые и под Сибирской платформой. Под северной частью плиты кровля верхней из этих зон резко поднимается, достигая границы М, а ее мощность возрастает здесь до 70—80 км.

Плотность теплового потока на Западно-Сибирской плите превосходит таковую в обрамляющих областях, составляя 50—60, а местами до 70—80 мВт/м². Поскольку ее чехол представляет огромный глубокий артезианский бассейн, ее недра заключают значительные геотермальные ресурсы, которые могут утилизироваться с помощью глубоких скважин, выводящих на поверхность горячие напорные воды. Геоманнитное поле характеризуется наличием ряда резких линейных максимумов, которые на западной окраине и в южной части плиты связываются с присутствием в ее фундаменте эвгеосинклинальных складчатых систем (Уральской, Иртышской, Колпашевской и др.) с их офиолитовыми зонами, а в ее осевой и восточной частях, возможно, с основными интрузивами и лавами, приуроченными к субмеридиональным раздвиговым (рифтовым) структурам триасового, палеозойского или позднпротерозойского возраста (Колтогорско-Уренгойской, Худосейской и др.).

Стратиграфические комплексы и этапы развития. В геологической истории Западно-Сибирской плиты, как и Северо-Туранской, различают три главных мегаэтапа. Первый из них — от архея до начала рифея — предшествовал заложению Урало-Монгольского подвижного пояса. Второй мегаэтап начался с заложения этого подвижного пояса в рифее и охватывает длительный период его геосинклинального развития, завершившийся в северной его части в конце палеозоя. Третий, мезокайнозойский, мегаэтап отвечает постгеосинклинальному развитию этого региона. Наличие в пределах плиты ряда погребенных докембрийских и, возможно, дорифейских массивов позволяет предполагать, что ее территория, вместе с нынешними Восточно-Европейской и Сибирской платформами, входила в конце раннего протерозоя в состав обширной Евразийской протоплатформы. В раннем-среднем рифее этот огромный континентальный блок стал подвергаться деструкции, особенно интенсивной в пределах формирующегося Урало-Монгольского подвижного пояса. Вдоль его гра-

ниц с обособляющимися Восточно-Европейской и Сибирской платформами заложилась глубокая авлакогеосинклинальная прогибы (Уральский, Енисейский), а ряд других зон раздробления, погружения и растяжения континентальной коры возник во внутренней части этого пояса, в том числе в пределах нынешней Западно-Сибирской плиты.

Интенсивность этих процессов в целом убывала к северу, в связи с чем в средней и особенно в северной части территории плиты сохранился ряд слабонарушенных блоков дорифейского фундамента, возможно, рассеченных узкими континентальными рифтовыми зонами, сходными с рифейскими авлакогенами на соседних платформах. В позднем рифее—венде в пределах Казахского нагорья, Алтае-Саянской области и смежных южных районов Западно-Сибирской плиты, а в начале палеозоя — в пределах Урала и западной части этой плиты началось формирование геосинклинальных систем, сопровождавшееся раздвижением блоков континентальной коры и возникновением между ними «рвов» с корой океанического типа; их деформированными фрагментами в фундаменте плиты являются офиолитовые комплексы эвгеосинклинальных зон салаирид и каледонид в ее юго-восточных и южных районах и герцинид Уральской, Иртышской, Колпашевской геосинклинальных систем в западной и центральной частях плиты, местами вскрытые бурением и установленные геофизическими методами.

После проявлений салаирской и каледонской складчатостей, завершившихся возникновением Кузнецко-Саянской и Центральноказахстанской складчатых систем в юго-восточной и юго-западной частях территории плиты, геосинклинальные процессы продолжались в среднем — начале позднего палеозоя в ее западной части — в пределах Урала и Зауралья, а также в южной и центральной частях, где развивались затухавшие к северу Иртышская и Колпашевская герцинские системы. Между отдельными ветвями герцинид и к северу от их слепых окончаний в палеозое существовал ряд срединных массивов; докембрийский метаморфический фундамент и слабдеформированный палеозойский терригенно-карбонатный чехол некоторых из них были вскрыты бурением. Особенно обширный Ямало-Надымский «жесткий» массив находится, вероятно, в самой северной части плиты. В конце палеозоя в результате герцинских деформаций сжатия геосинклинальные прогибы Уральской, Иртышской и Колпашевской систем превратились в постепенно вырождающиеся к северу складчатые сооружения, которые спаялись со смежными древними стабильными массивами и догерцинскими складчатыми зонами, образовав разновозрастный гетерогенный фундамент формирующейся Западно-Сибирской плиты.

В начале постгеосинклинального мегаэтапа развития, в раннем триасе, субширотное сжатие сменилось растяжением и раздроблением континентальной коры, приведшим к наземным извержениям базальтов, и реже липаритов, и формированию многочисленных субмеридиональных грабенов в западной (Зауральской) и южной частях центральной зоны Западно-Сибирской плиты. В позднем триасе в грабенах накапливались лимнические угленосные отложения. В северной части плиты, судя по данным немногочисленных скважин в триасе, по видимому, на обширной площади отлагались алевроито-глинистые толщи лагуно-континентального и прибрежно-морского генезиса (до 2—3 км), подстилаемые нижнетриасовыми базальтами траппового типа. Поле развития триаса, вероятно, не распространялось в пределы дна Карского моря. В ранней—средней юре на западной окраине и в юж-

ной части плиты в отдельных грабенах и впадинах накапливались терригенные континентальные аллювиально-озерные отложения с бурыми углями, а в вовлеченных в общее опускание средней и северной ее частях они сливаются в сплошной покров континентальных терригенных осадков с отдельными морскими прослоями мощностью до 1—2 км, лежащий в основании юрско-кайнозойского плитного комплекса чехла.

На протяжении почти всей поздней юры на большую часть площади Западно-Сибирской плиты распространилась с севера трансгрессия и накапливались мелководно-морские сероцветные глинистые осадки, а в конце юры, в волжском веке, — маломощные глубоководные битуминозные кремнистые глины, отлагавшиеся в условиях быстрого некомпенсированного опускания широкой внутренней части плиты. По составу и условиям образования эта баженовская свита напоминает доманиковый горизонт верхнего девона Русской плиты и куонамскую свиту в кембрии Сибирской платформы, но в отличие от них представляет не только вероятную нефтематеринскую, но и одну из главных нефтесодержащих толщ в мезозое Западной Сибири.

Разрез нижнего мела начинается с неокомских морских песчано-алеврито-глинистых отложений мощностью до 0,5 км в средней до 1—2 км в северной части плиты. По данным сейсморазведки, они образуют тела бокового наращивания (проградационные клиноформы), в западной части плиты полого наклоненные к востоку, а в восточной — к западу; в целом они слагают две обращенные одна к другой мощные косо наслоенные серии, которые постепенно сблизились между собой и целиком заполнили возникшую в волжском веке широкую глубоководную депрессию. Неокомские отложения также принадлежат к главным нефтяным коллекторам Западно-Сибирской плиты. С апта до сеномана во внутренней части плиты накапливались мелководно-морские песчано-алевритовые осадки до 0,5—1 км, а в туроне—маастрихте — несколько более глубоководные алеврито-глинистые с прослоями опок и диатомитов (от 0,2 до 1 км). В сеноне море затопило Кустанайскую седловину и обширный Западно-Сибирский бореальный бассейн через Тургайский пролив приобрел прямую связь со Средиземноморским. На юго-востоке Западно-Сибирской плиты морские отложения замещаются прибрежными и континентальными существенно песчаными отложениями, заключающими в нижнемеловой части разреза пласты бурых углей, а в верхнемеловой — оолитовых железных руд (Колпашевский железорудный бассейн).

Палеоцен и эоцен выражены мелководно-морскими терригенно-кремнистыми отложениями — глауконит-кварцевыми песками, глинами, опоками и диатомитами (0,2—0,5 км). В конце эоцена Западно-Сибирский бассейн утратил связь с Арктическим бассейном.

Нижний-средний олигоцен в юго-западной части плиты и Тургайском прогибе сложен маломощными песчано-глинистыми отложениями, накапливавшимися в обширном внутриконтинентальном водоеме (озеро-море), принадлежавшем к бассейну Восточного Паратетиса. К северу и востоку они замещаются континентальными терригенными отложениями с прослоями бурых углей и перекрываются аналогичными отложениями верхнего олигоцена. Маломощные неогеновые континентальные отложения распространены лишь в южной части плиты, где существовали постепенно сокращавшиеся водоемы и аллювиальные равнины. В нижней части они выражены зелеными глинами озерного генезиса, в средней — красно- и желто-бурыми песчано-глинистыми озерно-аллювиальными отложениями, а в верхней — аллювиальными гравийно-песчаными осадками и красно-бурыми суглинками.

В четвертичном периоде северная половина Западно-Сибирской плиты неоднократно подвергалась оледенениям, которые были одновременными с оледенениями в других регионах Северной Евразии, а южная внеледниковая (южнее 60° с. ш.) — находилась под их влиянием. По сухости климата и количеству осадков в антропогене Западная Сибирь занимает промежуточное положение между Европой и Восточной Сибирью. Поэтому размеры ледниковых щитов здесь были большими, чем в Восточной Сибири, но меньшими, чем в Европе, а южная граница вечной мерзлоты проходит на широте $62-63^{\circ}$, т. е. южнее, чем в Восточной Европе, но значительно севернее, чем в Восточной Сибири. Главные центры, откуда надвигались на Западную Сибирь с разных сторон ледниковые щиты, находились на Полярном Урале и на плато Путорана в северо-западной части Сибирской платформы и, возможно, на шельфе Карского моря.

В северной части Западной Сибири присутствуют морские и связанные с ними лимно- и флювиогляциальные отложения раннеплейстоценового шайтанского оледенения, среднеплейстоценовых самаровского (максимального, распространяющегося до $60-62^{\circ}$ с. ш.) и тазовского и позднеплейстоценовых зырянского и сартанского оледенений, разделенные межледниковыми осадками (пески, алевроиты, суглинки, глины) озерного, речного, дельтового, а также мелководно-морского генезиса, которые отлагались в эпохи неоднократных трансгрессий и ингрессий, вызванных повышением уровня Северного Ледовитого океана. По мнению некоторых исследователей, морское, точнее ледниково-морское (мариногляциальное), происхождение имеют также мореноподобные отложения, традиционно считающиеся ледниковыми, но содержащие остатки четвертичных морских организмов (моллюсков, фораминифер, диатомей и пр.); возможно, они накапливались на дне бассейна, в который сгружался моренный материал с тающих айсбергов, отрывавшихся от краев ледниковых щитов, надвигавшихся на Западно-Сибирскую равнину. Более существенная роль морских и мариногляциальных четвертичных отложений на севере Западной Сибири, по-видимому, обусловлена возобновившимся в плейстоцене общим значительным опусканием этой области.

В южной, внеледниковой, части Западной Сибири формировались лёссы (в ледниковые эпохи) и ископаемые почвы (в межледниковья), а также озерные и аллювиальные отложения, слагающие многочисленные террасы в долинах Енисея, Оби, Иртыша, Тобола и других крупных рек. Поскольку в отличие от Русской равнины сток западносибирских рек направлялся не в сторону южных морей, а в сторону периодически возникавших на их пути на севере ледниковых запруд, то к югу от края ледниковых щитов в эти эпохи неоднократно возникали обширные озерные водоемы, питавшиеся речным стоком Обского и Енисейского бассейнов и талыми ледниковыми водами, а избыток вод этих водоемов, уровень которых достигал $100-120$ м, сбрасывался через Тургайский прогиб, где была выработана глубокая эрозионная ложбина, на юг в район Аральского озера-моря.

Полезные ископаемые. Главное место среди минеральных ресурсов Западно-Сибирской плиты занимают многочисленные, в том числе крупные, месторождения нефти, газа и газоконденсата, дающие основную часть их добычи в России. Большинство промышленных скоплений нефти приурочено к ниже-среднеюрским и особенно верхнеюрским и неокомским, а газа — к апт-альбским и сеноманским отложениям. Известны нефтяные месторождения в выветрелых и трещиноватых породах верхней части погребенных выступов палеозойского фундамента,

а также в палеозойских чехлах срединных массивов и газовых — в надсеноманских отложениях верхнего мела самых северных районов плиты.

Крупные месторождения приурочены в основном к сводовым поднятиям, а внутри них — к более мелким брахиантиклинальным структурам в нижних и средних горизонтах плитного чехла. Главные нефтяные месторождения располагаются в центральной части плиты — в Среднем Приобье и Обь-Иртышском междуречье Нижневартовского (Самотлор), Сургутского сводов, сводов в Кеть-Вахской антеклизе, Мансийской синеклизе и пр.

Газовые месторождения размещены в основном на севере плиты в апт-сеноманских отложениях Надым-Тазовской синеклизы (гигантские Уренгойское, Ямбургское, Медвежье, Юбилейное месторождения), а также Ямало-Гыданской, Усть-Енисейской синеклиз и в юрских отложениях севера Зауральской зоны (Березовское и др.).

Месторождения бурых углей приурочены к лимническим верхнетриасовым отложениям погребенных грабенев Зауралья (Челябинский и др.) и аналогичным отложениям средней юры, в частности в Чулымской синеклизе (Ачинский бассейн), где мощные (до 50—80 м) субгоризонтальные пласты бурых углей разрабатываются открытым способом. Осадочные железные руды (бурые железняки, лептохлориты, сидериты) присутствуют в титон-валанжинских, верхнемеловых и палеоцено-эоценовых отложениях на западной, южной и юго-восточной окраинах плиты. Наиболее значительные месторождения приурочены к коньяк-кампанскому отложениям Колпашевского района в Приобье. Осадочные месторождения марганца заключены в прибрежных палеоценовых отложениях Зауралья (Полуночное, Ивдельское), месторождения бокситов и огнеупорных каолиновых глин — в апт-сеноманских отложениях западной и юго-восточной окраины плиты. С артезианскими бассейнами глубоких впадин в чехле плиты связаны огромные ресурсы термальных вод.

САЛАИРО-КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКАЯ АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Алтае-Саянская складчатая область расположена на северо-восточном фланге Урало-Монгольского пояса и занимает южные гористые районы Западной и Средней Сибири. На северо-востоке она граничит по Главному Восточно-Саянскому разлому с Енисейско-Присаянской метаплатформенной областью, а на юго-западе по Восточно-Чингизскому разлому со складчатой областью Казахского нагорья. На северо-западе ее складчатые структуры скрываются под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты, а на юго-востоке уходят за границы России в пределы Монголии и Северного Китая. В Алтае-Саянской области сложно сочетаются разновозрастные складчатые сооружения — добайкальские срединные массивы, салаирские (на северо-востоке), каледонские (в средней части), ранне- и позднегерцинские (на западе и юго-западе) складчатые системы самых различных простираний, а также наложенные сингерцинские впадины и прогибы.

Подобно Тянь-Шаню Алтае-Саянская область подверглась в позднем кайнозое тектонической активизации и приобрела современный горный рельеф. Орографически она представляет комбинацию высокогорных (до 2,5—4,5 км) хребтов и нагорий на востоке и юго-востоке (Хамар-Дабан, Восточный Саян, Западный Саян, Сангиленское нагорье, Танну-Ола, Горный Алтай) и средне- и низкогорных (от 0,5 до

2 км) хребтов на севере и западе (Батёневский кряж, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Салаирский кряж, хребты Рудного и Южного Алтая, Қалба, Саур и др.) с межгорными котловинами (Северо- и Южно-Минусинские, Тоджинская, Тувинская, Убсунурская, Кузнецкая, Чуйская, Зайсанская и др.). Эта горная область дренируется водами крупнейших рек Западной Сибири — Енисея, Оби, с ее истоками Бия и Катунь и притоком Томь, и Иртыша, вытекающего из оз. Зайсан.

В XVIII в. на Алтае возникли первые рудники и были созданы одни из первых в России горные училища. В середине XIX в. Н. А. Чихачев и Г. Е. Шуровский опубликовали первые описания геологии и рудных месторождений Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау. В начале XX в. В. А. Обручев изучал геологию ряда районов Алтае-Саянской области и организовал первую в Сибири высшую геологическую школу — горный факультет Томского политехнического института. Большой вклад в познание геологии этого региона в послеоктябрьский период внесли ее выдающиеся питомцы М. А. Усов, Ю. А. и В. А. Кузнецовы, К. В. Радугин, а также С. В. Обручев, В. П. Нехорошев, В. И. Яворский, И. В. Лучицкий, Н. Л. Добрецов и др.

Тектоническая структура (рис. 58). В тектоническом строении Алтае-Саянской области выделяются две главные подобласти — восточная, Кузнецко-Саяно-Тувинская, где собственно геосинклинальное развитие завершилось не позднее раннего палеозоя или силура (добайкальские и досалаирские массивы, байкалиды, частично испытавшие регенерацию в салаирском цикле, салаириды и каледониды), и западная, Салаиро-Алтае-Иртышская, где оно продолжалось в среднем, а местами даже в позднем палеозое (салаириды и каледониды, пережившие регенерацию геосинклинального режима в герцинском цикле, ранние и поздние герциниды, позднегерцинские краевые прогибы).

Основными структурными элементами Кузнецко-Саяно-Тувинской салаиро-каледонской подобласти являются: 1) Тувино-Северомонгольский остаточный срединный массив, 2) Кузнецко-Восточносаянская салаирская складчатая система с наложенными сингерцинскими впадинами и 3) Западносаянско-Тувинская каледонская складчатая система с унаследованными и наложенными сингерцинскими впадинами.

Тувино-Северомонгольский срединный массив граничит на северо-востоке с Енисейско-Присаянской метаплатформенной областью, на северо-западе — с каледонидами Западного Саяна и Тувы, а на юге — с салаиридами Джидино-Селенгинской зоны и Северной Монголии. Его фундамент сложен метаплатформенными образованиями архея (?), нижнего протерозоя и отчасти нижнего-среднего рифея, прорванными раннепалеозойскими гранитоидами, а чехол — слабометаморфизованными терригенно-вулканогенными отложениями верхнего рифея и карбонатными — венда и кембрия; на территории Монголии они выполняют долготно вытянутый Дархат-Хубсугульский грабенообразный прогиб, который в салаирскую эпоху подвергся некоторому сжатию и приобрел пологоскладчатую структуру. На ряде его участков присутствуют плиоцен-четвертичные базальтовые покровы и грабенообразные впадины, принадлежащие юго-западному окончанию Байкальской рифтовой системы (Тункинская в России, Хубсугульская и Дархатская в Монголии).

Северную часть подобласти занимает *Кузнецко-Восточносаянская салаирская складчатая система*, граничащая на северо-востоке с Енисейско-Присаянской метаплатформенной областью, на юге — с каледонидами Западного Саяна, а на западе — с Кузнецким краевым про-

гибом и Ануйско-Чуйским синклинием Салаиро-Алтае-Иртышской герцинской подобласти. Для Кузнецко-Востоносаянской системы характерно присутствие выступов досалаирского (архейского и протерозойского) метаморфического фундамента, салаирского (верхнерифейско-кембрийского) геосинклинального интенсивно деформированного комплекса и несогласно залегающего девонско-пермского постгеосинклинального комплекса, выполняющего, как и в Казахском нагорье, ряд наложенных сингерцинских впадин. В структуре Кузнецко-Востоносаянской системы различают 4 главных элемента: 1) Восточно-Саянское байкальское складчатое сооружение («Протеросаян»), переработанное в салаирском цикле; 2) примыкающая к нему с юго-запада Казыр-Кизирская салаирская складчатая зона («Кембросаян»); 3) Кузнецко-Катунское салаирское складчатое сооружение с сингерцинским Уйменско-Лебедским прогибом; 4) разделяющие салаирские складчатые зоны наложенные сингерцинские Минусинские впадины.

Восточно-Саянское складчатое сооружение ограничено с северо-востока одноименным прямолинейным глубинным разломом. С северной части сооружения расположен горстообразный Верхнеканский выступ глубокометаморфизованных пород архея или нижнего протерозоя. К югу от него простирается Дербинский антиклинорий, сложенный сильномятыми и прорванными телами гранитоидов метаморфизованными образованиями нижнего — низов верхнего протерозоя. Формирование его складчатой структуры началось в исседонскую и завершилось в салаирскую эпоху. Между западными частями Дербинского антиклинория и Верхнеканского горста расположен небольшой Манский синклиний, выполненный смятыми в брахиморфные, коробчатые складки отложениями верхнего рифея, венда и нижнего кембрия. Он возник в среднем-позднем кембрии на месте остаточного байкало-салаирского миеосинклинального прогиба. Казыр-Кизирская складчатая зона представляет восточную часть системы дугообразных салаирских структур, западная часть которой выражена Кузнецко-Катунским сооружением, а средняя погребена под Минусинскими впадинами. Она сложена формационно изменчивыми вулканогенно-кремнистыми и карбонатными образованиями венда—среднего кембрия, смятыми в интенсивно сжатые, осложненные многочисленными надвигами субширотные складки и прорванными батолитами кембрийских гранитоидов и девонских спилитов.

Субмеридиональное Кузнецко-Катунское салаирское складчатое сооружение протягивается, несколько изгибаясь и постепенно сужаясь к югу, от южного края Западно-Сибирской плиты через хр. Кузнецкий Алатау и Горную Шорию до истоков р. Катунь. На востоке оно граничит с Минусинскими впадинами и западной частью Западно-Саянской каледонской системы, на западе — с Кузнецким краевым прогибом и Ануйско-Чуйской зоной герцинской подобласти. К осложненному разломами западному флангу сооружения приурочены выступы дорифейского основания и многочисленные выходы пород верхнерифейско-вендской офиолитовой ассоциации. Основную роль в сложении этого сооружения, как и Казыр-Кизирской зоны, играют латерально-изменчивые вендские и ниже-среднекембрийские кремнисто-вулканогенные и осадочные толщи, прорванные несколькими генерациями раннепалеозойских гранитоидов и девонскими щелочными массивами. Строение южной части Кузнецко-Катунского сооружения осложняет Уйменско-Лебедский каледоно-герцинский синклиний, выполненный молассоидными толщами ордовика и силура и трансгрессивно залегающими терригенно-вулканогенными образованиями трех отделов девона.

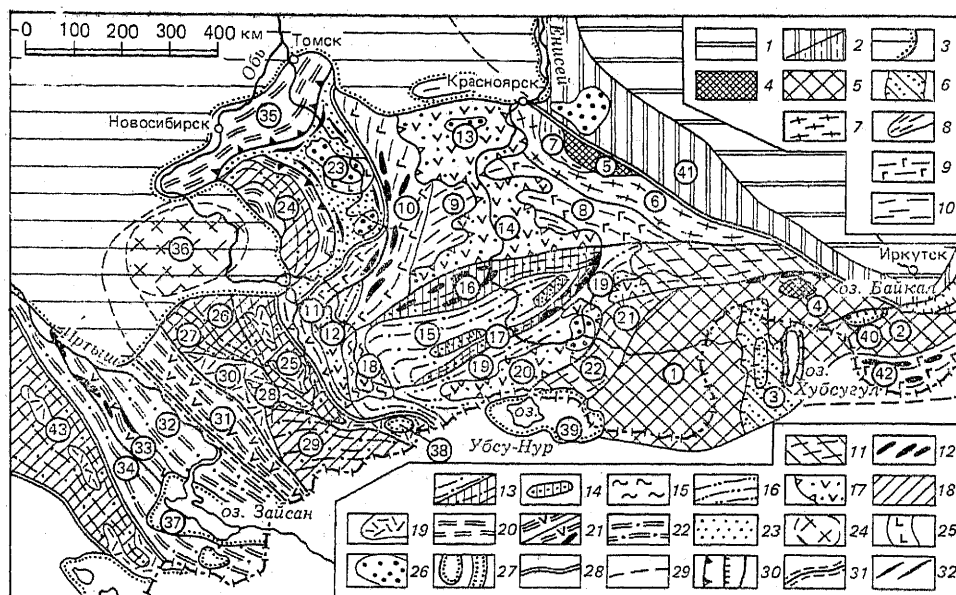


Рис. 58. Схема тектонического строения Алтае-Саянской складчатой области: 1 — Сибирская древняя платформа; 2 — складчатое основание Присяно-Енисейской и Байкальской метаплатформенных областей; 3 — мезокайнозойский осадочный чехол Западно-Сибирской плиты; 4—24 — Алтае-Саянская складчатая область: 4—17 — Кузнецко-Саянско-Тувинская салаирско-каледонская подобласть: 4 — выступы архейского метаморфического фундамента Тувино-Северомонгольского срединного массива, 6 — наложенные на него позднерифейско-кембрийские грабенообразные (палеорифтовые) впадины, 7 — исследованно-байкальские складчатые зоны, 8 — остаточные салаирские прогибы, 9 — салаирские эвгеосинклинальные складчатые зоны, 10 — то же, миогеосинклинальные, 11 — салаирские складчатые зоны, наложенные на северо-западный край срединного массива, 12 — выходы позднерифейско-вендского офиолитового комплекса в салаиридах и каледонидах и среднепалеозойского в герцинниках, 13 — каледонские геосинклинальные складчатые системы и их относительно приподнятые краевые зоны, 14 — остаточные позднесилурийско-девонские впадины в каледонидах, 15 — метаморфические комплексы неясного возраста в каледонидах, 16 — регенерированные ордовикско-силурийские (синкаледонские) прогибы в салаиридах, 17 — наложенные и унаследованные девонско-пермские (сингерцинские) впадины с вулканогенно-терригенным выполнением; 18—24 — Салаиро-Алтайская герцинская подобласть: 18 — зоны раннегерцинской переработки каледонского и салаиро-каледонского основания, 19 — девонские вулканогенно-терригенные комплексы в этих зонах, 20 — раннегерцинские миогеосинклинальные складчатые зоны, 21 — раннегерцинские эвгеосинклинальные складчатые зоны, 22 — позднегерцинские геосинклинальные складчатые зоны, 23 — позднегерцинские краевые прогибы, 24 — погребенный Барнаульский срединный массив; 25 — раннетриасовые траппы и терригенные отложения Кузнецкого прогиба; 26 — впадины, выполненные юрскими лимническими толщами; 27 — наложенные впадины и грабены, выполненные позднекайнозойскими континентальными толщами; 28 — границы складчатых областей и систем; 29 — погребенные под чехлом продолжения границ тектонических зон; 30 — зоны смятия и расщепления; 31 — крупные разломы взбросо-надвигового, сдвигового типа и без подразделения; 32 — складчатые структуры.

Цифрами в кружках обозначены: 1 — Сангиленская глыба Тувино-Северомонгольского массива; 2 — Хамар-Дабанское поднятие того же массива; 3 — Дархат-Хубсугульская впадина; 4 — Горганская глыба; 5 — Верхнеканская глыба; 6 — Дербинский антиклинорий («Протеросаян»); 7 — Манский прогиб; 8 — Казыр-Кизирская зона («Кембросаян»); 9 — Батеневское поднятие; 10 — антиклинорий Кузнецкого Алатау; 11 — Катунский антиклинорий; 12 — Уйменско-Лебедский синклинорий; 13 — Северо-Минусинская впадина; 14 — Южно-Минусинская впадина; 15 — Западно-Саянский синклинорий; 16 — Джебашская зона; 17 — Куртушибинская зона; 18 — Чулымшанский антиклинорий; 19 — Хемчик-Систигхемский прогиб; 20 — Тувинская впадина; 21 — Тоджинская впадина; 22 — Таниуольская салаирская зо-

Среднюю часть Кузнецко-Востоносаянской системы занимают несогласно наложенные на салаирское складчатое основание Северо-Минусинская и Южно-Минусинская (Абаканская) сингерцинские впадины, полуразделенные поднятием Батеневского крыжа. Они заполнены очень мощными континентальными вулканогенными и терригенными образованиями девона и менее мощными существенно терригенными отложениями карбона и перми, смятыми в довольно пологие (кроме прибортовых и приразломных зон) брахиморфные, сундучные и гребневидные в поперечном сечении складки. Под внутренними частями Минусинских впадин, возможно, погребены небольшие остаточные срединные массивы салаирид.

Западносаянско-Тувинская каледонская складчатая система простирается в запад-юго-западном направлении между Кузнецко-Востоносаянской салаирской системой на севере и западе и Тувинско-Северомонгольским срединным массивом на юго-востоке. На востоке она постепенно выклинивается, а на западе круто поворачивается к юго-юго-востоку, сужается и уходит в пределы Монголии. В ее структуре различаются две продольные мегазоны. Северная мегазона выражена Западно-Саянским каледонским складчатым сооружением, возникшим на месте эвгеосинклинального прогиба, заложенного, по крайней мере частично, на коре океанического типа в позднем рифее — венде и развивавшегося до середины силура. Южная, Тувинская, мегазона образовалась на северо-западной окраине Тувинско-Северомонгольского массива, кора которого также подверглась в венде частичной деструкции, но сохранила континентальный характер. Геосинклинальное погружение в этой мегазоне, прерванное салаирской складчатостью перед поздним кембрием, возобновилось в позднем кембрии и завершилось в ее восточной части в середине силура, а в западной, после слабых силурийских складчатых деформаций, продолжалось в девоне и карбоне.

Западно-Саянское каледонское сооружение, ограниченное крупными зонами продольных разломов, состоит из двух узких краевых поднятий — Джебашского на севере и Куртушубинского на юге — и широкой внутренней синклинойной зоны. К краевым поднятиям, в основном сложенным вулканогенно-кремнистыми образованиями венды — среднего кембрия и обладающим сложной складчато-покровной структурой, приурочены многочисленные выходы верхнерифейско-вендской офиолитовой ассоциации. Внутренняя синклинойная зона выполнена мощным флишвидным терригенным комплексом верхнего кембрия — нижнего силура, смятым в линейные складки в середине силура, а в нескольких наложенных грабенообразных впадинах присутствуют пестроцветные молассы и наземные вулканы верхнего силура, девона и нижнего карбона. Сооружение Западного Саяна прорывают крупные тела силурийских и девонских гранитоидов. Южное продолжение этого сооружения выражено узким Шапшальским антиклинорием юго-юго-восточного простирания, в котором выступают метаморфиты недостаточно ясного возраста.

на; 23 — Кузнецкий краевой прогиб; 24 — антиклинорий Салаира; 25 — Ануйско-Чуйский синклинойный; 26—30 — мегантиклинорий Горного Алтая; 26 — Талицкий антиклинорий, 27 — Чарышский синклинойный, 28 — Теректинский блок, 29 — Холзунско-Чуйский антиклинорий, 30 — Коргонский грабен-синклинойный; 31 — зона Рудного Алтая; 32 — Калбинская зона; 33 — Чарская зона; 34 — Жарминско-Саурская зона; 35 — Томь-Колыванская зона; 36 — Барнаульский погребенный массив; 37 — Зайсанская впадина; 38 — Чуйская впадина; 39 — Убсунурская впадина; 40 — Тункинская впадина; 41 — Присяжно-Енисейская метаплатформенная область; 42 — Джидинский синклинойный; 43 — Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий

В строении Тувинской складчатой мегазоны выделяются две главные продольные зоны — юго-восточная Таннуольская и северо-западная Северо-Тувинская (рис. 59). Примыкающая к Тувино-Северомонгольскому массиву Таннуольская салаирская складчатая зона сложена несогласно налегающими на доверхнерифейский метаморфический фундамент осадочными и вулканогенными толщами верхнего рифея — среднего кембрия, смятыми в складки перед поздним кембрием и прованными крупными батолитами салаирских гранитоидов. На денудированную поверхность салаирского складчатого комплекса наложен ряд мелких впадин (Тоджинская и др.), выполненных наземными вулканитами и красноцветными молассами девона.

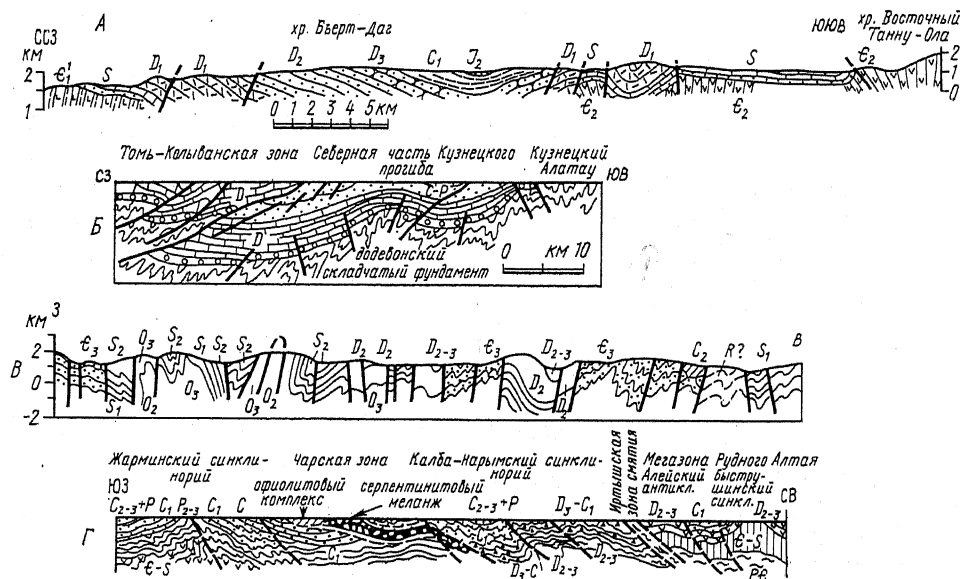


Рис. 59. Геологические разрезы Алтае-Саянской области: А — через центральную часть Тувинского прогиба (по Н. С. Зайцеву); Б — через северную часть Кузнецкого прогиба и Томь-Колыванскую зону (по А. В. Юзвицкому); В — через Ануйско-Чуйский синклиниорий (по В. И. Тихонову); Г — через Иртыш-Зайсанскую складчатую систему и мегазону Рудного Алтая (по А. А. Абдулину)

В Северо-Тувинской зоне, в отличие от Таннуольской, после салаирской эпохи складчатости возродился миогеосинклинальный Тувинский (или Хемчик-Систегемский) прогиб, заполнявшийся мощными терригенными отложениями верхнего кембрия, ордовика и силура. Развитие его северо-восточной части завершилось в середине или конце силура каледонскими складчатыми деформациями и поднятием, после чего в девоне здесь образовалось несколько мелких наложенных впадин. В юго-западной части Тувинского прогиба каледонская складчатость интенсивно проявилась лишь на его северном фланге, а на южном фланге после кратковременного поднятия в начале девона возобновилось погружение и накопились мощные толщи континентальных эффузивно-терригенных образований нижнего девона — эйфеля, терригенных — живета — нижнего-верхнего девона и туфогенно-терригенных — карбона. Они выполняют унаследованную от каледонского Тувинского прогиба, но несколько смещенную к югу Тувинскую герцинскую впадину (брахисинклиниорий) с простой внутренней брахисклад-

чатой структурой. Главные деформации в Тувинской впадине произошли в перми или триасе, так как юрские угленосные отложения в ее восточной части (Кызыльской впадине) залегают на породах карбона и девона с резким несогласием.

Салаиро-Алтае-Иртышская подобласть объединяет тектонические зоны, в которых геосинклинальный процесс завершился в герцинском цикле, т. е. в конце среднего или позднем палеозое. Она объединяет следующие главные тектонические зоны и системы (с востока на запад): 1) Кузнецкий герцинский краевой прогиб; 2) Салаиро-Ануйско-Чуйскую складчатую систему с полициклическим (салаиро-каледоно-раннегерцинским) геосинклинальным развитием; 3) каледоно-раннегерцинскую складчатую систему Горного Алтая; 4) Иртыш-Зайсанскую герцинскую складчатую систему — с Рудноалтайской раннегерцинской и Зайсанской позднегерцинской мегазонами; 5) Томь-Кольванскую герцинскую складчатую зону, по-видимому, представляющую обнаженный фрагмент восточной из ветвей, на которые Иртышская система разделяется под чехлом Западно-Сибирской плиты:

Кузнецкий краевой прогиб (Кузнецкий бассейн) граничит на востоке и юго-востоке с салаиридами Кузнецкого Алатау и Горной Шории, а на западе и северо-западе — с салаиро-герцинским антиклинорием Салаирского кряжа и герцинидами Томь-Кольванской зоны. Прогиб выполнен вулканогенно-терригенными образованиями девона на востоке и терригенно-карбонатными на западе, мощными, в основном континентальными терригенными угленосными отложениями карбона и перми, континентальными вулканогенно-терригенными образованиями нижнего триаса и слабо несогласно залегающими лимническими отложениями юры. В основании прогиба, возможно, погребен жесткий блок досалаирского (докембрийского) метаморфического фундамента. Вблизи надвинутых на Кузнецкий прогиб с запада и севера герцинид Салаира и Томь-Кольванской зоны выполняющий его карбон-пермский угленосный комплекс смят в сильно сжатые дугообразные складки, осложненные взбросами и надвигами, а в центральной и восточной его частях он образует лишь пологие гребневидные брахискладки. Основные деформации произошли в прогибе после раннего триаса, но до юры, т. е. являются позднегерцинскими или, может быть, раннекембрийскими.

Складчато-надвиговое сооружение *Салаирского кряжа* имеет форму выпуклой к востоку дуги, граничащей на западе, под чехлом Западно-Сибирской плиты, с погребенным Барнаульским срединным массивом. В основании разреза Салаира выступают довендские (?) метаморфические образования и вендско-среднекембрийская спилит-кераатофиловая формация, к низам которой приурочены выходы пород офиолитовой ассоциации — гипербазитов и габброидов. Несогласное залегание терригенной флишовой толщи верхнего кембрия—ордовика фиксирует проявление салаирской фазы складчатости, впервые установленной на Салаире. Выше также несогласно залегают терригенно-карбонатные отложения силура — нижнего девона, черносланцевые — среднего-верхнего девона и вновь терригенно-карбонатные — нижнего карбона, которые были смяты в скошенные к востоку, осложненные надвигами линейные складки и в целом надвинуты в самом начале мезозоя на Кузнецкий краевой прогиб. Сравнительно небольшую роль играют в структуре Салаира каледонские и герцинские диориты и гранитоиды.

Таким образом, Салаирская зона развивалась до среднего кембрия как прогиб эвгеосинклинального, а с позднего кембрия до кар-

бона — миогеосинклинального типа. Его погружение дважды прерывалось фазами сжатия и поднятия — салаирской (перед поздним кембрием) и раннекаледонской или таконской (перед силуром), но завершилось лишь в герцинском цикле.

Южным продолжением сооружения Салаирского кряжа, по-видимому, является *Ануйско-Чуйский синклинорий*, граничащий на северо-востоке с салаиридами южной части Кузнецко-Катунского сооружения, а на юго-западе — с каледонидами Горного Алтая. В строении Ануйско-Чуйского синклинория участвуют два структурных этажа — каледонский и раннегерцинский. Каледонский этаж сложен терригенными флишоидными отложениями верхнего кембрия — нижнего ордовика и терригенно-карбонатными — среднего ордовика — силура, смяты в узкие линейные складки. На них несогласно налегают образования раннегерцинского этапа — мощные вулканогенные, чернослапцевые и моласоидные толщи среднего и верхнего девона. В целом они смяты в менее сжатые, чем в каледонском этапе, брахиморфные складки, прорванные массивами каменноугольных гранитоидов. В юго-восточной части зоны находится небольшая наложенная Чуйская впадина, заполненная неоген-четвертичными континентальными отложениями.

Мегантиклинорий Горного Алтая представляет собой каледонское сооружение, испытавшее в начале герцинского цикла регенерацию и переработанное наложенными грабен-синклинорийными прогибами, выполненными вулканогенными и терригенными толщами среднего и верхнего девона. На юго-западе мегантиклинорий граничит с ранними герцинидами зоны Рудного Алтая. В его строении участвуют сложнодислоцированные верхнедокембрийские (?) метаморфические образования, выступающие в Теректинском горсте в центре мегантиклинория, вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи венда — среднего кембрия и терригенные — верхнего кембрия — нижнего силура, а также пестроцветные грубообломочные отложения верхнего силура, выполняющие отдельные наложенные прогибы. Складчатая структура Горного Алтая была создана в основном в позднем силуре — начале девона позднекаледонскими деформациями, сопровождавшимися внедрением гранитоидов. Ее главными элементами являются обширный Холзунско-Чуйский антиклинорий со складками широтного простирания в юго-восточной части мегантиклинория и Талицкий антиклинорий и Чарышский синклинорий в его северо-западной части.

К числу раннегерцинских наложенных структур, выполненных девонскими образованиями, относятся Коргонский грабен-синклинорий, косо пересекающий средний участок сооружения Горного Алтая к северу от Теректинского горста, а также ряд других более мелких девонских грабенов, грабен-синклиналей и мульд. Каледонский структурный этаж и девонские впадины Горного Алтая прорываются батолитами ранне- и позднегерцинских (карбонových и пермских) гранитоидов. На северо-западе Горноалтайское сооружение погружается под кайнозойский чехол Кулундинской впадины Западно-Сибирской плиты. Скрытый под ним Барнаульский массив, по-видимому, служит расширенным и приподнятым продолжением Талицкого антиклинория.

В целом Горноалтайский мегантиклинорий как позднекаледонское складчатое сооружение, регенерированное в девоне и ограниченное с двух сторон глубокими герцинскими прогибами, по структуре и истории развития напоминает параллельный ему Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий Казахского нагорья.

Между каледоно-герцинскими сооружениями Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатая простирается в северо-западном направлении широкая *Иртыш-Зайсанская герцинская складчатая система*. В ней различаются две мегазоны — северо-восточная раннегерцинская Рудноалтайская, наложенная в девоне на каледонский фундамент, и юго-западная позднегерцинская Зайсанская, в которой додевонское основание почти не обнажается.

Мегазона Рудного Алтая, играющая роль промежуточной ступени между Горноалтайской и Иртыш-Зайсанской, ограничена почти прямолинейными зонами смятия, рассланцевания, динамотермального метаморфизма и сдвиговых деформаций — Северо-Восточной и Иртышской. В структуре Рудного Алтая участвуют два этажа — каледонский, сложенный сильносмятыми и метаморфизованными отложениями ордовика и силура (?), прорванными батолитами додевонских гранитоидов, и несогласно залегающий герцинский, сложенный вулканогенными и терригенными образованиями от среднего девона до нижней перми. В свою очередь в этом этаже различаются разделенные перерывами и несогласиями эйфельский (тельбеский) и живетско-раннекарбонный (саурский) структурный подэтажи, породы которых смяты в умеренно сжатые брахискладки, а также среднекаменноугольно-нижнепермский, выполняющий небольшие наложенные мульды. Герцинский этаж прорывают батолиты гранитоидов среднедевонского, каменноугольного и пермского комплексов.

Зайсанская позднегерцинская мегазона занимает осевое положение в строении средней части Урало-Монгольского пояса. Она представляет широкий мегасинклинорий, выполненный мощными вулканогенно-осадочными толщами девона, карбона и перми. Он складывается из Калбинской (на северо-востоке) и Жарминской (на юго-западе) синклинорных зон, разделенных узкой, пришовной Чарской антиклинорной зоной.

Асимметричный *Калбинский синклинорий* сложен мощными терригенными отложениями среднего девона — среднего карбона, смятыми в опрокинутые на юго-запад, нарушенные надвигами линейные складки. Их формирование началось в раннем карбоне (в саурскую фазу) и завершилось в перми, когда Калбинская зона была прорвана крупными батолитами гранитоидов.

Чарская зона сложена основными вулканитами, кремнистыми, рифогенными, олистостромовыми и терригенными толщами от верхнего силура до среднего девона. Кроме того, к ней приурочены выходы пород офиолитовой ассоциации досреднедевонского возраста, образующих полого падающую на северо-восток тектоническую пластину. Эта зона, по-видимому, развивалась на коре океанического типа, возникшей в результате раздвига в начале среднего палеозоя, а в дальнейшем начиная со среднего девона испытывала сильное сжатие.

Жарминская зона образовалась на северо-восточном крыле Чингиз-Тарбагатая сооружения как прогиб, выполненный терригенно-вулканогенными толщами среднего девона — нижнего карбона, а также несогласно залегающими молассами и наземными вулканитами среднего карбона — нижней перми, а на некоторых участках — также верхней перми — нижнего триаса. Ее складчатая синклинорная структура возникла в раннем карбоне (в саурскую фазу), а в позднем палеозое и триасе была осложнена наложенными брахискладками. В Кендерлыкской мульде (юго-восточнее оз. Зайсан) погружение возобновлялось в юре и мелу. В кайнозое в Иртыш-Зайсанской мегазоне

образовалась обширная Зайсанская впадина, к которой приурочено проточное оз. Зайсан.

Томь-Колыванская складчатая зона представляет обнаженный участок полупогребенной Колпашевской герцинской складчатой системы, ответвляющейся под чехлом Западно-Сибирской плиты от северо-западного продолжения Иртыш-Зайсанской системы. Эта зона в основном сложена карбонатно-терригенными отложениями среднего девона — нижнего карбона, смятыми в конце палеозоя в дугообразные линейные складки, прорванные местами телами гранитоидов, и надвинута по пологому Томскому надвигу на северную часть Кузнецкого краевого прогиба.

Позднекайнозойская тектоническая активизация (дейтероорозез) в Алтае-Саянской области проявилась в интенсивных сводовоглыбовых поднятиях Восточного и Западного Саяна, Сангилены, Горного Алтая и более слабых поднятиях других хребтов, а также в формировании Зайсанской, Чуйской, Убсунурской, Тункинской впадин, заполненных континентальными отложениями мощностью до 1—3 км, и подновлении ряда герцинских впадин. Эти процессы отличались от аналогичных новейших деформаций в Тянь-Шане меньшим масштабом и контрастностью.

Мощность земной коры, повсеместно имеющей в Алтае-Саянской области континентальный характер, в целом возрастает к юго-востоку от 45 до 55 км. Гравитационное поле в редукции Буге отмечено господством отрицательных значений аномалий, на фоне которых выделяются локальные максимумы и минимумы, связанные с особенностями тектонического строения. С ними коррелируются и аномалии геомагнитного поля, в частности геомагнитные максимумы приурочиваются к погребенным и приподнятым блокам докембрийского фундамента, офиолитовым зонам и пр. Геотермический режим характеризуется средними величинами плотности теплового потока (от 40 до 50 мВт/м²), на фоне которых повышенными (до 55 мВт/м² и более) значениями выделяются Кузнецкий прогиб и Минусинские впадины. В связи с новейшей активизацией Алтае-Саянская область обладает повышенной сейсмической активностью и попадает на карте сейсмораионирования в пределы 6-балльной зоны, а ее южные и юго-восточные районы — в 7- и 8-балльную зоны.

Стратиграфические комплексы, магматизм и этапы развития. В геосинклинальном развитии Алтае-Саянской области различаются три главных мезаэтапа: 1) допозднекайнозойский, предшествующий заложению в ее пределах геосинклинальных систем Урало-Монгольского пояса; 2) позднекайнозойско-раннетриасовый, охватывающий время геосинклинального (или частично сингеосинклинального в зонах ранней консолидации) развития этого пояса; 3) мезокайнозойский постгеосинклинальный мезаэтап (включая позднекайнозойскую стадию активизации).

Представления о развитии Алтае-Саянской области на протяжении архея и большей части протерозоя недостаточно ясны в связи с фрагментарностью выходов древних метаморфических комплексов и спорностью возраста многих из них. Древнейшие из них, представленные биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами с реликтами парагенезов гранулитовой фации и условно относимые к архею — низам протерозоя, известны в Верхнеканской глыбе Восточного Саяна (Протеросаяна) и на некоторых участках Тувино-Северомонгольского срединного массива.

В Дербинском антиклинории Восточного Саяна распространена мощная (6—8 км) серия нижнепротерозойских вулканогенно-осадоч-

ных образований, метаморфизованных в амфиболитовой фации (орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и др.), а также метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочные толщи нижнего-среднего рифея (метапесчаники, кварциты, филлиты, железистокремнистые сланцы, мраморизованные известняки, порфири-тоиды и порфирионды), подвергшиеся смятию и гранитизации до позднего рифея (в исседонскую эпоху). В Сангиленском нагорье на Тувино-Северомонгольском массиве нижний протерозой почти целиком выражен метаморфизованными в амфиболитовой фации мощными терригенными и карбонатными отложениями (сланцы и высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, кварциты, в том числе железистые, метаконгломераты, мраморы), а нижний и средний рифей — менее метаморфизованными толщами серицитовых и хлоритовых сланцев, углистых кварцитов, метапесчаников, мраморизованных известняков, доломитов, метавулканитов. Выступы достоверно или предположительно доверхнерифейских метаморфических образований имеются также в салаиридах Кембросаяна и Кузнецкого Алатау, в каледонидах западной части Западного Саяна и Теректинском горсте Горного Алтая и в других районах.

В целом можно предполагать широкое распространение в пределах Алтае-Саянской области протогеосинклинальных систем, заложенных, по крайней мере в ее восточной части, на архейском сиалическом фундаменте в раннем протерозое и завершивших свое длительное, многофазное развитие и испытавших временную консолидацию в конце среднего рифея (в эпоху исседонской складчатости и гранитизации).

Таким образом, сформировалось метаморфическое континентальное основание, на котором в позднем рифее началось заложение структур Урало-Монгольского подвижного пояса. В геосинклинальном (частично сингеосинклинальном) мегаэтапе его развития, продолжавшемся до раннего триаса, можно выделить либо три главных этапа («цикла»), завершившихся соответственно салаирской (перед поздним кембрием), каледонской (в середине или конце силура) и герцинской эпохами деформаций и гранитоидного магматизма (в конце раннего карбона, в позднем палеозое или начале мезозоя), либо, считая за главный показатель начала нового цикла деструкцию ранее сформированной коры, два главных этапа («цикла») — салаиро-каледонский и герцинский, сопоставимые с таковыми Казахского нагорья и Тянь-Шаня.

Комплекс осадочных, вулканических и плутонических образований верхнего рифея, венда, нижнего и среднего кембрия отвечает различным стадиям салаирского цикла (подцикла) — от раздробления, растяжения и раздвигания блоков фундамента и заложения эв-, мио- и пригеосинклинальных прогибов (на краях древних массивов) до их замыкания. В отличие от Урала, Казахстана и Тянь-Шаня, деструкция континентального фундамента в Алтае-Саянской области произошла очень быстро — в позднем рифее — венде, и рифтогенные образования стадии заложения геосинклинальных прогибов в ней почти не сохранились. Эта деструкция проявилась в разных зонах Алтае-Саянской области с разной интенсивностью. В наибольшей мере она затронула ее северо-восточную окраину — зону Протеросаяна, где развивался авулканичный Манский прогиб, заполнявшийся красноцветной молассоидной толщей венда и карбонатной толщей нижнего-среднего кембрия (общей мощностью до 5 км), а также гипотетический небольшой срединный массив в районе Батеневского кряжа и в основании Минусинских впадин, где в венде — среднем кембрии нако-

пились толщи мелководных известняков и доломитов с прослоями фосфатокремнистых пород в низах (3—4 км).

Несколько большую деструкцию испытала разбитая разломами континентальная кора Таннуольской зоны на северо-западном краю Тувино-Северомонгольского массива. Здесь образовались толщи базальт-андезит-липаритовых вулканитов, а также известняков венда — нижнего кембрия и вышележащие олистостромовые, кремнистые и терригенные толщи нижнего-среднего кембрия. Во внутренней части этого обширного массива возник рифтоподобный Дархат-Хубсугульский прогиб, выполненный верхнерифейской молассовой серией с подчиненными ей субщелочными вулканитами контрастного базальт-липаритового состава и серией доломитов с пластовыми залежами фосфоритов венда и известняков нижнего-среднего кембрия.

Еще больше раздроблена, утоньшена и местами расчленена узкими раздвигами континентальная кора в пределах Кембросаяна, Кузнецко-Катунской зоны, Салаира и некоторых зон Горного Алтая. Здесь образовалась спилит-кератофировая формация венда — нижнего кембрия (3—4 км), перекрытая кремнисто-карбонатной формацией нижнего-среднего кембрия (5—6 км).

Наконец, в ряде зон на юго-востоке Восточного Саяна, на флангах сооружения Западного Саяна, в Кузнецком Алатау, Салаире и Горном Алтае континентальная кора в результате раздвигов была полностью разрушена и возникли «рвы» с корой океанического типа, а по мнению некоторых исследователей — даже относительно широкие океаноподобные бассейны. Здесь к верхнему рифею—венду относятся многочисленные тела альпинотипных ультрабазитов, габброидов, являвшихся меланократовым основанием для мощных венд-раннекембрийских толщ спилит-диабазовых подушечных лав, с подчиненными им прослоями и линзами яшм, фтанитов и карбонатных пород. Кверху диабаз-спилитовая формация обычно сменяется кремнисто-терригенно-туффитовой формацией нижнего-среднего кембрия.

Растяжение коры в салаирских эв- и миогеосинклинальных прогибах и на срединных массивах на протяжении раннего-среднего кембрия постепенно ослабевало, стало сочетаться с проявлениями сжатия, а на рубеже среднего и позднего кембрия сменилось общим сильным горизонтальным сжатием. Раздвиговые пояса с океанической корой были «раздавлены», превратились в зоны развития офиолитовой ассоциации и серпентинитового меланжа и возникли интенсивные складчатонадвиговые и покровные структуры салаирид, прорванные телами кембрийских гранодиоритов, плагиогранитов и калиевых гранитов. Деформации и поднятия салаирской эпохи проявились и в некоторых прогибах, продолжавших свое развитие до конца каледонского (Западный Саян) и даже в герцинском цикле (Салаир).

Начало собственно каледонского подцикла, охватывающего поздний кембрий, ордовик и силур, было ознаменовано возобновлением погружений (Тувинский, Уйменско-Лебедский прогибы, Салаир), а в тех зонах, где салаирские деформации не имели места, — резкой сменой типа отложений с вулканогенно-кремнисто-туффито-карбонатных на существенно терригенные отложения флишoidalного (в верхнем кембрии — нижнем силуре) и молассoidalного (в верхнем силуре, а местами с ордовика) типов. Обилие терригенного материала было обусловлено резким возрастанием площади зон поднятия и размыва после салаирской эпохи, а почти полная авулканичность отложений — относительным охлаждением верхней части мантии и отсутствием значительных проявлений растяжения в ордовике и силуре.

Во внутренних зонах Западного Саяна верхний кембрий, ордовик и нижний силур слагают мощную (более 10 км) зеленоцветную песчано-сланцевую флишоидную серию, в середине силура смятую и прованную телами гранитоидов, а несогласно налегающие на нее в отдельных мульдах толщи верхнего силура и девона выражены пестроцветными молассаами с подчиненными им кислыми и средними вулканитами.

В возродившемся после салаирских деформаций Северо-Тувинском прогибе разрез верхнего кембрия—силура отличается от Западно-Саянского преобладанием более грубообломочных (песчаники с прослоями конгломератов) морских отложений молассоидного и типично молассового типа общей мощностью до 5—8 км. В зоне Салаирского кряжа на спилит-кератофировую формацию нижнего-среднего кембрия несогласно налегают терригенные и карбонатные отложения верхнего кембрия (1 км), а на них, также несогласно — терригенные, с прослоями известняков и вулканитов среднего и кислого состава толщи ордовика (2 км) и трансгрессивно залегающего силура (до 3 км). Таким образом, в Салаире одноименная эпоха складчатости выражена двумя фазами — предпозднекембрийской и предордовикской. В различных зонах Горного Алтая вулканогенно-кремнисто-карбонатные отложения нижнего-среднего кембрия согласно перекрываются горноалтайской флишоидной терригенной серией верхнего кембрия — низов ордовика (до 5 км); выше следуют терригенные, с отдельными горизонтами порфиритов и известняков, толщи ордовика (до 3 км), а в синклиориях — также терригенно-карбонатные отложения силура (до 2 км).

В самой западной части области, в Чарской зоне, видимый разрез начинается с терригенно-кремнисто-карбонатной толщи верхнего силура.

Позднекаледонские деформации сжатия в середине и конце силура привели к формированию складчато-надвиго-покровной структуры Западного Саяна, Горного и Рудного Алтая и сопровождались в некоторых их зонах внедрением гранитоидов. Салаириды и каледониды в восточной части Алтае-Саянской области спаялись с досалаирскими массивами и складчатыми зонами в единый консолидированный и приподнятый мегаблок.

Герцинский этап развития в Алтае-Саянской области, как и в каледонидах Казахского нагорья, начался в раннем — начале среднего девона с повсеместной, хотя и неравномерной, деструкции континентальной коры. Ее раздробление и растяжение сопровождалось (или даже было вызвано) значительным прогревом верхней мантии и нижней части коры, приведшим к возникновению обширных магматических очагов. В восточной части Алтае-Саянской области, в пределах некоторых досалаирских массивов, салаирид и наложенных на них силурийских прогибов возник или обособился ряд ограниченных сбросами субизометричных и брахиморфных сингерцинских впадин (Минусинские, Тувинская, Тоджинская и др.), глубокое погружение которых сопровождалось в раннем девоне и эйфельском веке среднего девона мощными наземными извержениями базальтовых, андезитовых и трахиандезитовых лав (до 5—7 км в Минусинских впадинах) и становлением субщелочных и щелочных интрузий по их периферии. Наземные извержения вулканитов основного, среднего и кислого состава происходили также на отдельных участках Кембросаяна и Кузнецкого Алатау, а в живетском веке на западном краю последнего накопилась древнейшая в России угленосная толща. В живетском веке и позднем девоне Минусинские и Тувинская впадины заполнялись молассовой

красноцветной континентальной серией (до 3—5 км), терригенный материал которой сносился с окружавших их поднятий.

В отличие от этих впадин в Уйменско-Лебедском унаследованном прогибе слабо несогласно залегающие на ордовике и силуре отложения нижнего и среднего девона в основном представлены красноцветными континентальными обломочными образованиями, разделенными пачками глинисто-карбонатных пород, а в верхнем девоне присутствует мощная толща кислых вулканитов. Общая мощность девона, прорываемого телами гранитоидов, достигает в этом прогибе 7—10 км.

В более западной части Алтае-Саянской области (каледониды Горного и Рудного Алтая, Салаир и др.) в девоне произошла регенерация геосинклинальных прогибов, погружение которых продолжалось до конца девона или раннего карбона.

В отличие от восточной части области пароксизмы вулканической активности здесь были приурочены не к раннему и началу среднего, а к среднему и позднему девону. В Салаирской зоне нижний девон выражен чередованием мелко- и глубоководных известняков, средний девон — терригенно-карбонатными отложениями с горизонтами бокситов и основных и средних вулканитов, а верхний — песчано-глинистыми, в том числе черносланцевыми толщами общей мощностью 3—7 км. Южнее, в Ануйско-Чуйском прогибе, на породах ордовика и силура несогласно залегают континентальные и морские терригенные толщи с прослоями известняков нижнего — низов среднего девона. Вышележащие среднедевонские образования выражены преимущественно вулканитами основного, среднего и кислого состава, а верхнедевонские — песчано-сланцевыми морскими и континентальными толщами. Общая мощность девона — от 4 до 11 км.

В наложенных грабен-синклинориях Горного Алтая разрез девона начинается с несогласно залегающих терригенно-вулканогенных образований эйфельского яруса с лавами и пирокластолитами андезитового и липарито-дацитового состава. Выше следуют морские песчано-глинистые отложения с горизонтами известняков и туфов живетского и франского ярусов. Девон прорывают массивы позднепалеозойских гранитов. В мегазоне Рудного Алтая нижний девон развит ограниченно, а на большей части его площади на нижнем палеозое несогласно залегают эйфельские терригенные и карбонатные отложения и вулканогенные толщи кислого, реже основного состава (до 4 км). Выше с перерывом и несогласием, к которому приурочено становление тельбесского комплекса гранитоидов, залегают морские терригенные с прослоями известняков и вулканические основные, средние и кислые образования (2—4 км).

В Калбинской зоне разрез девона начинается с мелководных карбонатно-кремнисто-сланцевых толщ. В среднем девоне присутствуют лавы, туфы и туфобрекчии диабазовых порфиритов, а верхний девон выражен глубоководной черносланцевой толщей углисто-глинисто-кремнистых пород, алевролитов и песчаников (до 3 км). В Жарминской зоне средний и верхний девон сложен вулканитами базальтового состава, яшмами и терригенными отложениями (до 7 км).

В осевой Чарской зоне Иртыш-Зайсанской герцинской геосинклинальной системы в начале девона (?) произошел полный разрыв континентальной коры и образовался ров с корой океанического типа. Однако уже в среднем девоне растяжение в этой зоне сменилось сжатием и размывом. Начиная с эйфельского яруса наряду с толщами мелководных рифовых известняков, яшм, терригенных пород и вулканитов андезитового и базальтового состава в ней присутствуют оли-

стостромовые толщи с обломками, глыбами и пластинами из пород офиолитовой ассоциации, а конгломераты франского яруса непосредственно залегают на серпентиниты.

В Томь-Колыванской зоне средний девон, несогласно залегающий на нижнем палеозое, выражен вулканогенными толщами; они фациально замещаются и перекрываются терригенно-карбонатными отложениями верхнего девона. Отложения карбона и в значительно меньшей мере перми и нижнего триаса в салаиро-каледонской Кузнецко-Саяно-Тувинской подобласти приурочены к сингерцинским наложенным и унаследованным впадинам, а в герцинской Салаиро-Алтае-Иртышской — к завершавшим свое развитие герцинским геосинклинальным прогибам и Кузнецкому краевому прогибу. В Минусинских впадинах разрез карбона начинается с сероцветных мелководно-морских и континентальных терригенно-карбонатных отложений с горизонтами туффов турнейского и визейского ярусов (1—2 км). Выше залегают лимническая терригенная угленосная серия с десятками угольных пластов (0,5—1 км), принадлежащая верхам нижнего карбона, среднему, верхнему карбону, а в Южно-Минусинской впадине — и нижней перми. Аналогичные толщи выделяются в разрезе карбона Тувинской впадины и наложенных впадин в каледонидах Западного Саяна.

Наиболее мощным и полным разрезом карбона, перми и нижнего триаса обладает Кузнецкий краевой прогиб. На породах девона здесь согласно залегают мелководно-морская толща известняков и мергелей с подчиненными терригенными отложениями (0,5—1 км). Выше следует мощный (5—8 км), лимнопаралический терригенный угленосный комплекс, отвечающий по возрасту верхам нижнего карбона — верхней перми. В нем выделяются несколько серий песчано-алеврито-глинистых сероцветных угленосных отложений, заключающих более 80 угольных пластов мощностью до 10—20 м, которые разделены безугольными свитами. В чередовании пород в разрезе выявляется ритмичность нескольких порядков, отражающая многократные колебания обстановок накопления — от пролювиальных и аллювиально-дельтовых до болотных, озерных, а временами и мелководно-морских. По запасам углей Кузнецкий бассейн в несколько раз превосходит Донецкий, а пологое залегание угольных пластов в его внутренней части позволяет эксплуатировать их открытым способом или с помощью неглубоких шахт.

Угленосный комплекс согласно перекрывается безугольной континентальной терригенной толщей нижнего триаса (до 0,7 км). Она вмещает мощные силлы и дайки палеобазальтов, являющихся отзвуками грандиозного раннетриасового траппового магматизма на Сибирской платформе. Нижний карбон завершает разрез герцинид в Салаирской зоне, где он выражен толщей аргиллитов и известняков, и в Томь-Колыванской зоне, где он представлен флишоидными песчано-сланцевыми отложениями. Смятые в складки породы девона — нижнего карбона этой зоны прорываются телами позднепалеозойских гранитоидов.

В прогибах Рудного Алтая нижний карбон выражен толщами морских терригенных, с прослоями известняков отложений, которые чередуются и фациально замещаются кремнистыми и вулканогенными толщами кислого, среднего и основного состава (2—4 км). Во второй половине визе произошли складчатые деформации и поднятия саурской фазы, сопровождавшиеся становлением одноименного комплекса гранитоидов. Более молодые образования выполняют на Рудном Алтае небольшие наложенные впадины. К ним относятся несогласно залегающая континентальная толща терригенных пород, чередующихся с кис-

лыми лавами и туфами серпуховского яруса, среднего и верхнего (?) карбона, и отделенная от нее перерывом, несогласием и фазой внедрения гранитоидов змеиногорского комплекса близкая по составу толща верхов карбона — нижней перми. Ее накопление и деформации завершились становлением самого позднего в Иртыш-Зайсанской системе калбинского комплекса гранитоидов.

В Калбинской зоне к нижнему карбону относятся верхняя часть черносланцевой серии и сменяющие ее кверху флишоидные терригенно-туффитовые толщи мощностью более 4 км. В отдельных мульдах присутствуют несогласно залегающие толщи грубообломочных моласс с прослоями углей среднего-верхнего карбона и кислых наземных вулканитов верхнего карбона — нижней перми (до 2,5 км). Все образования Калбинской зоны прорваны гранитоидами калбинского комплекса.

В Чарской зоне на девон трансгрессивно налегают фациально изменчивые визейские образования: лавы и туфы, рифовые известняки, кремнистые, терригенные толщи и олистостромовые горизонты (1,5—3 км). К серпуховскому ярусу, среднему и верхнему карбону принадлежат несогласно залегающие континентальные грубообломочные молассы, потоки андезитобазальтов и олистостромы с пластинами пород серпентинитового меланжа (до 5 км).

В Жарминской зоне нижний карбон выражен мощными (более 5 км) толщами андезитовых лав и туфов, кремнистых и терригенных отложений, а средний и верхний карбон — выполняющими несколько наложенных впадин наземными вулканитами кислого и среднего состава (2—3 км). На юго-востоке зоны, в Кендерлыкской мульде, присутствуют пермские и нижнетриасовые молассовые континентальные толщи с прослоями горючих сланцев и углей, а на северо-западе, в горах Семейтау, к верхней перми — нижнему триасу относится одноименный контрастный субщелочной вулканоплутонический комплекс.

Первые, после раннедевонской деструкции континентальной коры, деформации сжатия (тельбесская фаза) имели место в среднем девоне в Рудном Алтае и Чарской зоне. В дальнейшем импульсы сжатия неоднократно повторялись, распространяясь на все большие территории герцинской подобласти. После саурской фазы сжатия в раннем карбоне, сыгравшей важную роль в формировании складчатой структуры Горного и Рудного Алтая, Салаирской и Томь-Кольванской зон, интенсивные погружения до конца перми — начала триаса продолжались в Кузнецком краевом прогибе и внутренних зонах Иртыш-Зайсанской геосинклинальной системы, где накапливались флишоидные, молассовые и вулканогенные толщи. В Чарской зоне до начала перми возобновлялся рост асимметричного приразломного линейного поднятия с офиолитовым ядром и его надвигание на Жарминскую зону. Импульсы сжатия в девоне, карбоне и перми сопровождалась становлением в разных зонах Алтая и Иртыш-Зайсанской системы нескольких генераций гранитоидов. Последняя фаза сжатия, завершившая формирование складчато-надвиговой структуры этой системы и зон сочленения Кузнецкого прогиба с Салаирским и Томь-Кольванским сооружениями, имела место в конце раннего триаса. Ей предшествовала в начале триаса фаза растяжения, о которой свидетельствует проявление траппового магматизма в Кузнецком прогибе.

Более слабые позднегерцинские деформации сжатия произошли в восточной части Алтае-Саянской области, где в сингерцинском чехле Минусинских, Тувинской и других впадин возникли брахиморфные и субизометричные в плане складчато-глыбовые структуры. Короблению подверглись и зоны обрамлявших эти впадины поднятий.

В среднем триасе Алтае-Саянская область вступила в постгеосин-клинальный мегаэтап развития, в целом отмеченный преобладанием слабых или умеренных дифференцированных поднятий и зон денудации. Дважды — в ранней-средней юре и позднем кайнозое — относительно спокойное развитие прерывалось эпохами тектонической активизации (дейтероорогенеза). В юрскую эпоху возобновлялось погружение в ряде депрессий, унаследованных от среднепалеозойских впадин — Кызыльской (в Тувинской впадине), Северо-Минусинской, Кузнецкой, Кендерлыкской. В них накопились континентальные нижне-среднеюрские терригенные толщи с пластами бурых углей мощностью до 1—2 км, а в Кендерлыкской мульде — также красноцветная толща мела.

Кайнозойская активизация проявилась в накоплении континентальных палеогеновых и главным образом неоген-четвертичных терригенных, преимущественно озерных и аллювиальных, а в верхах разреза — также ледниковых отложений мощностью до 1—3 км в ряде новообразованных наложенных впадин — Зайсанской, Чуйской, Убсунурской, Тункинской и других, в формировании средне- и высокогорного рельефа в зонах новейших сводово-глыбовых поднятий (Восточный и Западный Саян, Сангилен, Горный Алтай и др.), повышенной сейсмичности, а в самой восточной части Алтае-Саянской области, где новейшие деформации протекали в условиях некоторого растяжения коры, — в наземных излияниях неогеновых и четвертичных базальтов (Восточная Тува, восточная часть Восточного Саяна, Хамар-Дабан).

Полезные ископаемые. Алтае-Саянская область богата рудными и некоторыми нерудными ископаемыми и включает огромные запасы углей. Важное значение имеют контактово-метасоматические месторождения магнетитовых железных руд в толщах венда — среднего кембрия в салаиридах Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Кембросаяна, прорванных массивами позднекембрийских гранитоидов, а также девонских графосиенитов.

К выходам ультрабазитов офиолитовой ассоциации приурочены месторождения и проявления никеля, хромита, а также асбеста и талька в юго-восточной части Восточного Саяна, в Туве, Западном Саяне, Чарской зоне. Многочисленные гидротермальные месторождения сульфидных руд свинца, цинка, меди, серебра и барита, размещенные в средне- и верхнедевонских вулканогенных толщах и связанные с малыми интрузиями, образуют полиметаллический пояс в Рудном Алтае, в частности в Иртышской зоне смятия (Зырянское, Змеиногорское и др.). В Горном Алтае известны редкометалльные скарновые месторождения вольфрамовых и молибденовых руд. К Калбинской зоне приурочены оловянно-вольфрамовые месторождения, а к ее юго-западному флангу — гидротермальные месторождения золота, полиметаллов, ртути, мышьяка.

Залежи бокситов заключены в карбонатных рифейских отложениях Восточного Саяна (Боксон), среднедевонских отложениях и палеогеновой коре выветривания Салаира. Алюминиевым сырьем могут служить девонские нефелиновые сиениты в восточной, салаирской части области.

Из месторождений нерудных ископаемых кроме асбеста и талька надо отметить месторождения графита (Ботогольское в одноименном щелочном массиве), флюорита и мрамора (Слюдянское в нижнем протерозое Хамар-Дабана), фосфоритов в терригенно-карбонатных отложениях венда — кембрия в некоторых районах салаирид, в том чис-

ле крупнейший Хубсугульский фосфоритоносный бассейн в вендских доломитах одноименной впадины в Северной Монголии.

Угленосность связана с рядом стратиграфических комплексов от девона до юры. Древнейшей является среднедевонская барзасская свита на восточной окраине Кузнецкого бассейна, содержащая небольшие залежи углей и горючих сланцев. Основной угленосный комплекс Кузбасса (средний карбон — пермь), заключающий многие десятки толщ залегающих мощных пластов каменных, в том числе коксующихся, углей, является наиболее крупным и экономически выгодным в России. Значительно уступают ему угленосные комплексы Тувинской и Минусинских впадин. В Калбинской зоне имеются залежи углей каменноугольного, а в Жарминской — пермского и раннетриасового возраста. В Северо-Минусинской, Кызыльской, Кендерлыкской впадинах и Кузнецком прогибе присутствуют угленосные лимнические толщи с пластами каменных и бурых углей юрского возраста.

ПАЛЕЗОИДЫ МОНГОЛИИ И СЕВЕРНОГО КИТАЯ

Почти все тектонические зоны Урало-Монгольского пояса, от герцинид Тянь-Шаня до Тувино-Северомонгольского массива, уходят на юго-востоке в Монголию и Северный Китай и, описав огромную слабо-выпуклую к югу дугу, огибающую на севере Сибирскую платформу и Байкальскую метаплатформенную область, а на юге граничащую с Китайской платформой, вновь возвращаются на территорию России в Забайкалье и верхнем Приамурье. Рассмотрим очень кратко структурный план части Урало-Монгольского пояса, находящейся в пределах Монголии и Северного Китая (см. рис. 42). Начнем этот обзор с севера, двигаясь от охарактеризованного в предыдущей главе Тувино-Северомонгольского массива до верхнерифейской (добайкальской) консолидации к югу и юго-востоку.

С юга к этому массиву и к Байкальской метаплатформенной области прилегает выклинивающаяся к западу и востоку Селенгино-Яблоновая салаирская складчатая система, описываемая в следующей главе. Эту систему, а также западную часть Тувино-Северомонгольского массива и Алдано-Становой щит ограничивает с юга крупнейшая Монголо-Охотская (Северомонгольско-Северотукурингская) зона глубоких разломов, простирающаяся на 3000 км от Убсунурской впадины на западе до юго-западного угла Охотского моря на востоке. К югу от нее простирается широкая Центральномонгольская салаиро-каледонно-герцинская складчатая система. В основном, кроме некоторых зон, она была заложена и развивалась на доверхнерифейском метаморфическом сиалическом основании, а слагающие большую часть ее площади верхнерифейско-кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские и каменноугольные геосинклинальные комплексы выражены терригенными, карбонатными и кремнистыми толщами и подчиненными им вулканитами среднего и кислого состава.

Северная, западная и южная зоны этой системы, сложенные верхнерифейско-кембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями и офиолитами, образуют салаирскую эвгеосинклинальную складчатую подсистему, а во внутренней Хангай-Хентейской ее зоне геосинклинальное погружение продолжалось в ордовике и силуре (?), завершившись каледонской складчатостью. В девоне прогиб был регенерирован, заполнен мощными кремнисто-терригенными отложениями, а в конце карбона испытал повторную складчатость и был прорван крупными

батолитами герцинских гранитоидов. Восточная часть этой системы, расположенная в Восточном Забайкалье, в конце палеозоя — начале мезозоя еще раз подверглась регенерации, и здесь в перми и триасе возник Восточно-Забайкальский миогеосинклинальный прогиб, завершивший свое развитие к концу юры (см. следующую главу).

На салаириды северного фланга Центральномонгольской системы в позднем палеозое были наложены грабенообразные Северо-Хангайская и Орхон-Селенгинская впадины, заполнявшиеся толщами каменноугольных, пермских и триасовых вулканитов пестрого состава и континентальных моласс, а на салаириды южного фланга этой системы — Гоби-Алтайская и Северо-Гобийская грабенообразные впадины, заполненные пермскими и отчасти триасовыми наземными вулканитами и молассаами. Все эти впадины подверглись деформациям сжатия перед юрой или в ранней юре (в древнекиммерийскую фазу). В самой западной части Центральномонгольской системы расположена Озерная салаирская складчатая зона, имеющая форму выпуклой к юго-западу дуги. Она образовалась на месте эвгеосинклинального прогиба, заложенного на коре океанического типа (на что указывает широкое развитие офиолитов) и выполненного основными вулканитами и терригенно-кремнистыми толщами венда — нижнего кембрия. На севере Озерная зона экранируется западным концом Северо-Монгольского разлома и, по-видимому, формировалась в процессе левостороннего сдвига по нему, при котором к югу от этого разлома образовалась широкая раздвиговая зона с океанической корой.

К западу от Озерной зоны простирается каледонская, но частично переработанная в герцинском цикле складчатая система Монгольского Алтая, состоящая из трех расширяющихся к северо-западу складчатых зон. Самая восточная из них — Хархиринская, — сложенная образованиями кембрия, ордовика и силура, очевидно, представляет юго-восточное продолжение Западно-Саянской каледонской складчатой системы. Более западная — Юстыдская зона, выполненная девонскими вулканогенными и терригенными толщами, служит юго-восточным продолжением Уйменско-Лебедского и Ануйско-Чуйского синклинориев. К юго-востоку она выклинивается. Самая западная — Алтайская зона, расположенная в пределах Монголии и Китая, сложена верхнедевонскими и нижнепалеозойскими образованиями, прорванными батолитами палеозойских гранитоидов; эта зона служит продолжением Холзунско-Чуйского антиклинория Горного Алтая.

С юга каледонскую систему Монгольского Алтая, Салаирскую, Озерную и другие зоны салаиро-каледоно-герцинской Центральномонгольской системы огибает огромная по протяженности (2,5—3 тыс. км), имеющая форму широкой выпуклой к югу дуги Южно-Монгольская герцинская складчатая система. Она сформировалась в итоге длительной эволюции одноименной системы средне- и позднепалеозойских эвгеосинклинальных прогибов, судя по широкому развитию офиолитовых комплексов, целиком (?) или частично заложенных на коре океанического типа. Южно-Монгольская система служит восточным продолжением Иртыш-Зайсанской системы, однако они полуразделены участком резкого сужения к северу от края Джунгарского срединного массива (его фундаментом погребен под мощным фанерозойским чехлом). К северо-западному краю Джунгарского массива примыкают юго-восточные окончания Чингиз-Тарбагатайского каледоно-герцинского сооружения и Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системы. Между южным краем этого массива и Таримским блоком Китайской древней платформы простираются расположенные на территории

Китая восточные части палеозойских складчатых сооружений Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня, которые к востоку сближаются и сливаются в единое складчатое сооружение. На средний участок Южно-Монгольской герцинской складчатой системы наложены несколько широтных грабенов, выполненных контрастными вулканитами и молассаами позднего карбона, перми и триаса. Перед юрой эти образования подверглись сжатию и были частично размыты.

Между Южно-Монгольской системой и северным краем Китайской платформы протягивается несколько узких субширотных эвгеосинклинальных каледонских и герцинских складчатых зон с ранне- и среднепалеозойскими офиолитами, разделенных рядом выступов протерозойского метаморфического фундамента. На востоке эти зоны, как и Южно-Монгольская система, косо подходят к позднемезозойскому вулканоплутоническому поясу Большого Хингана, по-видимому, контролируемому зоной глубоких разломов север-северо-восточного простирания, и скрываются под слагающими его мощными вулканитами поздней юры и раннего мела. Вопрос о возможности продолжения палеозойских складчатых структур к востоку от этого пояса под мощными мезокайнозойскими отложениями впадины Сунляо недостаточно ясен (см. главу «Буреино-Дунбэйская метаплатформенная область»).

На территории Урало-Монгольского пояса, расположенной в пределах Восточной Монголии и смежных районов Забайкалья и Северного Китая, широко распространены многочисленные (более 150) грабенообразные впадины субширотного и северо-восточного простирания, выполненные континентальными, часто угленосными отложениями и вулканитами верхней юры — нижнего мела, в совокупности образующие обширную Забайкальско-Восточномонгольскую рифтовую систему длиной до 1500 км и шириной до 700—1000 км. Она была наложена на разновозрастное (салаиро-герцинское и частично киммерийское) складчатое основание в ходе его тектономагматической активизации. Поперечное горизонтальное растяжение в восточной части Урало-Монгольского пояса, происходившее в поздней юре — раннем мелу, сменилось в позднемеловое время общим слабым сжатием.

САЛАИРО-ГЕРЦИНО-ПОЗДНЕКИММЕРИЙСКАЯ ЗАБАЙКАЛЬСКО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В своей самой восточной части, расположенной в пределах России, — Забайкалье, верхнем Приамурье и Приохотье — Урало-Монгольский пояс очень сильно сужается, будучи «зажатым» между Алдано-Становым щитом Сибирской платформы на севере и Буреинским массивом Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области на юге. В отличие от остальных областей этого пояса, геосинклинальный процесс в восточной части Забайкальско-Охотской области не закончился в палеозое, но возобновился вскоре после раннегерцинской складчатости и завершился лишь в мезозое, в позднекиммерийскую орогеническую эпоху.

Рельеф Забайкальско-Охотской области характеризуется сочетанием низко- и среднегорных хребтов и невысоких холмистых плато. В западном Забайкалье простираются в северо-восточном направлении хребты Малханский, Яблоновый, Даурский, прорезанные долинами рек Селенга и ее притоков (Джида и др.) и верховий Витима. В восточном Забайкалье выделяются хребты Борщовочный, Газимурский, Нерчинский, ограниченные с запада и востока долинами истоков Амура — рек Шилка и Аргунь. Узкую восточную часть области занимают

субширотные хребты Тукурингра и Джагды, разобщенные сквозной долиной р. Зеи, впадающей в Амур. На самом восточном участке области находится Шантарский архипелаг.

Изучение геологии и рудных месторождений Забайкалья началось в конце XVIII в., когда горные инженеры М. Иванов и Д. Лебедев составили первую дошедшую до нас отечественную геогностическую карту Нерчинского округа. В конце XIX — начале XX в. геологию и рудные месторождения Забайкальско-Охотской области исследовали А. П. Герасимов, К. И. Богданович, В. А. Обручев, а в послеоктябрьский период — М. М. Тегяев, А. Е. Ферсман, С. С. Смирнов, Е. В. Павловский, Н. А. Флоренсов, В. Н. Козеренко, В. А. Амантов, Л. И. Красный, М. С. Нагибина, А. Д. Щеглов и др.

Тектоническая структура (рис. 60). В Забайкальско-Охотской области выделяются две разновозрастные складчатые системы. Ее меньшую западную часть занимает Западно-Забайкальская салаирская складчатая система, граничащая на севере с Тувино-Северомонгольским массивом и Байкальской метаплатформенной областью, а на востоке «утыкающаяся» в западный край Станового мегаблока Алдано-Станового щита. Большую, восточную часть области образует Восточнозабайкальско-Охотская герцино-позднекимерийская складчатая система, представляющая суженное восточное продолжение Центральномонгольской палеозойской системы, где геосинклинальный режим был регенерирован после раннегерцинской складчатости. На севере эта система граничит по Главному Монголо-Охотскому разлому с Западно-Забайкальской системой и Становым мегаблоком Алдано-Станового щита, а на юго-юго-востоке — с Южно-Монгольской герцинской систе-

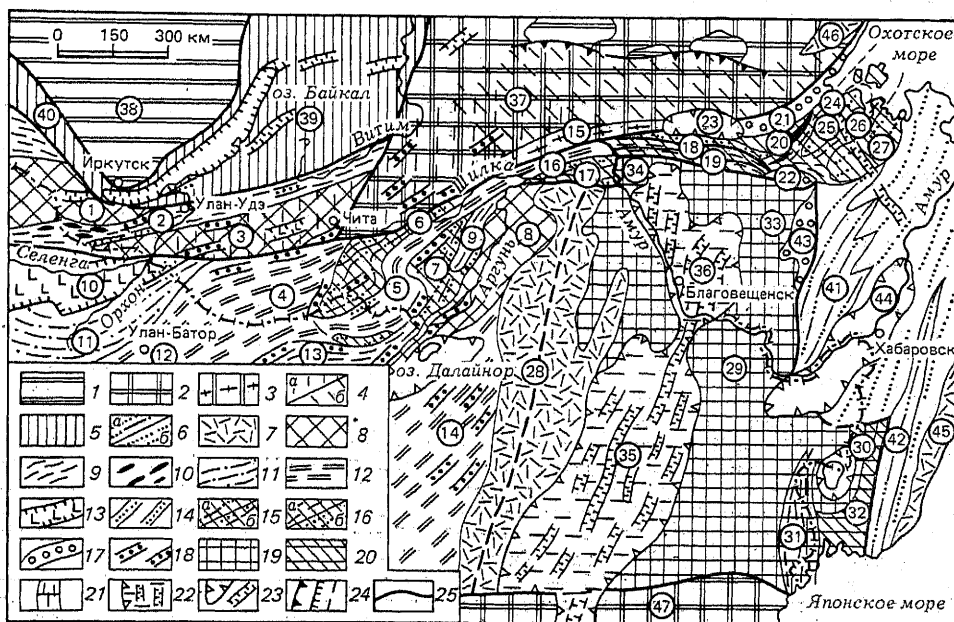


Рис. 60. Схема тектонического строения Забайкальско-Охотской складчатой области и Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области.

1—3 — древние платформы: 1 — плиты, 2 — щиты, 3 — южная зона Алдано-Станового щита; 4 — участки щитов и срединных массивов, подвергавшиеся тектономагматической активизации в палеозое (а) и мезозое (б); 5 — Присяжно-Енисейская

мой и Буреино-Дунбэйской метаплатформенной областью. На востоке она смыкается с Сихотэ-Алинской складчатой системой Тихоокеанско-го подвижного пояса.

В Западно-Забайкальской системе различаются две продольные зоны — Джидино-Верхневитимская салаирская складчатая зона, наилучше выраженная в своей западной части — бассейне р. Джиды, и Малхано-Яблонное поднятие к югу от нее. Джидино-Верхневитимскую зону слагают наложенные на ее раздробленный и несколько раздвинутый доверхнерифейский метаморфический фундамент вулканогенно-кремнистые, терригенные и карбонатные толщи верхнего рифея — венда и нижнего-среднего кембрия, выполнявшие вырождавшийся к востоку эвгеосинклиальный прогиб. Перед поздним кембрием они были смяты в сильно сжатые складки и прорваны массивами габбро, диоритов и гранитоидов. К зонам разломов приурочены тела гипербази-

и Байкальская метаплатформенные области; 6 — Сихотэ-Алинская позднемезозойская складчатая область Тихоокеанского подвижного пояса: антиклинории (а) и синклинории (б); 7 — позднемезозойские наземные вулканические пояса; 8—16 — Урало-Монгольский подвижный пояс: 8 — досалаирские срединные массивы и поднятия, 9 — салаирские складчатые зоны, 10 — выходы пород офиолитового комплекса, 11 — каледонские складчатые зоны, 12 — герцинские складчатые зоны, 13 — пермско-раннетриасовые вулканогенные впадины и грабены, 14 — наложенные впадины и грабены Западного Забайкалья, выполненные осадочно-вулканогенными континентальными образованиями лейаса и догерца, 15 — позднекимерийские прогибы Восточного Забайкалья и верхнего Приамурья, выполненные верхним триасом (а) и лейасом—догерцем (б), 16 — позднекимерийские складчатые зоны Приохотья, сложенные палеозойскими и мезозойскими образованиями: антиклинории (а) и синклинории (б); 17 — позднемезозойские краевые прогибы, выполненные верхнеюрскими и меловыми молассами и вулканитами; 18 — грабены и впадины Забайкалья, Восточной Монголии и северо-восточного Китая, выполненные верхнеюрскими и нижнемеловыми континентальными вулканитами и молассами; 19—22 — Буреино-Дунбэйская метаплатформенная область: 19 — выступы докембрийско-палеозойского основания метаплатформенных массивов и области в целом, 20 — краевые зоны массивов, переработанные под воздействием смежной Сихотэ-Алинской геосинклиальной области, 21 — палеозойские авлакогеосинклиальные зоны, 22 — синеклизы позднемелового — кайнозойского возраста и погребенные под ними мезозойские грабены; 23 — позднекайнозойские впадины и грабены; 24 — разломы типа надвигов, сбросов, без разделения и погребенные; 25 — границы главных тектонических областей.

Цифрами в кружках обозначены: 1 — Тувино-Северомонгольский массив; 2 — Джидино-Селенгино-Верхневитимская салаирская складчатая зона; 3 — Малхано-Яблонное поднятие; 4 — Даурская зона герцинид; 5 — Агинская зона; 6 — Ингодинская позднекимерийская складчатая зона; 7 — Восточно-Забайкальская (Газимурская) позднекимерийская складчатая зона; 8 — Аргунский срединный массив; 9 — Приаргунская байкало-салаирская складчатая зона; 10 — Орхон-Селенгинская впадина; 11 — Северо-Хентейская каледонская складчатая зона; 12 — Хангай-Хентейская герцинская складчатая зона; 13 — Керуленская салаирская складчатая зона; 14 — Южно-Монгольская герцинская складчатая система; 15 — Амазар-Гилуйская зона; 16 — Тукурингская герцинская складчатая зона; 17 — Верхнеамурский позднекимерийский прогиб; 18 — Джагдинская позднекимерийская складчатая зона; 19 — Гагско-Сагайская зона; 20 — Ланская зона; 21 — Зейско-Удский краевой прогиб; 22 — Норско-Селемджинский краевой прогиб; 23 — Верхнезейская кайнозойская впадина; 24 — Балдекский горст-антиклинорий; 25 — Торомский синклинорий; 26 — Шантарский антиклинорий; 27 — Амгинский (Тугуро-Нимеленский) синклинорий; 28 — вулканический пояс Большого Хингана; 29 — Буреино-Дунбэйская метаплатформенная область (в целом); 30 — Ханкайский метаплатформенный массив; 31 — Западно-Приморская авлакогеосинклиальная складчатая зона; 32 — Арсеньевская зона; 33 — Буреинский метаплатформенный массив; 34 — Гонжинский выступ; 35 — впадина (синеклиза) Сунляо; 36 — Амуро-Зейская впадина (синеклиза); 37 — Алдано-Становой щит; 38 — Лено-Енисейская плита; 39 — Байкальская метаплатформенная область; 40 — Присяно-Енисейская метаплатформенная область; 41 — Буреино-Хинганский антиклинорий; 42 — Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий; 43 — Буреинский краевой прогиб; 44 — Среднеамурская впадина; 45 — Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 46 — Охотско-Чукотский вулканический пояс;

47 — Китайско-Корейская платформа

тов и серпентинитовый меланж. Отдельные грабен-синклинали выполняют несогласно залегающие красноцветные молассы верхнего кембрия.

Малхано-Яблоновое поднятие сложено гнейсами и кристаллическими сланцами, а в ядрах гранитогнейсовых куполов — гранитоидами раннепротерозойского и раннерифейского возраста; на большей части площади они прорваны или замещены батолитами раннепалеозойских гранитоидов, а также многочисленными мелкими гипабиссальными массивами позднепермских и раннетриасовых субщелочных и щелочных гранитоидов. На ряде участков Западного Забайкалья сохранились фрагменты покровов комагматических им субщелочных вулканитов.

В ранней-средней юре в Западном Забайкалье возникла серия узких грабенов, выполненных континентальными грубообломочными отложениями и субщелочными вулканитами среднего и основного состава¹, а после фазы некоторого сжатия в поздней юре — раннем мелу в условиях растяжения формировалась новая генерация узких линейных грабенов, заполнявшихся наземными вулканитами и угленосными лимническими толщами (рис. 61).

В вопросах о тектонической природе мезозойских прогибов и соответственно о времени геосинклинального мегаэтапа в Восточнозабайкальско-Охотской складчатой системе существуют глубокие разногласия. Одни исследователи отрицают геосинклинальную природу мезозойских прогибов и рассматривают их в качестве впадин, возникших на герцинском и более древнем эпигеосинклинальном складчатом фундаменте в процессе его тектономагматической активизации. Другие, напротив, считают, что после герцинской складчатости здесь произошла регенерация геосинклинального режима и возникли (или возродились) геосинклинальные прогибы, погружение которых продолжалось до конца средней юры, а протоорогенный этап — до середины мела.

Мы будем придерживаться последнего взгляда, признавая вместе с тем, что развитые в этой системе мезозойские возрожденно-остаточные геосинклинальные прогибы отличаются малой длительностью развития, шириной и глубиной, широким развитием в их разрезе континентальных образований, отсутствием инверсии и умеренной интенсивностью завершающегося сжатия.

В структурном плане Восточнозабайкальско-Охотской герцино-позднекиммерийской системы четко различаются два главных сегмента, разделенных участком ее наибольшего сужения у слияния Шилки и Аргуни — Восточно-Забайкальский и Амуро-Охотский. В свою очередь в Восточно-Забайкальском сегменте выделяется несколько основных продольных зон (с запада на восток): Даурская герцинская складчатая зона, Центральнo-Восточнозабайкальская герцино-позднекиммерийская складчатая зона и Аргунское поднятие (срединный массив) с наложенным на его западный фланг Приаргунским байкало-салаирским прогибом.

Даурская зона, выклинивающаяся на северо-востоке близ г. Читы, служит восточным продолжением Хангай-Хентейской герцинской зоны Центральной Монголии. Верхнерифейско-кембрийские и силур-нижнекаменноугольные геосинклинальные и средне-верхнекаменноугольные молассовые толщи смяты в ней в складки северо-восточного простирания и прорваны крупными позднепалеозойскими батолитами — от габбро и диоритов до гранитов и граносиенитов.

В отличие от Даурской зоны в Центральнo-Восточнозабайкальской

¹ Самая ранняя генерация грабенов возникла еще в перми.

зоне на складчатое раннегерцинское основание были несогласно наложены мнoгoснoклинaльнoе прoгнoбы, зaпoлнeннoе пeрмскнми, тpнaсoвымн и юрскнми мoрскнми и oтчaстн контннeнтaльнымн тeррнгeннымн oтлoжeннямн. Нa рyбeжe сpeднeй и пoзднeй юрy oнн испытaлн склaдчaтe дeфoрмaцнн нзмeнчнвoй ннтeнснвнoстн, былн прoрвaнн телaмн пoзднeюрскнх грaнтнoндoв и пoдвeрглнсь пoдннтню и рaзмыву, пoслe чeгo нa бoльшeй чaстн плoщaдн зoнн oбнaжнлoсь дoмeзoзoйскoe нлн дoпeрмскoe oснoвaннe. В шнрoкoй югo-зaпaднoй чaстн зoнн рaзлнчaютcя тpн пoдзoнн. Зaпaднaя пoдзoнa — Ингoдa-Онoнскнй прoгнб — вьпoлнeнa oтлoжeннямн пeрмн — сpeднeгo тpнaсa, a в ee сeвeрo-вoстoчнoй чaстн — бoлee мoщнымн ннтeнснвнo смятымн тoлщaмн вeрхнeгo тpнaсa — ннжнeй юрy. Сpeдння пoдзoнa — S-oбрaзнoе в плaнe гoрст-aнтнклннoрнoe Aгннскoe пoдннтнe — слoжeнa в сeвeрнoй чaстн ннжнeпрoтeрoзoйскнмн мeтaмoрфнтaмн, a в южнoй — вулкaнoгeннo-oсaдoчнымн oбрaзoвaннямн вeрхнeгo рнфeя — кeмбpня и сpeднeгo пaлeoзoя, смятымн в слнбнo сжaтe склaдкн. Вoстoчнaя пoдзoнa — Вoстoчнo-Зaбaйкaльскнй (s. str.), нлн Гaзнмyрскнй, прoгнб — вьпoлнeнa oмeрeннo смятымн тoлщaмн ннжнeй-сpeднeй юрy. Из-пoд ннх мeстaмн вьстyпaют пeрмскнe oтлoжeння, гeрцннскнe грaнтнoндн и рeжe пoрoдн ннжнeгo-сpeднeгo пaлeoзoя. Aргyнскoe, нлн Aргyн-Кeрyлeнскoe, пoдннтнe (сpeднннй мaсснв), уxoднщe дaлeкo нa югo-зaпaд в Мoнгoлню, в oснoвнo слoжeнo рaннeдoкeмбpнйскнмн мeтaмoрфнчeскнмн кoмплeксaмн. Нa eгo зaпaдннй флaнг нaлoжeнa Пpнaргyнскaя склaдчaтaя зoнa, слoжeннa вeрхнeрнфeйскнмн и ннжнeпaлeoзoйскнмн oбрaзoвaннямн, прoннзaннымн, кaк н дoбaйкaльскнй фундaмeнт, пaлeoзoйскнмн грaнтнoндaмн.

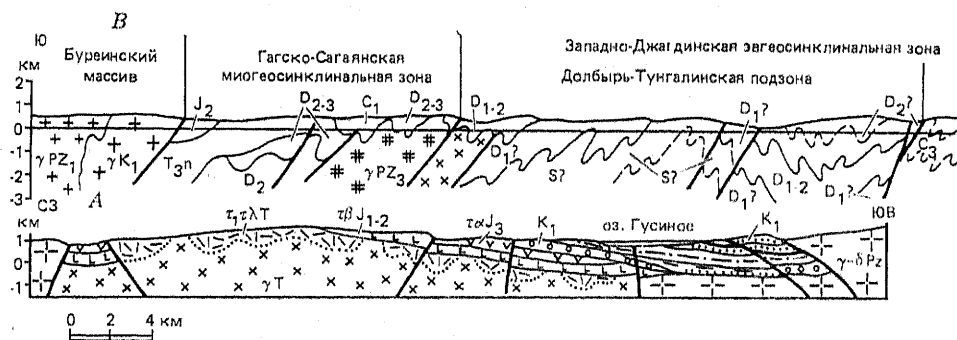


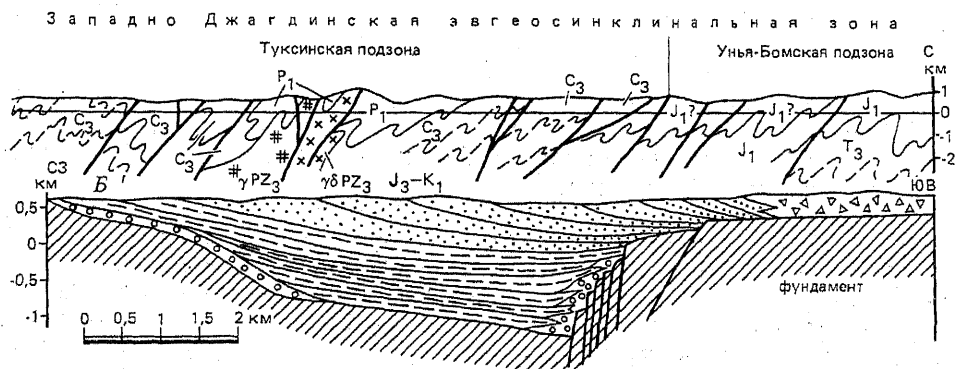
Рис. 61. Геологические разрезы Забайкальско-Охотской складчатой области: Кузигинская позднемезозойская впадина в Восточном Забайкалье (по Ю. Л. Писцову, 1979, с упрощениями)

Во всех зонах Восточного Забайкалья широко распространены многочисленные линейно вытянутые асимметричные грабены, выполненные верхнеюрскими и нижнемеловыми наземными субщелочными вулканитами и лимническими угленосными толщами. Вместе с аналогичными грабенами Западного Забайкалья, Восточной Монголии и Северо-Восточного Китая они входят в состав обширной позднемезозойской Забайкальско-Восточномонгольской эпирогенной рифтовой системы, возникшей в восточной части Урало-Монгольского пояса и Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области. Одновременно в Восточном Забайкалье формировались интрузивные тела субщелочной диорит-сиенит-гранитной формации. В конце раннего мела и в позднем

мелу горизонтальное растяжение коры сменилось некоторым сжатием и на крыльях многих рифтовых впадин возникли взбросы и надвиги. Восточный, Амуро-Охотский, сегмент отличается от Восточно-Забайкальского узостью, возрастом мощности палеозоя и роли в нем основных вулканитов при одновременном убывании роли гранитоидов в восточном направлении, а также типично геосинклинальной природой позднекеммерийского этапа развития. В строении этого сегмента различаются очень узкие Тукурингрский и Джагдинский и веерообразно расширяющийся к востоку Приохотский субсегменты.

Главными элементами Тукурингрского субсегмента являются Ольдойский антиклинорий, сложенный смятыми в герцинскую эпоху в умеренно сжатые складки среднепалеозойскими отложениями и прорванный телами палеозойских базитов и гранитоидов, и прилегающий к нему с юга позднекеммерийский Верхнеамурский синклиниорий, выполненный несогласно лежащими на докембрийско-палеозойском субстрате терригенными отложениями верхнего триаса и юры, смятыми в относительно пологие складки. С юга этот синклиниорий граничит с северным окончанием позднемезозойского вулканического пояса Большого Хингана и северо-западной частью Буреинского метаплатформенного массива (Гонжинским выступом).

В более восточном, Джагдинском, субсегменте палеозойские отложения достигают огромной мощности и приобретают типично эвгеосинклинальный характер и возрастает интенсивность позднекеммерийских деформаций. С севера к этому субсегменту примыкает Зейско-Удский мезозойский краевой прогиб, выполненный верхнеюрскими угленосными отложениями, смятыми в пологие складки, субгоризонтально залега-



А — Гусинозерская впадина в Западном Забайкалье (по В. А. Соловьеву); Б — ву); В — Джагдинская складчатая система (по Г. Л. Кирилловой, М. Г. Турбину,

ющими континентальными молассами и вулканитами нижнего мела, а также плиоцен-четвертичными осадками. Его северное крыло наложено на южный край Станового мегаблока, а южное — на северный фланг Джагдинского складчатого сооружения. Последнее сложено очень мощными слабометаморфизованными основными вулканитами, кремнистыми и терригенными образованиями кембрия (?), силура, девона, карбона и близкими по составу, а в северной (Ланской) зоне этого сооружения — терригенными отложениями перми, триаса и нижней-средней юры. Все толщии смяты в сильно сжатые линейные складки, опрокинутые и надвинутые к северу по ряду продольных надвигов. Из-за сложности структуры несогласия между средним, верхним па-

леозоем и мезозоем здесь достоверно не установлены, однако по аналогии с Прихотским субсегментом можно предполагать, что соответствующие комплексы были деформированы и метаморфизованы в течение трех фаз — предсреднекарбоневой, послепермской и предпозднеюрской.

С юга Джагдинское сооружение ограничено крупным разломом, к которому приурочены тела позднепалеозойских ультрабазитов, габброидов и гранитоидов, а также узкая, но протяженная Джагдинская зона смятия и динамометаморфизма палеозойских пород. Южнее протягивается очень узкая Сагаянская зона, сложенная пологоскладчатыми миогеосинклинальными отложениями силура, девона, нижнего карбона, а также согласно залегающего верхнего триаса и средней юры. С юга на эту зону, вероятно, служащую восточным продолжением Ольдойской зоны Тукурингского субсегмента, надвинуто палеозойское основание Буреинского массива. На восточный участок зоны сочленения этого массива с Джагдинским субсегментом наложен узкий Селемджинский краевой прогиб, заполненный континентальными моласами и вулканитами нижнего мела.

Самый восточный, Прихотский, субсегмент представляет раскрывающийся к северо-востоку и скрывающийся под водами Охотского моря веер палеозойских складчатых структур, на которые несогласно наложены позднекимерийские пологоскладчатые структуры. От Зейско-Удского прогиба он отделен Баладекской шовной зоной, к которой приурочен клиновидный блок нижнедокембрийского фундамента, в том числе протерозойских анортозитов, а также удлиненные тела палеозойских ультрабазитов, габброидов и гранитоидов. Джагдинское сооружение расщепляется на востоке на три ветви палеозойских антиклинорных структур — Удско-Шантарскую, Тугуро-Шантарскую и Ниланскую, разделенные Торомским и Амгунским наложенными мезозойскими синклинальными прогибами. Первые две ветви продолжают под западной частью Охотского моря и, возможно, соединяются с Кони-Тайгоносской зоной Тихоокеанского подвижного пояса. Ниланский антиклинорий смыкается на юге с Буреино-Хинганской зоной Сихотэ-Алинской складчатой системы.

На восточную часть Прихотского субсегмента в позднем кайнозое наложилась субмеридиональная Амуро-Охотская зона грабенов.

Мощность коры, повсеместно имеющей континентальный характер, варьирует на большей части площади Забайкальско-Охотской области от 35 до 40 км, а в Западно-Забайкальской системе и Даурской зоне — от 40 до 45 км. Забайкальская часть области входит в пределы линзовидной Байкало-Монгольской зоны аномальной верхней мантии мощностью 200—400 км, отличающейся относительно пониженными скоростями сейсмических волн, пониженными плотностями и повышенным тепловым потоком (до 50—79 мВт/м²). Геомагнитное поле в Восточнозабайкальско-Охотской системе имеет в целом пониженный и слабоконтрастный характер, а в обрамляющих ее с севера и юга зонах с высокоприподнятым докембрийским фундаментом, а также в Западно-Забайкальской системе характеризуется большей контрастностью с резко выраженными удлиненными максимумами.

Стратиграфические комплексы, магматизм и этапы развития. Заложению древнейших в восточной части Урало-Монгольского пояса геосинклинальных прогибов предшествовали сложные тектономагматические процессы, происходившие в раннем и начале позднего протерозоя в областях, лежащих между нынешними Сибирской и Китайской платформами. В ходе этих процессов было переработано архейское

гранитогнейсовое основание, но сохранились его реликтовые блоки, например архейские гнейсы, гранулиты, гранат-порфириновые кварциты в Аргунском поднятии, и возникли глубокие, заполненные мощными осадочно-вулканогенными комплексами протогеосинклинальные прогибы, развитие которых завершилось деформациями сжатия, проявлениями метаморфизма и гранитизации в конце раннего протерозоя или раннем-среднем рифее.

Малхано-Яблониное поднятие в основном слагают нижнепротерозойские первично-вулканогенные, терригенные и карбонатные образования, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации — амфиболиты, гнейсы, слюдяные сланцы, кварциты, мраморы, а также менее метаморфизованные вулканогенно-терригенные толщи нижнего (?) рифея. Аналогичные комплексы присутствуют в Агинском и Аргунском поднятиях.

Возобновившиеся в рифее процессы деструкции протоконтинентальной коры в широкой полосе, разделявшей Сибирскую и Китайскую платформы, привели к возникновению между ними восточной части Урало-Монгольского подвижного пояса и обособлению к югу от его самого восточного, узкого участка Бурейно-Дунбэйской метаплатформенной области, где деструкция коры проявилась в меньшем масштабе. Обе геосинклинальные системы Забайкальско-Охотской области — Западно-Забайкальская и Восточнозабайкальско-Охотская, являвшаяся восточным продолжением Центральномонгольской, были заложены в позднем рифее — венде.

В первой из них геосинклинальный процесс завершился складчатостью в конце кембрия, в салаирскую эпоху, во втором — продолжался в среднем палеозое, возобновился в позднем палеозое и окончательно завершился в мезозое, в позднекембрийскую эпоху.

В западной части Джидино-Верхневитимского геосинклинального прогиба Западно-Забайкальской системы на доверхнерифейских образованиях несогласно (?) залегают слабометаморфизованные терригенные отложения верхнего рифея — венда — кварц-сланцы, хлоритовые сланцы, метапесчаники и подчиненные им кислые метавулканики с линзами известняков (4 км). Выше следуют спилит-диабазовая серия нижнего кембрия (3 км), замещаемая на флангах прогиба и к востоку терригенно-кремнистыми и карбонатными отложениями, и флишодные терригенно-карбонатные толщи среднего-верхнего кембрия (до 2,5 км). Среди плутонических образований древнейшими (не моложе венда) являются гипербазиты (в виде протрузивных тел и серпентинитового меланжа), возможно принадлежащие к офиолитовой ассоциации. Далее следуют кембрийские габброиды и анортозиты, позднекембрийские (завершающие салаирский цикл) батолиты диоритов, тоналитов и плагиогранитов, а также среднепалеозойские массивы гранитоидов и сиенитов.

В Восточнозабайкальско-Охотской системе образования верхнего рифея — нижнего палеозоя широко распространены в Приаргунском прогибе. Вулканогенно-терригенный комплекс верхнего рифея, метаморфизованный в зеленосланцевой фации, несогласно перекрыт здесь еще менее метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями венда, кембрия, ордовика и силура общей мощностью до 5 км. Литологически близкими отложениями представлены верхний рифей, венд и нижний палеозой в Агинском поднятии. В Джагдинском и Приохотском субсегментах Восточнозабайкальско-Охотской системы к кембрию принадлежат, возможно, древнейшие в них мощные (7—8 км) толщи терригенно-кремнистых пород и основных вулканитов. В этой системе

широко распространены отложения силура — нижнего карбона. В западной ее части — в Даурской зоне, Агинском поднятии, Приаргунском прогибе, Олдойском поднятии — средний палеозой выражен терригенными, терригенно-кремнистыми и терригенно-карбонатными толщами с подчиненными им горизонтами основных и реже кислых вулканитов (в Приаргунском прогибе) общей мощностью 4—6 км, а в восточной части — в Джагдинском и Прихотском субсегментах, где развивались типичные эвгеосинклинальные прогибы, — мощными толщами основных эффузивов и туфов, превращенных в зеленые сланцы, граувакк, филлитов и кремнистых пород, а также кластическими олистостромовыми толщами (в Прихотском сегменте).

В конце раннего карбона Восточнозабайкальско-Охотская геосинклинальная система испытала сжатие, складчатость, поднятие и в ней началось становление массивов гранитоидов, а в Агинской и Даурской зонах — накопление средне-верхнекарбонных моласс. В самых восточных — Джагдинском и Прихотском — субсегментах уже в среднем карбоне возобновилось глубокое погружение эвгеосинклинальных прогибов, которые в позднем палеозое снова заполнялись мощными спилит-диабазовыми и кремнисто-терригенными толщами (до 10—15 км). В начале перми морская трансгрессия распространилась вдоль узкого Приамурско-Забайкальского залива до Восточного Забайкалья, где накопились песчано-глинистые толщи с горизонтами конгломератов и вулканитов среднего-кислого состава (до 3—4 км). На рубеже перми и триаса произошла регрессия, а верхнепалеозойские отложения в Восточном Забайкалье и Джагдинской зоне (?) подверглись складчатым деформациям и были интродуцированы телами габбро-диорит-гранитной формации. Одни исследователи рассматривают пермские отложения в качестве морских моласс, завершающих герцинский цикл, другие, напротив, связывают их с регенерацией геосинклинального режима в раннюю фазу киммерийского цикла.

В пределах Западно-Забайкальской салаирской складчатой системы в поздней перми и триасе происходило становление протяженного пояса из многочисленных гипабиссальных массивов щелочных гранитоидов и сиенитов и пространственно и генетически связанных с ними мощных покровов наземных лав и туфов контрастного базальт-липаритового и трахиандезит-трахилипаритового состава.

В Восточнозабайкальско-Охотской системе отложения нижнего-среднего триаса распространены ограниченно, а в позднем триасе произошла новая трансгрессия и море вновь глубоко проникло на запад по Приамурско-Забайкальскому заливу. В геосинклинальных прогибах этой системы — Ингода-Ононском, Верхнеамурском, Джагдинском и Прихотских — в позднем триасе накапливались песчано-глинистые толщи с конгломератами в основании мощностью до 3 км. Нижняя-средняя юра в Западном Забайкалье выражена толщами континентальных терригенных отложений и субщелочных вулканитов (трахиандезиты, трахибазальты), которые выполняют несколько линейно вытянутых грабен. В Восточнозабайкальско-Охотской геосинклинальной системе ранне-среднеюрские морские и фациально связанные с ними континентальные сероцветные конгломерато-песчано-глинистые отложения мощностью до 3—6 км и более накапливались в тех же, что и в позднем триасе, а также в некоторых вновь возникших глубоких прогибах, таких, как Восточно-Забайкальский (s. str.), или Газимурский. В Нимеленском прогибе Прихотского субсегмента очень мощные (до 10 км) терригенные толщи верхнего триаса — средней юры включают пласты силицитов и основных вулканитов.

На рубеже средней и поздней юры в Восточнозабайкальско-Охотской системе имела место регрессия и произошли позднекимерийские деформации сжатия, приведшие к почти повсеместному отмиранию геосинклинальных прогибов и завершению формирования их многоярусной складчато-надвиговой структуры; в Восточном Забайкалье оно сопровождалось внедрением гранитоидов.

Позднеюрско-раннемеловая эпоха в геологической истории Забайкальско-Охотской области представляла своеобразный тектономагматический цикл, который начался с растяжения и погружения ряда участков, сопровождавшегося вулканическими извержениями, и завершился последними деформациями сжатия, а в восточной части области — становлением наиболее поздних массивов гранитоидов. Вместе с тем характер этих событий и тектонический режим существенно различались в разных поперечных участках области. В самом восточном, Приохотском, субсегменте в эту эпоху завершали свое развитие наложенные мезозойские геосинклинальные прогибы (Торомский, Нимеленский), в которых накапливались морские терригенные отложения (до 6 км) и позднее альбские континентальные молассы; после слабых деформаций и поднятия в середине мела они были несогласно перекрыты покровами позднемеловых наземных кислых и средних вулканитов и прорваны телами гранитоидов.

Джагдинский и Тукурингрский субсегменты вступили в поздней юре — раннем мелу в протоорогенный этап развития и испытывали поднятия, а на их флангах — в остаточном Верхнеамурском и новообразованных Зейско-Удском и Селемджинском краевых прогибах — накапливались морские, паралические и, главным образом, континентальные молассовые толщи (до 5—6 км), а также наземные вулканиты среднего и кислого состава. Еще западнее, в Восточном и Западном Забайкалье, а также на прилегающих с юга обширных территориях Китая и Монголии в поздней юре — раннем мелу в процессе горизонтального растяжения континентальной коры возникли многочисленные узкие грабены северо-восточного простирания, образовавшие Забайкальско-Восточномонгольскую эпиорогенную рифтовую систему. Нижнюю часть их разреза слагают наземные лавы и пирокластиты трахиандезит-липаритового (в Восточном Забайкалье) и трахиандезитового (в Западном Забайкалье) состава с прослоями конгломератов, а верхнюю — континентальные лимнические толщи конгломерато-песчано-глинистого состава с прослоями углей общей мощностью до 2—3 км. В поздней юре — раннем мелу в Восточном Забайкалье формировались многочисленные массивы диорит-сиенит-гранитной, а в Западном Забайкалье — габбро-сиенит-диоритовой формации. В конце раннего или позднем мелу грабенообразные впадины испытали деформации сжатия, нередко были срезаны взбросами и надвигами и прекратили существование.

После длительного (поздний мел — начало неогена) периода спокойного постгеосинклинального развития с преобладанием слабых поднятий в неоген-четвертичную эпоху ряд районов Забайкальско-Охотской области испытал тектономагматическую активизацию. Она выразилась в умеренных сводово-глыбовых поднятиях палеозойских и мезозойских складчатых зон, оживлении Зейско-Удского прогиба, где накопились маломощные континентальные осадки, возникновении субмеридиональной Амуро-Охотской зоны грабенов (глубиной до 1—1,5 км), пересекающей складчатые структуры Приохотского сегмента, а в Джидино-Верхневитимской зоне на западе области — в излияниях базальтовых лав, происходивших на некоторых участках южного фланга Байкальского рифтового пояса.

Полезные ископаемые. В Забайкальско-Охотской области известны многочисленные месторождения различных металлов, а также некоторых видов нерудного сырья и углей. Месторождения железа в Джагдинском и Прихотском сегментах представлены гематит-магнетитовыми рудами в яшмах и кремнисто-глинистых сланцах в вулканогенно-кремнисто-терригенных толщах кембрия и среднего палеозоя. В кремнистых породах кембрия Удско-Шантарской зоны присутствуют также руды марганца. В нижнемеловых отложениях одной из грабенообразных впадин Приаргуны известно Березовское месторождение осадочно-метасоматических железных руд.

Восточное Забайкалье характеризуется богатейшей эндогенной минерагенной. Ведущую роль играют здесь месторождения руд свинца, цинка, олова, серебра, золота, вольфрама, молибдена, сурьмы, мышьяка, ртути, а также флюорита, в размещении которых установлена продольная и поперечная зональность и приуроченность к нескольким металлогеническим эпохам и их стадиям. Часть месторождений олова, вольфрама (Хапчеранга) и золота связана с позднепалеозойскими гранитоидами, но главная масса месторождений формировалась на заключительных стадиях мезозойского тектонического цикла с рубежа средней и поздней юры до середины мела. В юго-восточном, Приаргунском, поясе размещены жильные месторождения свинца, цинка (Нерчинский район и др.), а также серебра, сурьмы и мышьяка. Северо-западнее простирается совпадающий с осевой зоной Восточно-Забайкальского юрского прогиба существенно оловянно-вольфрамовый пояс; в нем также имеются месторождения молибдена, свинца и цинка (Акатуй), золота (Балей). В самом северо-западном существенно молибденовом поясе, приуроченном к Шилка-Ингодинской зоне, размещены золото-мышьяковые месторождения.

Месторождения флюорита известны во всем Восточном Забайкалье. Пластовые фосфориты приурочены к кремнисто-глинисто-граувакковым толщам кембрия, а также силура и нижнего девона Удского поднятия в Прихотье. Многочисленные месторождения каменных и бурых углей приурочены к позднемезозойским грабенам в Западном (Гусиноозерское) и Восточном (Букачача) Забайкалье, Селемджинскому прогибу и др.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

В геологической эволюции Урало-Монгольского пояса можно выделить несколько главных этапов (мегаэтапов) (см. рис. 96—107).

I. Мегаэтап, предшествовавший заложению Урало-Монгольского пояса (архей — ранний протерозой). Судя по строению метаморфических комплексов архей и нижнего протерозоя в разных областях этого пояса, характер их геологического развития вряд ли существенно отличался от такового территорий будущих Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Однако, если в строении их фундамента основную роль играют архейские комплексы, то в пределах выступов дорифейского основания Урало-Монгольского пояса явно преобладают метаморфические нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования. Это позволяет предполагать, что местоположение будущего подвижного пояса и граничащих с ним древних платформ было в какой-то мере predetermined степенно тектономагматической активности соответствующих областей Евразии в раннем протерозое и, в частности, относительной ролью в их строении протогеосинклинальных областей. Эта роль бы-

ла значительной в таких регионах, как, например, каледонская Казахстано-Северотяньшаньская система и восточная часть Алтае-Саянской области.

II. Мегаэтап заложения Урало-Монгольского пояса и его обособления от соседних древних платформ (от раннего, среднего или позднего рифея до венда или кембрия) был чрезвычайно длительным (от 0,8 до 1—1,1 млрд лет). Этот мегаэтап еще очень слабо изучен, но уже сейчас очевидно большое своеобразие геологического развития формирующегося подвижного пояса на этом мегаэтапе. Главную роль в нем играли процессы деструкции, т. е. растяжения, раздробления и утоньшения, континентальной коры, значительно сильнее проявившиеся в пределах этого пояса, чем на смежных платформах, что и привело к их обособлению. Вдоль границ древних платформ в раннем или среднем рифее закладывались длительно развивавшиеся авлакогеосинклинальные прогибы, впоследствии вошедшие в состав либо краевых зон Урало-Монгольского пояса (рифейские прогибы Западной мегазоны Урала), либо метаплатформенных областей, образовавшихся между ним и платформами (прогибы Тиманской, Присаянско-Енисейско-Туруханской и Байкало-Патомской зон). Континентальная кора в этих прогибах была утоньшена, но не разорвана. Их развитие завершилось в позднем рифее или венде байкальской складчатостью.

Внутри формирующегося подвижного пояса в одних районах, испытывавших складчатость, метаморфизм и гранитизацию в конце раннего протерозоя, к началу рифея образовалось консолидированное основание, на котором в раннем-среднем рифее местами накапливались отложения, близкие к платформенным, и формировались грабенообразные прогибы типа авлакогенов или авлакогеосинклиналей (Северный Тянь-Шань). В других районах пояса (запад Казахского нагорья, восток Алтае-Саянской области) продолжалось развитие некоторых протерозойских протогеосинклинальных прогибов, завершившееся в конце среднего рифея (около 1 млрд лет назад) складчатыми деформациями, зеленсланцевым метаморфизмом и гранитизацией исседонской эпохи. Типичные эвгеосинклинальные прогибы и тем более зоны, где растяжение континентальной коры дошло до ее полного разрыва, внутри формирующегося («зачаточного») Урало-Монгольского подвижного пояса в раннем-среднем рифее не возникали. Сам этот пояс на мегаэтапе заложения, по-видимому, мало отличался по степени тектономагматической активизации от образовавшихся между ним и древними платформами метаплатформенных областей. Эти различия стали проявляться в конце рифея — венде, когда авлакогеосинклинальные зоны на метаплатформах, а также на некоторых краевых участках Урало-Монгольского пояса (Западная мегазона Урала, Протеросаян) подверглись деформациям сжатия, а в его внутренних зонах (Казахское нагорье, Алтае-Саянская область, Северная и Центральная Монголия) резко активизировались процессы растяжения и деструкции коры.

III. Мегаэтап геосинклинального (частично сингеосинклинального) развития начался в разных областях подвижного пояса неодновременно. В его внутренних и северо-восточных зонах геосинклинальные прогибы стали возникать уже в позднем рифее — венде. Причем там, где процессы деструкции континентальной коры протекали быстро (Алтае-Саянская область, Северная и Центральная Монголия и пр.), еще до начала кембрия или даже венда образовались зоны ее полного разрыва с новообразованным меланократовым основанием (будущие офиолитовые зоны). Там же, где эти процессы проходили медленнее, «рвы» с океанической корой образовались лишь в конце кембрия — начале ор-

довика (Казахское нагорье, Северный Тянь-Шань). В западных и юго-западных зонах Урало-Монгольского пояса процесс заложения типичных геосинклинальных прогибов, включая «рвы» с корой океанического типа, начался позднее — в позднем кембрии — начале ордовика (Урал, Тянь-Шань), но протекал очень быстро.

В процессе заложения геосинклинальных прогибов и их систем в Урало-Монгольском поясе последний четко обособился от смежных с ним метаплатформенных областей, в которых такие прогибы не возникали, а внутри этого пояса геосинклинальные системы обособились от разделяющих их относительно стабильных участков — остаточных срединных массивов. Развитие Урало-Монгольского пояса на этом мегаэтапе протекало полициклически, т. е. распадалось на несколько тектономагматических циклов, начинавшихся с эпох сильной деструкции, растяжения и даже полного разрыва коры, заложения и углубления геосинклинальных прогибов и завершавшихся их отмиранием, усилением процессов сжатия и утолщения коры, формированием складчато-надвиго-покровных сооружений, гранитоидным плутонизмом, горообразованием и накоплением моласс. Крупные циклы распадаются на более короткие подциклы, этапы, стадии, также обладающие циклическим характером. Главными циклами являются:

1. Каледонский цикл (поздний рифей — силур), в некоторых областях (восток Алтае-Саянской области, Северная и Центральная Монголия) распадающийся на два подцикла — салаирский (поздний рифей — кембрий) и собственно каледонский (конец кембрия — силур); хотя салаирский подцикл завершался сильным сжатием и отмиранием целых геосинклинальных систем, за ним не следовала эпоха сильной деструкции.

2. Герцинский цикл, начинающийся в раннем-среднем девоне эпохой сильной деструкции континентальной коры и даже полного ее разрыва в некоторых зонах (Чарская, Западно-Мугоджарская) и завершающийся фазами нарастающего сжатия в раннем и позднем карбоне, перми и конце раннего триаса. Наряду с герцинскими геосинклинальными прогибами и системами, возникшими в результате деструкции коры и регенерации геосинклинального режима после каледонской складчатости, существуют системы (Уральская, Южно-Тяньшаньская, Иртыш-Зайсан-Южномонгольская) с геосинклинальным развитием в течение всего палеозоя, завершившимся герцинской складчатостью. В некоторых зонах пояса, в частности в Пайхой-Новоземельской зоне на участке его северного окончания и вырождения, это сквозное развитие продолжалось без проявлений герцинской складчатости до позднего триаса и завершилось лишь раннекеммерийскими деформациями сжатия.

В отличие от каледонского цикла и его салаирского подцикла, в конце герцинского цикла отчетливо проявился сравнительно короткий орогенный этап, ознаменованный возникновением горного рельефа и формированием моласс, в том числе в Предуральском краевом прогибе. Свообразие герцинского цикла проявляется также в том, что в девоне — перми в Урало-Монгольском поясе помимо геосинклинальных систем и остаточных срединных массивов существовали обширные регионы, завершившие типично геосинклинальное развитие салаирской или каледонской складчатостью и игравшие роль массивов ранней консолидации (Казахстано-Северотяньшаньский, Кузнецко-Саяно-Тувинский). В девоне они подверглись некоторой деструкцией и тектономагматической активизации, приведшей к мощным вспышкам наземного вулканизма и формированию глубоких наложенных впадин и вулканоплутонических поясов, а с конца девона их развитие протекало более спокой-

Но, сопровождаясь накоплением сингеосинклинальных («квазиплатформенных») отложений и формированием пологоскладчатых брахиморфных структур.

3. Последний, **позднекимммерийский цикл** проявился лишь в самой восточной части Урало-Монгольского пояса, непосредственно смыкающейся с Тихоокеанским подвижным поясом, и, по-видимому, был обусловлен оживлением тектономагматических процессов в западной части последнего в связи с «обновлением» Тихоокеанской впадины в мезозое. Этот цикл следует за герцинским и охватывает время от перми или триаса до середины мела. Начало этого цикла в Восточном Забайкалье было ознаменовано деструкцией континентальной коры и наложением позднекимммерийских прогибов на раздробленное герцинское основание, а в Приамурье и Приохотье они, возможно, были более тесно преемственно связаны с герцинскими.

В этом цикле выделяются соизмеримые по длительности собственно геосинклинальный (до конца средней юры) и орогенный (поздняя юра—ранний мел) этапы, каждый из которых представляет более мелкий тектонический цикл. Позднекимммерийские геосинклинальные прогибы повсеместно развивались на типично континентальной коре в пределах узкой зоны, обрамленной поднятиями, поставлявшими в них обильный терригенный материал.

IV. На большей части территории Урало-Монгольского пояса с позднекимммерийским геосинклинальным циклом совпадает во времени первая половина **постгеосинклинального мегаэтапа** его развития, начавшегося в триасе и продолжающегося до современности. В целом этот мегаэтап отличается значительным ослаблением тектономагматической активности по сравнению с геосинклинальным и особенно снижением роли магматизма и горизонтальных движений. Одни регионы на постгеосинклинальном мегаэтапе проявляли устойчивую тенденцию к поднятию и денудации, другие, в структуре которых большую роль играют срединные массивы, — обнаруживали тенденцию к дифференцированному опусканию и покрывались более или менее мощным плитным чехлом (Северо-Туранская, Западно-Сибирская плиты).

В течение постгеосинклинального мегаэтапа в разных областях пояса имели место 4 эпохи тектономагматической активизации. В начале трех первых эпох — триасовой, главным образом в западной части пояса (Урал и Западная Сибирь), ранне-среднеюрской в средней его части (Казахстан, Тянь-Шань, Алтай-Саянская область, Монголия, Западное Забайкалье) и позднеюрско-раннемеловой в восточной части (Забайкалье, Восточная Монголия и смежные районы Китая) — в условиях растяжения возникали впадины и грабены (особенно многочисленные в последнюю из этих эпох), заполнявшиеся наземными вулканическими и угленосными отложениями, а в конце их эти структуры подвергались сжатию, синхронному с раннекимммерийской, позднекимммерийской и тяньшаньской эпохами складчатости.

Последняя, **позднекайнозойская**, эпоха тектонической активизации, проявившейся главным образом в Тянь-Шаньской и южной части Алтай-Саянской области, с самого начала характеризовалась обстановкой субмеридионального сжатия, по-видимому, вызванной коллизией Евразийской и Индостанской литосферных плит и приведшей в этих областях к короблению коры, развитию взбросов и сдвигов, складок в чехле, формированию горных поднятий и сопряженных с ними впадин, заполнявшихся мощными континентальными молассаами.

БУРЕИНО-ДУНБЭЙСКАЯ¹ МЕТАПЛАТФОРМЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область, расположенная в пределах России и северо-восточного Китая, примыкает с севера к самому восточному участку древней Китайской (Китайско-Корейской) платформы, от которой она отделяется зоной субширотных разломов. Простираясь с юга на север более чем на 1000 км, она почти совсем отгораживает узкий восточный участок Урало-Монгольского подвижного пояса от Сихотэ-Алинской мезозойской складчатой области Тихоокеанского подвижного пояса (см. рис. 60). Многие исследователи, включая территорию Буреино-Дунбэйской области в состав Урало-Монгольского пояса, подчеркивали своеобразие ее структуры и истории как относительно жесткой глыбы («Амурский геоблок» Л. И. Красного, «Хингано-Буреинский массив» В. Е. Хаина), первоначально входившей в состав Китайской платформы, но отсеченной от нее процессами деструкции в рифее (А. М. Смирнов). Многие особенности геологического строения, развития и минерализации этого своеобразного региона выясняются в ходе начатых в 1990 г. совместных российско-китайских исследований. Наименее ясно положение западной границы Буреино-Дунбэйской области. Несколько условно мы проводим ее вдоль субмеридионального позднемезозойского вулканического пояса Большого Хингана, несомненно приуроченного к глубинному магноактивному тектоническому шву.

В северной и юго-восточной частях этой области выделяются два древних (добайкальских) метаплатформенных массива — Буреинский и Ханкайский — с наложенными на некоторые их участки небольшими байкало-салаирскими, каледонскими и герцинскими авлакогеосинклинальными складчатыми зонами и неоднократными проявлениями тектономагматической активности. К югу от Амура эти массивы, возможно, смыкаются друг с другом. Западнее Ханкайского массива простирается в северо-северо-восточном направлении, затухая к северу, узкая позднегерцинская Гириная складчатая зона, а к западу от нее расположена обширная впадина Сунляо. В структуре маломощных континентальных отложений верхнего мела и кайнозоя она представляет плоскую синеклизу, а подстилающие их мощные (до 5—7 км) нижнемеловые и юрские континентальные терригенные отложения образуют погребенную рифтовую систему, состоящую из многочисленных субмеридиональных грабенных и горстов. Некоторые китайские геологи предполагают под ней палеозойское складчатое основание, а другие (что кажется более вероятным) — погребенный древний консолидированный массив, возможно, служащий южным продолжением Буреинского. В последнем случае Гириная зона должна считаться авлакогеосинклинальной.

Вулканический пояс Большого Хингана в основном сложен очень мощными (до 4—8 км) верхнеюрскими и нижнемеловыми наземными

¹ Дунбэй — северо-восточная часть Китая, ранее именовавшаяся в русской литературе Маньчжурией.

вулканитами базальт-андезитового, трахитового и липаритового состава, прорванными позднемезозойскими гранитоидами. Этот вулканический комплекс залегает в целом полого, выполняя широкий, разбитый сбросами прогиб, на месте которого в кайнозойе возникло инверсионное поднятие — средневысотный хребет Большого Хингана.

Докембрийско-палеозойский фундамент Буреинского метаплатформенного массива обнажается в широком субмеридиональном сводовом поднятии хр. Турана в его восточной части и небольшом Гонжинском выступе — в северо-западной. Наиболее метаморфизованные древнейшие породы фундамента — гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты, двуслюдяные и другие метаморфические сланцы и кварциты (более 4 км) — объединяются в нижнепротерозойскую амурскую серию. К рифею — нижнему кембрию относятся метаморфизованные и частично подвергшиеся гранитизации первично-осадочные толщи слюдяных, силлиманитовых графитсодержащих сланцев, филлитов, кварцитов, мраморизованных известняков и доломитов (2—3 км). Более молодые палеозойские отложения в разных районах массива выражены терригенными и карбонатными отложениями ордовика, силура, девона, карбона и перми. Помимо осадочных в сложении верхнепротерозойских и палеозойских толщ участвуют вулканические образования преимущественно кислого состава. В разрезах палеозоя установлен ряд перерывов и несогласий, выше которых обычно присутствуют конгломераты с галькой гранитоидов.

Конфигурация и структурный план каледонских и герцинских прогибов, наложенных на добайкальское и байкальское основание, сильно замаскированы обширными полями позднепалеозойских и отчасти мезозойских гранитоидов, которые вместе с докембрийскими и раннепалеозойскими гранитоидами занимают до 80% обнаженной поверхности массива. Среднепалеозойские отложения местами довольно сильно смяты, верхнепалеозойские залегают более полого.

В фундаменте расположенного юго-восточнее Ханкайского массива различаются несколько этажей. Древнейший, архейско-нижнепротерозойский, этаж сложен глубокометаморфизованными породами — биотит-амфиболовыми и высокоглиноземистыми гнейсами, биотитовыми сланцами, кварцитами, мраморами (более 10 км) с телами ортоамфиболитов и гнейсогранитов. Вышележащий рифейско-нижнекембрийский этаж распространен в южной части массива и, вероятно, приурочен к субширотному авлакогеосинклинальному прогибу, отделившему или полуотделившему Ханкайский массив, а возможно, и всю Буреино-Дунбэйскую метаплатформу от Китайской платформы. Рифей — венд в основном выражен метаморфизованными в зеленосланцевой фашии терригенно-карбонатными отложениями — хлоритовыми, графит-серпичитовыми сланцами, кварцитовидными песчаниками, железистыми кварцитами, мраморизованными известняками и доломитами и подчиненными им метавулканитами (до 5—7 км). Выше согласно залегают нижнекембрийские толщи известняков, доломитов и филлитизированных глинистых сланцев, а также железистые кварциты, марганцевые руды и фосфато-кремнистые породы в низах и песчаники и гравелиты в верхах разреза (2—6 км). Они несогласно перекрываются верхнекембрийскими грубообломочными молассаами и вулканитами среднего и кислого состава (2—4 км). Рифей, венд и кембрий смяты в субширотные складки, возникшие в салаирскую эпоху, и прорваны телами допозднекембрийских ультраабзисов и габброидов, а также несколькими генерациями гранитоидов, внедрение которых происходило от ордовика до раннего девона.

С юга в Ханкайский массив вдается узкая, затухающая к северу Западно-Приморская авлакогеосинклинальная складчатая зона, сложенная силурийскими и нижнедевонскими терригенно-кремнистыми отложениями, а также основными и кислыми вулканитами (3—4 км). Они смяты в линейные субмеридиональные складки, несогласно перекрыты прибрежно-морскими терригенными отложениями, а также средними и кислыми вулканитами пермского возраста и совместно с ними прорваны телами позднепермских гранитоидов.

На значительной части площади Буреинского и Ханкайского массивов их докембрийско-палеозойский фундамент несогласно перекрыт чехлом мезозойских и кайнозойских отложений. На северо-восточный участок Буреинского массива, граничащий с Буреино-Хинганской зоной Сихотэ-Алинской мезозойской складчатой области, наложен Буреинский краевой прогиб. В нем на палеозойском фундаменте несогласно залегают морские терригенные отложения лейаса. На них либо непосредственно на фундамент массива налегают аналогичные отложения доггера. Выше трансгрессивно, а в западной части прогиба непосредственно на палеозое залегают терригенные отложения мальма с прослоями туфов и углей. Еще выше на отложения юры, а западнее — на палеозой ложится лимническая толща нижнего мела, перекрытая верхнемеловой континентальной песчано-конгломератовой толщей. Общая мощность юры и мела достигает 6—7 км. Смещение оси Буреинского прогиба в ходе его развития к западу и ослабление складчатых дислокаций мезозойского комплекса в том же направлении подтверждают его принадлежность к краевым прогибам.

На юго-западе входящей в пределы России части Буреинского массива, в левобережье Амура, расположена Амуру-Зейская впадина, по строению напоминающая в миниатюре расположенную южнее впадину Сунляо. В основании ее выявлена система субмеридиональных горстов и грабенов, выполненных континентальными угленосными отложениями, а также лавами и туфами липаритов, дацитов и андезитобазальтов верхней юры и нижнего мела (2—3 км). Некоторые из грабенов непосредственно продолжаются к югу от Амура во впадину Сунляо. Верхние горизонты нижнего мела залегают трансгрессивно и покрывают тонким субгоризонтальным чехлом всю Амуру-Зейскую впадину, как и вышележащие континентальные терригенные, частично угленосные отложения верхнего мела, палеоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена общей мощностью до 0,5—1 км.

В пределах расположенной в России части Ханкайского массива, за исключением его восточной, Арсеньевской зоны, пограничной с сооружением Сихотэ-Алиня, мезозойские отложения отсутствуют. На внутренний участок массива наложена неглубокая блюдцеобразная Ханкайская впадина, выполненная континентальными неоген-четвертичными отложениями (до 0,5 км) озерно-болотного и аллювиального генезиса (глины, диатомиты, пески, галечники) с горизонтами андезитовых и базальтовых лав. В центре ее находится оз. Ханка.

Полезные ископаемые. Из рудных ископаемых, месторождения и проявления которых известны в Буреинском и Ханкайском массивах, следует отметить железистые кварциты и марганцевые руды в вендских и нижнекембрийских отложениях и руды золота, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, связанные с палеозойскими гранитоидами Буреинского массива. В протерозойских метаморфических толщах обоих массивов известны месторождения и проявления графита, а в рифейско-вендских и нижнекембрийских — фосфорита. На окраине Ханкайс-

кого массива находится Вознесенское флюоритовое месторождение ордовикского (?) возраста.

Крупный угольный бассейн связан с нижнемеловыми отложениями Буреинского прогиба. Угленосные отложения имеются в верхнеюрских и нижнемеловых, а также палеоценовых толщах Амуро-Зейской впадины. По аналогии с впадиной Сунляо в китайской части Буреино-Дунбэйского массива, в нижнемеловых континентальных отложениях которой обнаружены и эксплуатируются крупнейшие залежи нефти, в том числе гигантское месторождение Дацин, можно предполагать возможность открытия месторождений углеводородов в Амуро-Зейской впадине и Буреинском прогибе.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ

Ряд участков южной окраины России, Украины, Казахстана, Узбекистана, вся территория Грузии, Армении, Азербайджана, Туркмении и большая часть Таджикистана лежат в пределах Средиземноморского подвижного пояса, который простирается на 15 тыс. км от Западной Европы до Индонезии, где он смыкается с Тихоокеанским поясом. Средиземноморский пояс состоит из трех главных отрезков — собственно Средиземноморского, Памиро-Гималайского и Индонезийского. Первые два занимают внутри- или межконтинентальное положение, отделяя Восточно-Европейскую и Китайскую платформы с прилегающими метаплатформенными областями, а также средний участок Урало-Монгольского подвижного пояса на севере от Африкано-Аравийской и Индостанской платформ на юге, а Индонезийский сегмент имеет окраинно-континентальный характер и отделяет Юго-Восточную Азию от северо-восточной части Индийского океана. Средиземноморский пояс, подобно Урало-Монгольскому, был заложен в позднем протерозое и развивался более 1 млрд лет, но в отличие от него на ряде участков Средиземноморского пояса геосинклинальный процесс еще продолжается. В его эволюции выделяются позднепротерозойский (байкальский), а также палеозойский (герцинский) и мезокайнозойский (альпийский) «циклы», начинавшиеся с частичной деструкции консолидированной в конце предыдущего цикла континентальной коры и регенерации геосинклинального режима на значительной части территории пояса; последний «цикл» в восточной части пояса распадается на самостоятельные мезозойский и кайнозойский «циклы».

В строении западного, собственно Средиземноморского, отрезка пояса различаются прерывистая северная зона, где геосинклинальное развитие в основном завершилось не позднее конца палеозоя, и большая южная, где оно продолжалось (или возобновилось) в мезозое и кайнозое, и которая ныне находится на протоорогенном этапе альпийского «цикла» (рис. 62). Северная зона состоит из ряда выступов байкальского, герцинского и отчасти древнекиммерийского складчатого фундамента и молодых плит, в которых оно перекрыто пологозалегающим плитным чехлом, — Западно-Европейской, Мезийской, Скифской и Южно-Туранской, восточная часть которой (поднятие Кугитанг и Южно-Таджикская впадина) испытала в позднем кайнозое интенсивные складчато-надвиговые деформации. Южная зона, т. е. альпийский Средиземноморский протоорогенный пояс, состоит из ряда складчатых и складчато-покровных сооружений, возникших на месте альпийских геосинклинальных прогибов и выраженных в виде горных хребтов. Во многих из них присутствует мезозойская офиолитовая ассоциация, указывающая на значительное, вплоть до возникновения зон с корой океанического типа, растяжение литосферы пояса на ранней стадии альпийского «цикла».

В большинстве поперечных сечений пояса различаются две главные ветви альпийских складчато-покровных сооружений, которые то сближаются, то далеко расходятся, что позволяет выделить в структурном плане пояса ряд сегментов. Большинство сооружений обеих ветвей в поперечном сечении резко асимметрично, причем их вергентность направлена в южной ветви к югу, а в северной — к северу, т. е. в стороны жесткой «рамы» альпийского пояса (соседней древней платформы, метаплатформенной области или молодой плиты). В некоторых сегментах от северной ветви несколько косо отходят к северо-западу, постепенно затухая по простиранию, дополнительные, более короткие ветви альпийских складчатых сооружений (Крымско-Кавказская, Пиренейская). Односторонняя вергентность в них выражена слабее, мезозойские офиолитовые комплексы отсутствуют, горизонтальное растяжение и последующее сжатие в альпийском «цикле» были в целом меньшими, чем в главных ветвях, но позднеальпийское горообразование в некоторых сооружениях этих ветвей проявилось очень мощно (Большой Кавказ).

В строении альпийского пояса участвуют также выполненные позднекайнозойскими молассами краевые прогибы, отделяющие складчатые и покровно-складчатые горные сооружения от его «рамы»; разделяющие эти сооружения срединные массивы; наложенные на различные участки массивов и складчатых сооружений внутренние (межгорные) впадины, выполненные молассами, и глубоководные впадины внутренних морей с корой субокеанического типа.

В пределы России и республик бывшего Советского Союза частично попадает участок Средиземноморского пояса, включающий семь его сегментов — Карпато-Динарский, Балкано-Эллинский, или Эгейский; Черноморско-Анатолийский, Кавказский, Туркмено-Иранский, Афгано-Пакистанский и Памиро-Кашмирский.

МОЛОДЫЕ ПЛИТЫ СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Северную часть Средиземноморского пояса между Карпатами и Балканами на западе и Памиром на востоке занимает мегазона, складчатый фундамент которой был сформирован в доюрское время в результате байкальской, герцинской и древнекиммерийской складчатостей, а на ряде участков предполагаются массивы добайкальской консолидации. Почти повсеместно, кроме небольших выступов в Добрудже, на Мангышлаке, Туаркыре и Кугитанге, фундамент перекрыт плитным чехлом, разрез которого, в зависимости от возраста фундамента, начинается с палеозоя, верхней перми — триаса, юры или мела. Мощность чехла варьирует от 0 до 10—15 км. Его нижние горизонты нередко довольно сильно деформированы, в связи с чем некоторые исследователи считают их верхним этажом фундамента или выделяют в качестве особого переходного, или промежуточного, комплекса. На севере западный участок зоны граничит с Восточно-Европейской платформой, средний — с Донецко-Североустуртской метаплатформенной областью, а восточный — с Северо-Туранской молодой плитой и Южно-Тяньшаньской герцинской складчатой областью Урало-Монгольского пояса. На западе и юге к ней примыкают краевые прогибы, альпийские складчатые сооружения и Черноморская глубоководная впадина. В рельефе зона выражена низменными равнинами, над которыми местами поднимаются холмистые возвышенности (Добруджа, Ставрополье, Туаркыр), низкие

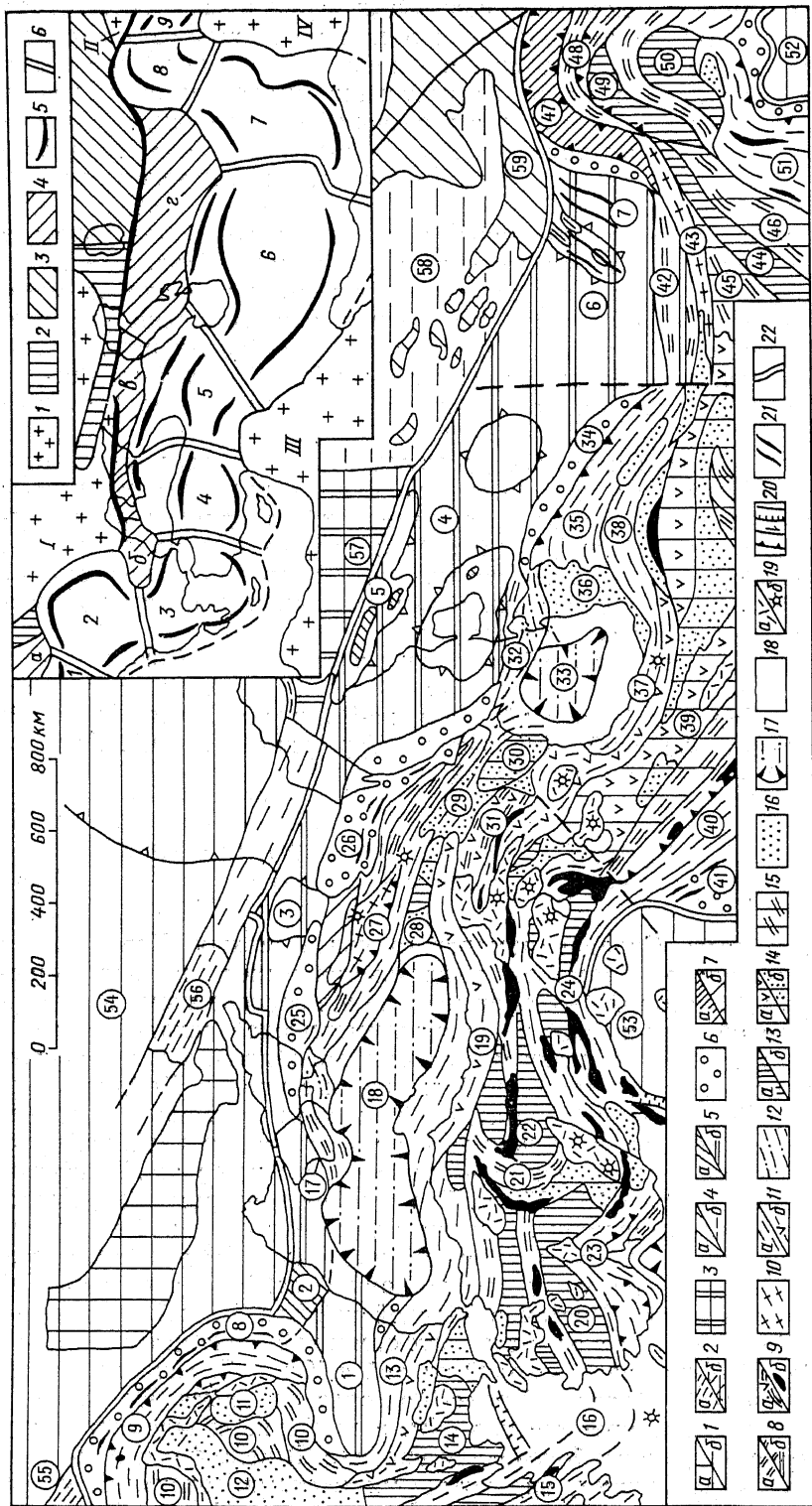


Рис. 62. Схема тектонического строения средней части Среднеоморского подвижного пояса: 2 — авлакогеносинклинальные палеозойские складчатые зоны на поверхности (а) и под чехлом (б), 3 — металатформенные массивы с плитным чехлом; 4 — Урало-Монгольский подвижный пояс; выступы палеозойского складчатого фундамента (а) и мезокайнозойский плитный чехол (б); 5—22 — Среднеоморский подвижный пояс; выступы докембрийского фундамента (а — выступы докембрийского, палеозойского и мезозойского и

раннемезозойского фундамента, 6 — плитный чехол), 6 — альпийские краевые прогибы, 7 — краевые массивы (а — выступы домезозойского основания, б — мезокайнозойский чехол), 8 — позднекайнозойские складчатые сооружения на поверхности (а) и под мед-кайнозойским чехлом (б), 9 — позднекайнозойские эвгосинклинальные зоны (а) и мезозойские офиолитовые комплексы (б), 10 — выступы домезозойского основания в альпийских складчатых сооружениях, 11 — альпийские складчатые сооружения (а) и эвгосинклинальные зоны в них (б); 12 — позднекайнозойские поперечные и периферийные прогибы, 13 — срединные массивы (а — выступы домезозойского основания, б — мезокайнозойский чехол), 14 — участки средних массивов, покрытые палеогеновыми вулканитами (а) и неоген-четвертичными молассаи (б), 15 — участки средних массивов, переработанные позднемезозойской складчатостью, 16 — позднекайнозойские внутренние (межгорные) впадины, 17 — внутренние части глубоководных впадин с корой субокеанического типа, 18 — их периферические зоны и формирующиеся глубоководные впадины, наложенные на складчатые зоны и срединные массивы, 19 — районы наземного позднекайнозойского вулканизма (а) и некоторые крупнейшие вулканы (б), 20 — крупные альпийские разломы типа надрывов и покровов, сдвигов сбросов и без разделения, 21 — кайнозойские складки в чехольных и молассовых комплексах, 22 — граница Средиземноморского пояса.

На врезке — схема районирования Средиземноморского пояса:

1 — древние платформы (I — Восточно-Европейская, II — Китайская, III — Африкано-Аравийская, IV — Индостанская); 2 — металадарменные области; 3 — Урало-Монгольский подвижный пояс; 4 — области с домезозойским фундаментом в северной зоне Средиземноморского пояса (а — Западно-Европейская, б — Мезийская, в — Скифская, г — Южно-Туранская); 5 — области альпийской складчатости в южной зоне пояса и главные ветви складчатых сооружений; 6 — границы сегментов в этой зоне. Сегменты: 1 — Альпийский, 2 — Карпато-Динарский, 3 — Балкано-Эллинский (Эгейский); 4 — Черноморско-Анатолийский, 5 — Кавказский, 6 — Туркмено-Иранский, 7 — Афгано-Пакистанский, 8 — Памиро-Кашмирский, 9 — Гималайско-Тибетский. Цифрами в кружках на основном рисунке обозначены: 1 — Мезийская плита; 2 — зона Добруджи; 3 — Скифская плита; 4 — Южно-Туранская плита; 5 — Мангышлакская зона; 6 — поднятие Кугитанг; 7 — Южно-Таджикская впадина; 8 — Предкарпатский краевой прогиб; 9 — Внешняя мегазона Карпат; 10 — Внутренняя мегазона Карпат; 11 — Трансильванская впадина; 12 — Паннонская впадина; 13 — складчатое сооружение Балкан; 14 — Родопский массив; 15 — складчатое сооружение Эллиид; 16 — Эгейская впадина; 17 — складчатое сооружение Горного Крыма; 18 — Черноморская впадина; 19 — складчатое сооружение Понтид; 20 — Мендересский массив; 21 — Анкарская зона; 22 — Киршехарский массив; 23 — складчато-покровное сооружение Западного Тавра; 24 — то же, Восточного Тавра; 25 — Индоло-Кубанский краевой прогиб; 26 — Терско-Каспийский краевой прогиб; 27 — складчатое сооружение Большого Кавказа; 28 — Ринская впадина; 29 — Среднекуринская впадина; 30 — Нижнекуринская впадина; 31 — складчатое сооружение Малого Кавказа; 32 — Апшероно-Прибалханская зона попережного погружения; 33 — Южно-Каспийская впадина; 34 — Предкопетдагский краевой прогиб; 35 — складчатое сооружение Копетдага; 36 — Западно-Туркменская впадина; 37 — складчатое сооружение Эльбурса; 38 — складчатое сооружение Аладага-Биналуда; 39 — Иранский средний массив; 40 — складчатое сооружение Загроса; 41 — Месопотамский краевой прогиб; 42 — зона Банди-Туркестана; 43 — поднятие Гундукуша; 44 — Шахрстанская зона Афганского массива; 45 — Фарахрудская зона; 46 — Аргандагская зона; 47 — мегазона Северного Памира; 48 — мегазона Южного Памира; 49 — массив Юго-Западного Памира-Нуристана; 50 — Хиндурадждский массив; 51 — складчатое сооружение Сулейман-Куртара; 52 — Индостанская платформа; 53 — Аравийский блок Африкано-Аравийской платформы; 54 — Восточно-Европейская платформа; 55 — Датско-Польская авлакогосинклинальная складчатая зона; 56 — Донецко-Промысловская авлакогосинклинальная складчатая зона; 57 — Северо-Устюртский металадарменный массив; 58 — Северо-Туранская плита; 59 — поднятие Южного Тянь-Шаня.

гряды (Мангышлак) и хребты (Кугитанг). Некоторые ее участки заняты мелководьями Черного, Азовского и Каспийского морей и Среднекаспийской котловиной с глубинами до 800 м.

Западный участок зоны занимает Мезийская плита, огибаемая с севера, запада и юга альпийскими складчатыми сооружениями Южных Карпат и Балкан. Плита обладает байкальским или добайкальским фундаментом и чехлом из пологозалегающих палеозойских и субгоризонтальнозалегающих мезокайнозойских отложений мощностью от 1—2 до 6—8 км. Мезийская плита сформировалась на континентальной коре, но мощность гранитно-метаморфического слоя в ней с запада на восток сокращается от 10—15 до 5 км, а в лежащей непосредственно восточнее Черноморской впадине — до нуля. Это позволяет допустить, что последняя возникла на восточном погруженном продолжении Мезийской плиты.

От Восточно-Европейской платформы Мезийскую плиту отделяет относительно узкая (100—150 км) складчатая зона Добруджи, состоящая из нескольких подзон байкальского, герцинского и древнекембрийского возраста. На северо-западе она погружается под Предкарпатский прогиб и альпийское сооружение Восточных Карпат, и, вероятно, представляет продолжение Датско-Польской авлакогеосинклинальной складчатой зоны Среднеевропейской метаплатформенной области. Возможно, что и Мезийская плита первоначально представляла единое целое с последней. На северо-востоке Добруджа граничит с глубоким Нижнедунайским перикратонным прогибом Восточно-Европейской платформы, выполненным слабодислоцированными палеозойско-нижнетриасовыми, а также средне-верхнеюрскими (до 2—3 км) отложениями. Некоторые геологи рассматривают мезозойскую структуру этой зоны в качестве недоразвитого Преддобруджинского краевого прогиба.

На юго-востоке сооружение Добруджи погружается под мезокайнозойские отложения, которые выстилают дно мелководной северо-западной части Черного моря, а далее к востоку слагают северную равнинную часть Крыма, среднюю часть Азовского моря и равнинное Предкавказье и принадлежат к чехлу выделенной М. В. Муратовым Скифской молодой плиты. Ее продолжением к востоку от Аграханско-Гурьевского погребенного разлома, в пределах дна средней части Каспийского моря и Закаспийской равнины, является также выделенная М. В. Муратовым более обширная Южно-Туранская молодая плита, отечающая юго-западной части ранее выделенной Туранской плиты.

СКИФСКАЯ ПЛИТА

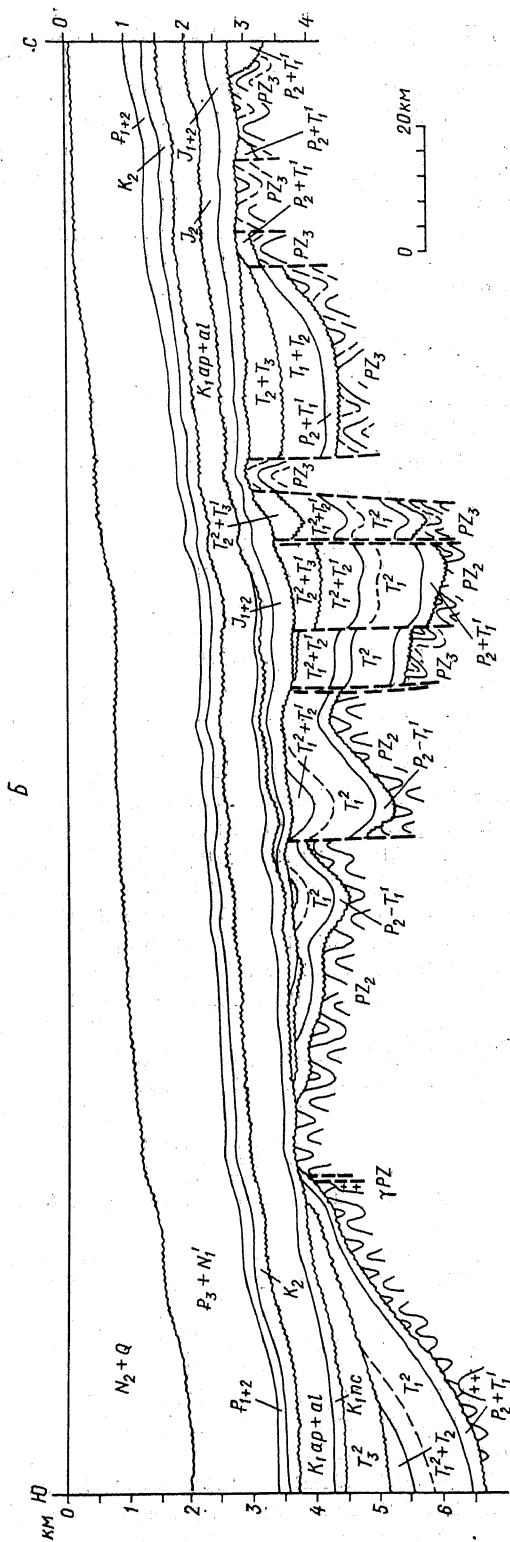
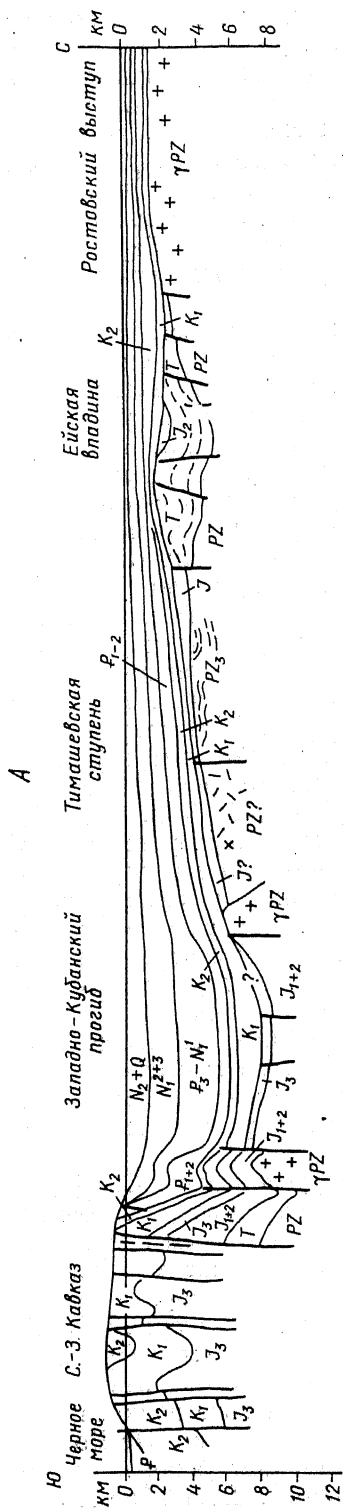
Скифская плита в послевоенные десятилетия была детально геолого-геофизически исследована и покрыта густой сетью глубоких скважин. Значительный вклад в ее изучение внесли М. В. Муратов, А. Я. Дубинский, А. И. Летавин и др. На севере западная часть плиты граничит по краевым разломам с южным склоном Украинского щита и Ростовским выступом Восточно-Европейской платформы, а восточная — по Восточно-Маньчскому разлому с Донецко-Промысловской авлакогеосинклинальной складчатой зоной. На юге Скифская плита смыкается с сооружением Горного Крыма, Индоло-Кубанским и Терским краевыми прогибами (см. рис. 69, 73). Первоначально предполагалось, что плита повсеместно обладает герцинским фундаментом, но позднее выяснилась неоднородная структура ее основания. В ее южных частях предполагается существование эпибайкальских массивов, метаморфические породы которых вскрыты бурением на юго-востоке Равнинного

Крыма, на северном склоне Кубанского прогиба, на Минераловодском поднятии. В более северных районах Крыма и Предкавказья распространены очень слабометаморфизованные, сильнодислоцированные существенно глинистые предположительно среднепалеозойские толщи, рассматриваемые как миогеосинклинальный герцинский складчатый комплекс, а также, возможно, более древние (вплоть до рифея). В ряде мест они прорываются позднепалеозойскими гранитоидами. Верхнепротерозойские и палеозойские образования, вероятно, залегают на более древнем кристаллическом фундаменте, общем с Восточно-Европейской платформой, который «просвечивает» в виде субмеридиональных магнитных аномалий.

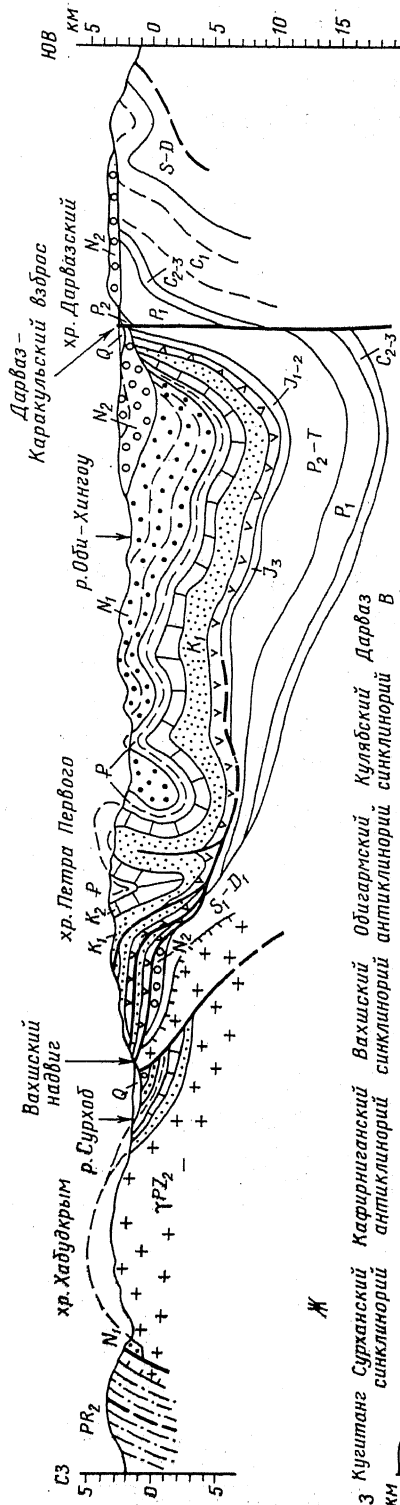
Между герцинским основанием и плитным чехлом местами присутствует довольно мощный позднепермско-раннеюрский «переходный комплекс», слагающий разнотипные тектонические формы. В северо-западной части Предкавказья и равнинной части Крыма выявлены узкие, выполненные терригенно-вулканогенными толщами триаса и лейаса, древнекиммерийские прогибы, смятые в складки перед средней юрой. К зоне сочленения западной части Скифской плиты с южным склоном Украинского щита приурочен широкий и глубокий Северо-Крымский грабен, а к ее Центральнопредкавказскому участку — несколько более узких грабенов (Манычский, Ставропольский). В Восточном Предкавказье верхнепермские и триасовые терригенно-карбонатные и вулканогенные толщи выполняют обширную субизометричную впадину, осложненную пологими брахискладчатыми и блоковыми нарушениями.

На домезозойском фундаменте или переходном раннемезозойском комплексе залегает мезокайнозойский плитный чехол. Его разрез начинается со средней юры (в Западном и Восточном Предкавказье) или с нижнего мела и включает также отложения верхнего мела, палеогена, неогена и антропогена мощностью от сотен метров до 5—8 км (рис. 63). Структура чехла в Приазовье и Предкавказье характеризуется общим увеличением мощностей и очень пологим наклоном слоев к югу, в сторону краевых прогибов, осложненным рядом частных субизометричных и удлиненных впадин и относительных поднятий, наиболее отчетливо выраженных в меловых и палеогеновых отложениях. В северо-западной части плиты расположена Причерноморская впадина глубиной до 6—8 км, северное крыло которой наложено на южный склон Украинского щита. Южное крыло впадины осложнено в северо-западной части Крыма Тарханкутским плакантиклинорием, состоящим из многочисленных брахискладок в меловых отложениях. К югу от него в западном Крыму находится Евпаторийское поднятие, а еще южнее — расширяющаяся и углубляющаяся к западу Альминская впадина.

В центре Крыма близ южного края плиты расположено Симферопольское поднятие, от которого к северо-востоку в сторону Азовского моря отходит Новоцарицынско-Азовский вал. Его восточным продолжением в Западном Предкавказье служит Ейско-Березанская валообразная зона с рядом локальных газоносных поднятий в породах мела, возникшая над Приазовским древнекиммерийским синклиниорием. В залегании кайнозойских отложений она не выражена. В центре Предкавказья расположен обширный Ставропольский свод, осложненный рядом частных брахиморфных поднятий. В Невинномысской зоне поднятий на юго-западе свода фундамент приподнят до глубин 1—1,5 км. От Донецко-Промысловской зоны Ставропольский свод отделяет узкая Манычская впадина, наследующая раннемезозойский грабен. Восточное Предкавказье в залегании ниже-среднеюрских и меловых отложений представляет обширную плоскую впадину, осложненную Прикумской зоной



Е



Ж

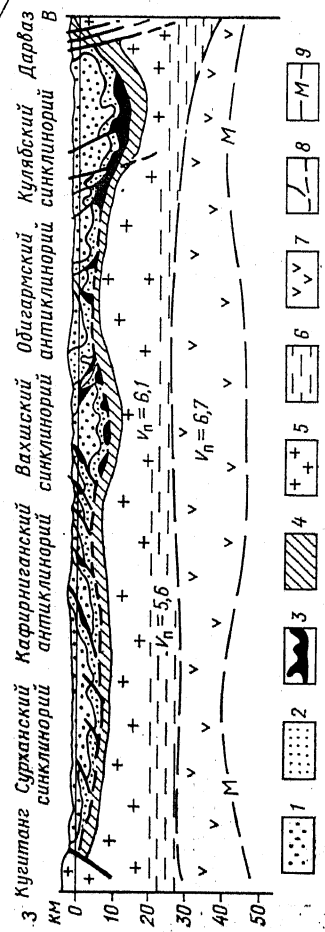


Рис. 63. Геологические разрезы Скифской, Южно-Туранской плит и Южно-Таджикской впадины: А — Западное Предкавказье (по А. Н. Шарданову и др.); Б — Восточное Предкавказье (по А. И. Летавину и др.); В — западная часть Южно-Туранской плиты (по В. И. Попкову), черным показаны залежи нефти; Г — Бухаро-Хивинская ступенчатая зона (по М. Б. Гохбергу, Е. А. Рогожину и др.). Ступени: А — Бухарская, Б — Чарджоуская, В — Багдажинская. Разломы: а — Амударьинский, б — Бухаро-Мешеклинский; Д — Южно-Таджикская впадина (по А. Ю. Мессиневой и др.); Е — Памяро-Алайская (Дарваз-Заалайская) зона в районе Гармского полигона (по Т. В. Гусевой и др.); Ж — геолого-геофизический разрез земной коры через Южно-Таджикскую впадину (по Я. А. Беккеру и др. 1983, с упрощениями): 1 — неоген — антропоген; 2 — мел — палеоген; 3 — соленосная верхняя юра; 4 — подсолоневая юра — триас (?); 5 — герцинский комплекс «гранитный» слой; 6 — волновод в средней части коры; 7 — «базальтовый» слой; 8 — надвиги и тектонические покровы; 9 — граница Мохо

брахиморфных нефтеносных поднятий в породах юры и нижнего мела. Эти структуры почти не выражены в кайнозойском комплексе, подошва которого полого погружается от Промысловской зоны к оси Терско-Каспийского краевого прогиба.

Древнейшие образования, вскрытые бурением в южной части Скифской плиты, представлены верхнепротерозойскими (?), первично-терригенными, реже карбонатными и вулканогенными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. В северной части плиты на породах дорифейского кристаллического фундамента несогласно залегает широко распространенный в Центральном, Западном Предкавказье и равнинном Крыму комплекс филлитов и глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и кремнистых сланцев, изредка доломитов, известняков, туфов и лав различного состава мощностью в несколько километров. Этот комплекс, по единичным находкам нижнекаменноугольной фауны и спор относимый к среднему палеозою, был смят в складки не позднее начала перми. В отдельных впадинах и грабенах Центрального Предкавказья присутствуют пермские (?) красноцветные обломочные отложения с прослоями кислых вулканитов.

В Западном и Восточном Предкавказье распространен несогласно залегающий «переходный комплекс» мощностью до 3—4 км, включающий красноцветные конгломерато-песчаниковые толщи верхней перми — низов триаса, триасовые карбонатно-терригенные толщи и терригенно-вулканогенную толщу с лавами и туфами кислого и среднего состава верхнего триаса — лейаса.

Разрез плитного комплекса чехла в Восточном и Западном Предкавказье начинается с паралических и мелководно-морских отложений верхов лейаса — доггера (до 0,5—1 км). В южных районах Предкавказья выше присутствуют карбонатные отложения мальма — валанжина (до 0,5—1 км) с гипсо-соленосной толщей в киммерийско-титонской части разреза.

На большей части Предкавказья и равнинного Крыма на разновозрастные образования палеозоя и мезозоя трансгрессивно, разными своими горизонтами налегает нижнемеловой песчано-алеврито-глинистый комплекс мощностью от сотен метров до 1 км, а в северном Крыму, где в альбе происходили извержения андезитовых лав и туфов, — даже до 2—2,5 км. Выше на всей Скифской плите залегают известняково-мергельные толщи верхнего мела (0,5—1 км, а в Причерноморской впадине — до 2 км), согласно перекрываемые глинисто-мергельной фораминиферовой серией палеоцена — эоцена. Мощность их в Крыму составляет 0,2—0,5 км, в Западном и Центральном Предкавказье — 0,5—0,8 км, а в Восточном — лишь 0,1—0,2 км. В палеоцене в Северо-Западном Предкавказье значительную роль играют терригенные отложения, материал которых, как и в позднем мелу, приносился с севера. Олигоцен и нижний миоцен выражены песчано-алеврито-глинистой майкопской серией (от 0,5—1 км до 1,5—2 км в Восточном Предкавказье), отлагавшейся в обширном, первоначально глубоководном внутриконтинентальном бассейне Паратетис за счет сносившегося с севера терригенного материала. Выше залегают мелководные отложения среднего верхнего миоцена (пески, ракушечные и биогермные (мшанковые) известняки, алевролиты, глины, мергели). В позднем миоцене был вовлечен в поднятие Ставропольский свод, а в конце миоцена окончательно прервалась связь между Черноморской и Каспийской частями Паратетиса через Манычский прогиб. Раннему плиоцену — времени регрессии и сильного падения уровня в изолированном Каспийском водоеме — в Восточном Предкавказье отвечают перерыв и выработка расчле-

ненного эрозионного рельефа, перекрытого трансгрессивно залегающими терригенными отложениями верхнего плиоцена (акчагыльский ярус), эоплейстоцена (апшеронский ярус) и плейстоцена. В Равнинном Крыму распространены маломощные континентальные, а в Западном Предкавказье и на дне Азовского и северо-западной части Черного моря — континентально-бассейновые отложения плиоцена и антропогена. Мощность среднего-верхнего миоцена, плиоцена и антропогена варьирует от первых сотен метров до 1 км и более в Восточном Предкавказье.

ЮЖНО-ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

Южно-Туранская плита отличается от Скифской большей шириной, наличием нескольких выступов фундамента, большей мощностью чехла (до 10—15 км в ее юго-восточной части), в состав которого входят не только юра, мел и кайнозой, но в ряде районов также пермь и триас, а возможно, и нижний-средний (?) палеозой, что связано с большой ролью срединных массивов в структуре ее фундамента. Важное значение в геологическом изучении плиты имели исследования Н. И. Андрусова, Н. П. Луппова, Р. Г. Гарецкого, Г. И. Амурского, А. И. Летавина, В. И. Попкова, А. Е. Шлезингера и др.

На севере Южно-Туранская плита граничит по Гиссаро-Мангышлакскому глубинному разлому с Северо-Устюртским метаплатформенным массивом и Южно-Тяньшаньской герцинской складчатой системой, на юге — с альпийскими складчатыми сооружениями Большого Кавказа и Копетдага и их краевыми прогибами и киммерийским сооружением Банди-Туркестана.

В строении фундамента плиты выделяются относительно узкие герцинские и древнекиммерийские складчатые зоны авлакогеосинклинального характера и разделяющие их древние срединные массивы (рис. 64). Для некоторых районов тектоническая природа фундамента недостаточно ясна. К югу от Северо-Устюртского массива простирается погребенная Центральноустюртская герцинская складчатая зона, сложенная по данным бурения слабометаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями нижнего-среднего палеозоя. Восточнее залива Кара-Богаз-Гол протягивается к северо-западу частично обнаженная Туаркырская герцинская складчатая зона, сложенная основными вулканитами и кремнисто-терригенными среднепалеозойскими толщами, а также пироксенитами и габброидами. Эти складчатые зоны были частично унаследованы пермско-триасовыми прогибами, превратившись в древнекиммерийские Мангышлакскую и Туаркырскую складчатые зоны.

Мангышлакская складчатая зона, лежащая на восточном продолжении южной части Донецко-Промысловской авлакогеосинклинальной складчатой зоны и Южнодонецко-Маньчского шва, сложена мощным комплексом пермских и триасовых континентальных и морских отложений, смятых в конце триаса в линейные складки, осложненные продольными надвигами и сдвигами. К северу и югу от этой зоны мощность пермтриасового комплекса сокращается, а складчатые деформации затухают. Мангышлакская зона была несогласно перекрыта юрско-палеогеновым чехлом, частично смытым в связи с ее валлообразным поднятием в неогене. В аналогичной, но менее развитой Туаркырской складчатой зоне герцинское основание несогласно перекрыто пермтриасовым красноцветным комплексом, также смятым в конце триаса и повторно слабдеформированным перед средним миоценом и перед акчагылом.

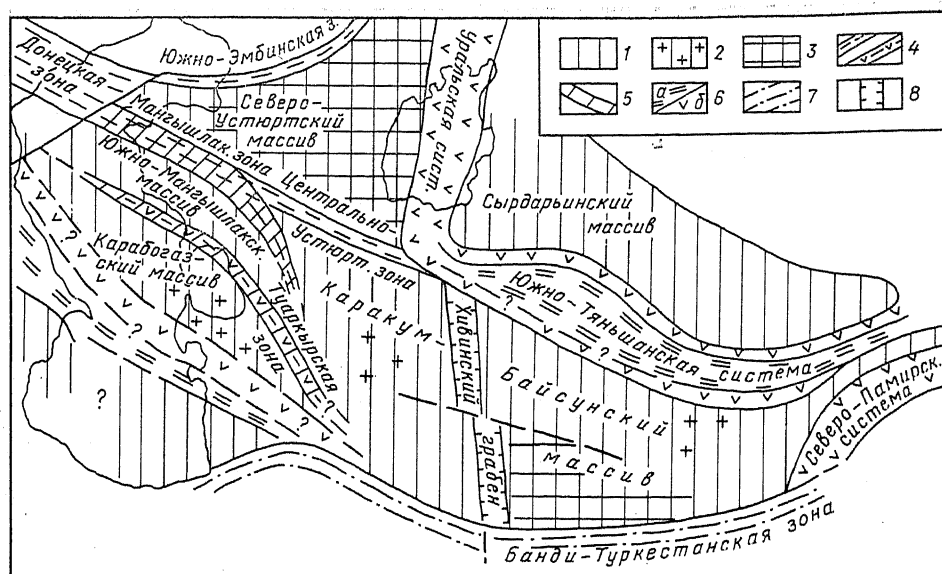


Рис. 64. Схема тектонического строения доюрского основания Южно-Туранской плиты:

1 — массивы с докембрическим (?) фундаментом; 2 — то же, с проявлениями средне-позднепалеозойского кислого магматизма; 3 — то же, перекрытые мощным средне(?)-позднепалеозойским и триасовым чехлом; 4 — герцинские авлакогеосинклинальные складчатые зоны с разрезами миогеосинклинального (а) и эвгеосинклинального (б) типов; 5 — древнекимморийские авлакогеосинклинальные складчатые зоны, частично наложенные на герцинские; 6 — герцинские складчатые системы; а — миогеосинклинальные зоны, б — эвгеосинклинальные зоны; 7 — древнекимморийские складчатые зоны; 8 — пермско-триасовые грабены

Между складчатыми зонами располагаются срединные массивы с несомненно или предположительно байкальским или добайкальским метаморфическим основанием, занимающие более 60%, а может быть, и 80% площади плиты. В ее западной части выделяются глубоко погруженный Южно-Мангышлакский и относительно приподнятый Карабогазский массив, уходящий на западе в пределы Среднего Каспия. Его фундамент в среднем палеозое был частично перекрыт кислыми вулканидами и прорван гранитоидами. Восточную часть плиты занимает обширный Каракум-Байсунский массив (или, возможно, два массива — Каракумский и Байсунский, разделенные гипотетической субмеридиональной палеозойской складчатой зоной). Метаморфический докембрический фундамент обнажается в восточной части массива, в Кугитанг-Байсунском поднятии. В западной его части, в Центральных Каракумах, бурением вскрыты прорывающие его среднепалеозойские гранитоиды, а также средне- и верхнепалеозойские терригенно-вулканогенные толщи нижней части чехла.

В целом в чехле Южно-Туранской плиты различаются три структурных этажа — существенно деформированный осадочно-вулканогенный средне-верхнепалеозойский (доверхнепермский), слабдеформированный существенно осадочный верхнепермско-триасовый и почти не деформированный (кроме некоторых участков) юрско-кайнозойский. Два нижних этажа присутствуют лишь на срединных массивах. Они установлены бурением на Южно-Мангышлакском, Карабогазском, в западной части Каракумского массива и предполагаются в его глубоко

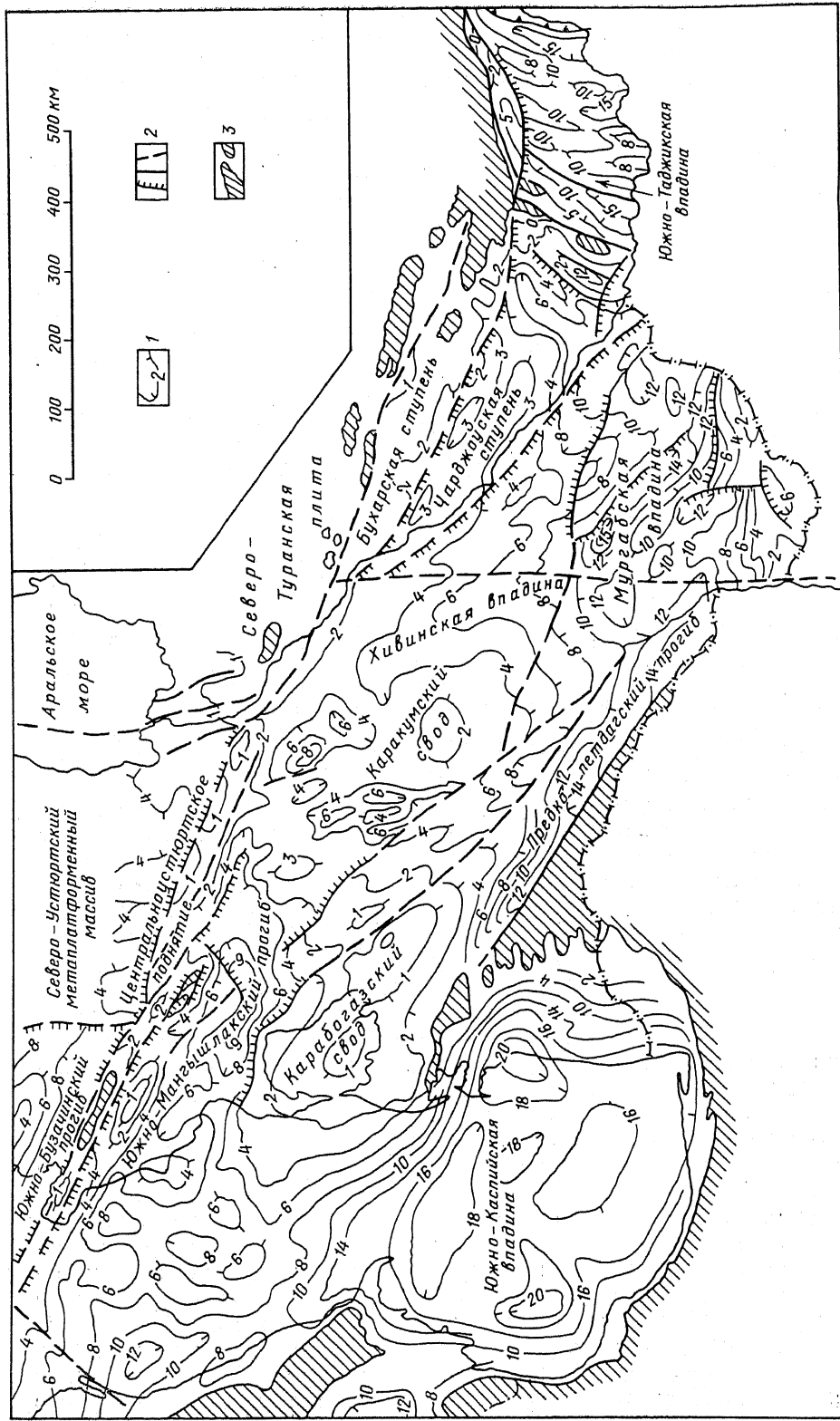


Рис. 65. Структурная схема подошвы верхнепалеозойско-мезокайнозойского чехла Южно-Туранской плиты и подошвы осадочной толщи дна Среднего и Южного Каспия (по картам, составленным под ред. В. В. Семеновича и др. и И. С. Грамберга):
 1 — стратозиогнисы глубин залегания подошвы чехольных комплексов; 2 — разломы с показом относительного вертикального смещения, без разделения и погрешности; 3 — выступы разновозрастного складчатого основания

погруженной юго-восточной части. Верхний этаж распространен почти повсеместно (рис. 65). В структуре его в западной части плиты выделяются Мангышлакский плакантиклинорий с его восточным продолжением — Центральноустуртским поднятием, глубокий Южно-Мангышлакский прогиб, небольшое Туаркырское поднятие и пологий Карабогазский свод. Среднюю часть плиты занимает округлый Каракумский свод. В его апикальной части диаметром около 50 км чехол (кроме самых верхних его горизонтов) разбит густой сеткой сбросов и в целом несколько опущен относительно краев этой структуры, вероятно, возникшей в результате взламывания чехла снизу под давлением артезианских вод и газов.

К востоку от Каракумского свода намечается погребенный субмеридиональный Хивинский грабен, выполненный мощным (до 4—6 км) пермотриасовым комплексом. Юго-восточную часть плиты занимает очень глубокая (до 8—15 км) Мургабская впадина, осложненная несколькими узкими надразломными гребневидными антиклинальными зонами с ядрами из верхнеюрской соли. С юга ее обрамляет Бадхызское поднятие, возникшее в мел-кайнозойском чехле над погребенной киммерийской Банди-Туркестанской складчатой зоной, а с северо-востока — Бухаро-Хивинская ступенчатая зона. В этой зоне фундамент поднимается к северо-востоку по нескольким сбросовым уступам, выраженным в чехле флексурами. Мощность и полнота разреза чехла к северо-востоку уменьшаются. К локальным поднятиям в чехле этой зоны приурочены газовые месторождения (Газли и др.).

Мощность коры в пределах Южно-Туранской плиты составляет 35—45 км. Граница М относительно приподнята под Каракумским и Карабогазским сводами и наиболее опущена под Мургабской впадиной. Ранне- и позднедокембрийские метаморфические образования фундамента древних массивов — гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и мраморы — обнажаются в восточной части Каракум-Байсунского массива и вскрыты бурением на Карабогазском и Южно-Мангышлакском массивах. Породы фундамента несогласно перекрываются на Карабогазском массиве слабометаморфизованными кислыми вулканиками среднего палеозоя, на Каракум-Байсунском — средне- и верхнепалеозойскими карбонатно-терригенными и кислыми вулканическими образованиями, а на Мангышлакском — верхнепалеозойскими терригенными отложениями. Все массивы подвергались внедрению средне- или позднепалеозойских гранитоидов.

В разделяющих массивы герцинских прогибах присутствуют метаморфизованные терригенно-карбонатные толщи (в Центральноустуртской зоне) или эвгеосинклинального типа (терригенные, сланцево-кремнистые толщи, диабазы, спилиты), а также пироксениты и габброиды (в Туаркырской зоне). В древнекиммерийском Мангышлакском прогибе (наследовавшем западную часть Центральноустуртского) выше несогласно залегает мощный (8—14 км) каратауский комплекс верхней перми и всех отделов триаса, включающий красноцветную континентальную грубообломочную молассу и вышележащие морские терригенно-карбонатные толщи с редкими прослоями туфов и лав. Аналогичные, но менее мощные пермотриасовые комплексы присутствуют в Туаркырском прогибе (до 4—5 км) и на ряде участков срединных массивов (до 1—3 км).

Собственно плитный чехол начинается с трансгрессивно залегающих терригенных континентальных лимнических, а также паралических и мелководно-морских отложений нижней или средней юры, отсутствующих лишь на наиболее приподнятых участках сводов. Они перекры-

ваются верхнеюрскими терригенно-карбонатными отложениями, которые в Мургабской впадине сменяются гипсо-соленосной толщей титона. Общая мощность юры — 0,5—1,2 км. Нижний и верхний мел выражен серо- и пестроцветными мелководно-морскими терригенными, а на юго-западе — терригенно-карбонатными отложениями (до 1—2 км). Палеоцен и эоцен сложены морскими глинисто-карбонатными отложениями. В Бадхызе в верхнем эоцене присутствуют горизонты андезитовых и базальтовых лав и туфов. Олигоцен и нижний миоцен в западной части плиты представлены бассейновыми алеврито-глинистыми отложениями майкопской серии, а в восточной — континентальными красноцветными терригенными толщами. Мощность палеогена и нижнего миоцена составляет 0,3—1 км.

Трансгрессивно, а на Мангышлаке и Туаркыре несогласно залегающий комплекс среднего-верхнего миоцена выражен на западе плиты мелководными бассейновыми отложениями (пески, глины, ракушечники, мергели, гипсы), а на востоке — континентальными терригенными толщами. Раннему плиоцену — времени резкого падения уровня Каспия — отвечает выработка глубоких эрозионных ложбин палео-Амударьи и ее притоков. Эти долины были позднее заполнены бассейновыми верхнеплиоценовыми (акчагыльскими), эоплейстоценовыми и плейстоценовыми континентальными терригенными отложениями общей мощностью до 0,5 км. Вне этих ложбин распространены маломощные плиоцен-четвертичные аллювиально-пролювиальные осадки. Переувлажнение этого материала привело к формированию песчаной пустыни Каракумы с барханным рельефом.

КУГИТАНГ-БАЙСУНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА И ЮЖНО-ТАДЖИКСКАЯ ВПАДИНА

Эти структуры, занимающие самый восточный участок зоны молодых плит, сходны с Южно-Туранской плитой по характеру строения фундамента и юрско-палеогеновой части чехла, но резко отличаются от нее контрастным рельефом, в котором среднегорные (Кугитанг) и низкогорные хребты и гряды чередуются с узкими межгорными котловинами, присутствием мощных неоген-четвертичных моласс и складчато-надвиговыми дислокациями в чехле, свидетельствующими о том, что этот участок подвергся в позднем кайнозое интенсивным деформациям сжатия вместе с обрамляющими его с юго-востока и севера сооружениями Памира и Южного Тянь-Шаня.

Этот регион изучали Н. П. Херасков, И. Е. Губин, С. А. Захаров и др.

Его фундамент, принадлежащий восточной части обширного Каракум-Байсунского массива или самостоятельному Байсунскому (Афганско-Таджикскому) массиву, обнажается в ядрах поднятий Кугитанг-Байсунской зоны, а также в Каратегинском выступе на северном борту Южно-Таджикской впадины и выражен гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами архейского и протерозойского возраста; они частично перекрыты вулканогенно-осадочными толщами нижнего карбона и прорваны палеозойскими гранитоидами. Выше несогласно залегают красноцветные конгломераты, песчаники, а также кислые туфы и лавы перми и триаса, слагающие нижний этаж чехла. Выше лежащий плитный этаж чехла образуют отложения юры — эоцена общей мощностью до 3—5 км и более. Лейас и догер выражены песчано-глинистой угленосной толщей (0,5—1 км), мальм-карбонатной, а в верхах (в титоне) — гипсо-соленосной толщей. Нижний и верхний мел представлен

пестро- и сероцветными континентально-лагунными (в неокоме) и морскими терригенно-карбонатными отложениями с отдельными гипсовыми прослоями (до 1,5—2,5 км), палеоцен и эоцен — сульфатными (в низах) и главным образом терригенно-карбонатными морскими отложениями (до 1 км).

Олигоцен, неоген и антропоген представляют континентальный орогенический (молассовый) комплекс мощностью 4—6 км, а в Кулябском (Предпамирском) прогибе — даже до 8—10 км. Основание его образуют маломощные красноцветные гипсоносные глины и песчаники олигоцена. В разрезе неогена красноцветные песчано-алевритовые отложения кверху постепенно сменяются грубообломочными существенно конгломератовыми толщами. Верхняя часть молассового комплекса — сероцветные галечники, пески и лёссовидные суглинки (до 0,5—1 км) — относится к эоплейстоцену и плейстоцену.

В тектоническом отношении Кугитанг-Южнотаджикский регион представляет систему линейных складчатых структур северо-восточного простирания в мезокайнозойских отложениях, которая образовалась в неогене на месте самой восточной части Южно-Туранской плиты, получила прямое отражение в рельефе и продолжает развиваться, проявляясь в высокой сейсмичности этого региона (см. рис. 78). Его западная зона — Кугитанг-Байсунский альпийский антиклинорий шириной около 100 км, погружающийся на юго-западе под слабдеформированные молассы, состоит из нескольких крупных складок в породах юрско-палеогенового комплекса, из-под которого в ядрах антиклиналей выступает вовлеченное в новейшие деформации докембрийско-палеозойское основание. Складки осложнены взбросами, надвигами и явлениями перетекания титонской соли.

Южно-Таджикская впадина состоит из трех веерообразно расходящихся к юго-западу синклинорных зон — Сурхандарьинской, Вахшской и наиболее глубокой Кулябской (Предпамирского краевого прогиба), выполненных мощными неоген-четвертичными молассами, к которым приурочены широкие продольные долины, — и разделяющих их Кафирниганского и Обигармского антиклинориев, сложенных мелом и палеогеном и выраженных в рельефе в виде низкогорных гряд. Синклинали, как правило, широкие и относительно пологие, антиклинали узкие, гребневидные, осложненные взбросами и надвигами. Важную роль в структуре мела и кайнозоя играют срывы по поверхности пластичной соленосной толщи титона и ее выжимание в ядрах антиклиналей и зонах разрывов. На северо-востоке структуры Кугитанг-Байсунского антиклинория и Южно-Таджикской впадины подходят под острым углом к субширотному Южно-Гиссарскому разлому. В новейшей структуре он выражен в виде Вахшского правостороннего сдвиго-надвига, по которому их чехол надвинут на герцинскую складчатую систему (и вместе с тем альпийское дейтероорогенное сооружение) Южного Тянь-Шаня и смещен относительно нее к западу. На юго-востоке Южно-Таджикская впадина отделена от сооружения Памира Дарваз-Каракульским разломом, представляющим либо надвиг с падением сместителя к юго-востоку, либо, по мнению некоторых геологов, крутой взброс.

На востоке Южно-Таджикская впадина переходит в узкую субширотную Памиро-Алайскую (Дарваз-Заалайскую) зону, разделяющую сооружения Южного Тянь-Шаня и Памира на участке их наибольшего сближения. Под этой зоной, вероятно, продолжается докембрийский фундамент, подстилающий Южно-Таджикскую впадину, а ее смятый в складки чехол слагают мощные (до 4 км) пестроцветные молассы

верхней перми и триаса, терригенно-вулканогенные толщи юры, терригенно-карбонатные отложения мела и палеогена, а также мощные (до 4—5 км) красноцветные молассы миоцена и несогласно залегающего плиоцена. Западный участок зоны, испытавший в новейшее время интенсивное поднятие и глубокую денудацию, выражен высокогорным хребтом Петра Первого, а более восточный, выполненный неоген-четвертичными молассами—межгорной впадиной Алайской долины (с дном на высоте более 3 км) и обрамляющей ее с юга узкой полосой складчатого мезозоя и палеогена Заалайского хребта. Еще восточнее сооружения Тянь-Шаня и Памира вновь расходятся, разъединяясь западным участком Китайской платформы—обширным Таримским массивом.

Генезис современной структуры Южно-Таджикской впадины, Кугитангской и Памиро-Алайской зоны, по-видимому, связан с происшедшим в неогене—антропогене относительным перемещением Памирского сооружения к северу и его сближением с сооружением Тянь-Шаня. При этом лежащий в основании этих зон блок фундамента подвергался сжатию, короблению и несколько отжимался к западу, а в их мел-кайнозойском чехле, сорванном с поверхности соленосной толщи титона, развивались гребневидные складки и сдвига-надвиги. По геодезическим данным, горизонтальное сжатие в восточной части Южно-Таджикской впадины продолжается до современности.

Мощность континентальной коры в Южно-Таджикской впадине составляет 40—50 км, а в стороны Южного Тянь-Шаня и Памира увеличивается до 50—55 км и более. В средней части коры выявлена зона пониженных сейсмических скоростей (волновод).

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Северная окраинная мезагона Средиземноморского пояса, занятая молодыми плитами, развивалась на раннедокембрийском фундаменте, общем с Восточно-Европейской платформой.

В среднем-позднем рифее здесь возникли древнейшие миогеосинклинального типа прогибы, которые испытали сжатие и слабый метаморфизм в конце протерозоя или в кембрии и превратились в позднебайкальские или салаирские складчатые зоны (в Добрудже, южных частях Равнинного Крыма и Предкавказья). Новая генерация глубоких линейных прогибов заложилась в раннем или среднем палеозое. В основном они имели миогеосинклинальный (Северная Добруджа, Предкавказье, Центральный Устюрт), реже—эвгеосинклинальный (Туаркыр) характер. Эти прогибы завершили погружение и подверглись деформациям сжатия в конце раннего карбона или в ранней перми. Герцинские прогибы разделялись жесткими массивами с докембрийским фундаментом. Одни из них испытывали в палеозое погружение (Мезийский, может быть, восточная часть Каракумского), другие оставались относительно приподнятыми и служили ареной проявлений кислого вулканизма и гранитообразования.

Поздняя пермь и триас представляют своеобразный переходный этап в развитии северной окраины Средиземноморского пояса. В одних ее зонах (в Северной Добрудже, Равнинном Крыму, Приазовье, Мангышлаке, Туаркыре) в обстановке растяжения возникли прогибы авлакогеосинклинального типа, погружение которых завершилось в древнекеммерийскую эпоху (в конце триаса или начале юры) их превращением в узкие складчатые зоны. В других районах на этом этапе развивались грабены (Северо-Крымский, Манычский, Хивинский), не испытавшие впоследствии существенного сжатия. На некоторых участ-

как будущих плит — Южно-Туранской (на ее срединных массивах) и Скифской (в Восточном Предкавказье) — формировались более плоские субизометричные синеклизоподобные впадины.

В ранней или средней юре северная мегазона Средиземноморского пояса вступила в плитный этап развития и значительные части ее территории (Южно-Туранская плита, Восточное Предкавказье и др.) были вовлечены в общее погружение. В Центральном Предкавказье и Равнинном Крыму оно началось в раннем мелу, а с середины мела до раннего миоцена почти на всей площади этой мегазоны формировался терригенно-карбонатный плитный комплекс ее чехла. Основная часть терригенного материала приносилась с севера — с Восточно-Европейской платформы и Урало-Монгольского пояса. В конце раннего миоцена Мангышлакская и Туаркырская древнекимерийские складчатые зоны подверглись повторным, более слабым складчато-надвиговым деформациям. С конца миоцена ряд районов молодых плит (Равнинный Крым, Центральное Предкавказье, Устюрт) вовлекается в общее слабое поднятие.

С конца палеогена самый восточный участок Южно-Туранской плиты, расположенный между растущими горными сооружениями Южного Тянь-Шаня и Памира, превращается в глубокую Южно-Таджикскую впадину, заполняемую мощными континентальными молассами. В обстановке субмеридионального сжатия в этой впадине и в прилегающей к ней с запада Кугитанг-Байсунской зоне формируется система складок и сопряженных с ними надвигов и сдвигов.

Важнейшими полезными ископаемыми на молодых плитах Средиземноморского пояса являются нефть и газ, приуроченные к различным горизонтам плитного комплекса их чехла от средней юры до низов неогена. На Скифской плите основные месторождения нефти сосредоточены в среднеюрских и нижнемеловых отложениях Прикумской зоны поднятий Восточного Предкавказья (Озек-Суат, Величаевское), а на Южно-Туранской — к юрским отложениям Южно-Мангышлакского прогиба. Месторождения газа на Скифской плите связаны с верхнемеловыми отложениями Тарханкутской зоны (с ее западным продолжением на дне Черного моря) и других районов Равнинного Крыма, Ейско-Березанской зоны Западного Предкавказья, палеоценовыми отложениями северной части Ставропольского свода и разными горизонтами палеогена Крыма. На Южно-Туранской плите они приурочены к юрским и меловым отложениям Каракумского свода и Бухаро-Хивинской ступенчатой зоны. В Южно-Таджикской впадине имеются месторождения нефти и газа в отложениях верхней юры, мела и палеогена.

На Мангышлаке и Туаркыре в отложениях лейаса и доггера имеются месторождения бурых углей. В сеномане Мангышлака известны залежи фосфоритов, а в миоцене Центральных Каракумов — месторождение самородной серы.

К кимеридж-титонской эвапоритовой толще юго-восточной части Южно-Туранской плиты, Южно-Таджикской впадины и Кугитангской зоны приурочены залежи галита (Гаурдак и др.). Садка поваренной соли происходит в Сивашской лагуне Азовского моря, мирабилита — в горько-соленом Карабогаском заливе Каспия, а из осадков озер Западного Крыма добывают соли брома и лечебные грязи. Миоценовые известняки-ракушечники в Крыму и Ставрополье используются как строительный материал. В мезокайнозойских отложениях чехла Скифской и Южно-Туранской плит сосредоточены крупные ресурсы артезианских подземных вод.

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ КАРПАТ

В пределы Украины входит небольшой отрезок Карпатской складчато-покровной системы. Эта дугообразно изогнутая система представляет одно из крупных звеньев в северной ветви альпийских складчатых сооружений, переходящее по простиранию на западе в сооружение Альп, а на юго-востоке — Балкан (рис. 66). В рельефе она выражена

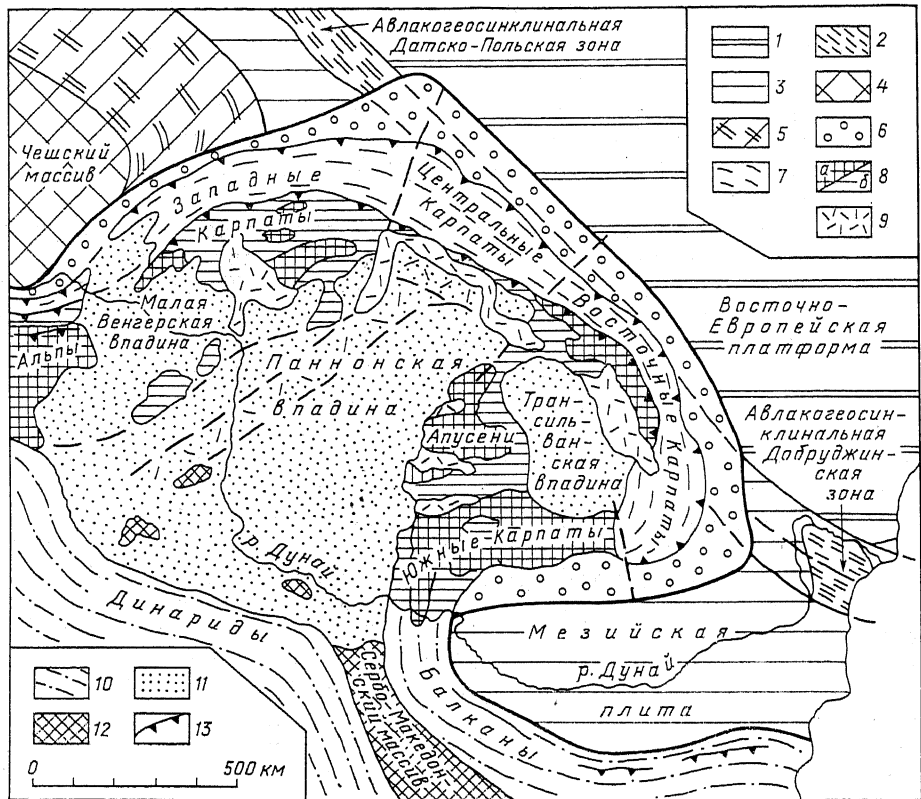


Рис. 66. Тектоническое положение и районирование Карпатской складчатой области: 1 — Восточно-Европейская древняя платформа; 2—3 — мегаплатформенные области: 2 — авлакогеосинклинальные складчатые зоны, 3 — плитный чехол; 4—13 — Средиземноморский подвижный пояс: 4—5 — Западно-Европейская палеозойская складчатая область: 4 — Чешский срединный массив, 5 — палеозойские складчатые зоны; 6—13 — области альпийской складчатости: 6 — Предкарпатский и Предальпийский краевые прогибы, 7 — Внешняя (флишевая) мегазона Карпат и Альп, 8 — Внутренняя мегазона Карпат и Альп: докембрий и палеозой (а), мезозой (б), 9 — неогеновые вулканические зоны на поверхности и под чехлом внутренних впадин, 10 — складчатые сооружения Балкан и Динарид, 11 — внутренние впадины, выполненные неогеном и антропогеном, 12 — выступы основания внутренних впадин, 13 — фронтальные линии крупных альпийских надвигов и покровов

средневысотными хребтами (1—2,5 км), служащими водоразделом между бассейнами Вислы, Днестра и Прута на севере и востоке и Дуная и его левого притока Тисы, дренирующих Венгерскую низменность,— на юго-западе. В поперечном сечении Карпатской системы вы-

деляются: 1) Предкарпатский краевой прогиб, выполненный миоценовыми молассаами; 2) надвинутая на него Внешняя мегазона, сложенная терригенными флишевыми отложениями мела и палеогена, смятыми в опрокинутые в сторону краевого прогиба складки, срезанные пологими надвигами и тектоническими покровами; 3) Внутренняя мегазона, сложенная метаморфизованным палеозоем и миогеосинклинальными толщами триаса — нижнего мела, шарьированными в середине и конце мела в сторону Внешней мегазоны и более слабodeформированными в палеогене и неогене; 4) обширная и глубокая Паннонская впадина, наложенная в неогене на гетерогенное основание внутренней части Карпатской системы.

В продольном направлении в Карпатской системе различаются 4 сегмента — Западный, Центральный, Восточный и Южный. В Западных (Польских и Словацких) Карпатах хорошо выражены обе мегазоны Карпатского сооружения, а в Центральных (Украинских) — только Внешняя мегазона, тогда как Внутренняя скрыта под неоген-четвертичными молассаами Закарпатских межгорных впадин. В Восточных (Румынских) Карпатах выражены обе мегазоны, но Внутренняя частично погребена под наложенной Трансильванской межгорной впадиной. В Южных Карпатах развита лишь Внутренняя мегазона. Западный сегмент Карпат граничит с внешней стороны с палеозоидами Западно-Европейской, Внешней мегазоны Средиземноморского пояса, Центральный и Восточный сегменты — с Восточно-Европейской платформой, а Южный — с Мезийской плитой.

Геологическое изучение Карпат начали в XIX в. ученые Австро-Венгрии. После первой мировой войны его продолжали геологи Польши, Чехословакии, Венгрии и Румынии, а после второй мировой войны — также советские геологи (А. А. Богданов, О. С. Вялов, В. И. Славин, В. В. Глушко, С. С. Круглов и др.).

Главными элементами **тектонической структуры** Украинских (Центральных) Карпат являются Предкарпатский краевой прогиб, надвинутое на него с юго-запада покровно-складчатое сооружение Внешних (флишевых) Карпат и Закарпатские межгорные впадины, наложенные на Внутреннюю мегазону Карпат (рис. 67, 68).

Предкарпатский краевой прогиб резко асимметричен. В его внешней зоне распространены отложения среднего и низов верхнего миоцена, трансгрессивно налегающие на деформированные нижне-среднепалеозойские, а также юрские и верхнемеловые отложения юго-западной окраины платформы. Внутренняя зона прогиба выполнена согласно налегающими на палеоген мощными соленосными и грубо-обломочными молассаами нижнего и среднего миоцена, которые накапливались в самой внешней части флишевой геосинклинали Карпат. В раннем миоцене внутренняя зона Предкарпатского прогиба отделялась от Русской плиты приподнятой байкало-каледонской складчатой зоной (служившей юго-восточным продолжением Датско-Польской авлакогеосинклинальной зоны), с которой сносился во внутреннюю зону Предкарпатского прогиба обломочный материал. В среднем миоцене внутренняя зона была надвинута на байкало-каледонское сооружение, а затем — на внешнюю зону краевого прогиба. Общее пологомоноклинальное залегание миоцена во внешней зоне осложнено брахискладками, ступенчатыми сбросами и флексурами. Во внутренней зоне миоценовые молассы вместе с подстилающим их верхнемеловым и палеогеновым флишем смяты в сильно сжатые, опрокинутые и лежащие складки и смещены к северо-востоку в виде многоярусных надвиговых чешуй.

Альпийское складчато-покровное сооружение Внешних (флишевых) Карпат надвинуто на краевой прогиб по пологому навику с амплитудой до 20—30 км и обладает резко асимметричной моновергентной складчато-покровной структурой, сформированной в конце олигоцена и миоцена. Почти целиком оно образовано терригенными флишевыми и флишоидными отложениями мела и палеогена (до 6—8 км), смятыми в опрокинутые линейные складки и перемещенными к северо-востоку в виде многочисленных шарьяжных пластин и надвиговых чешуй.

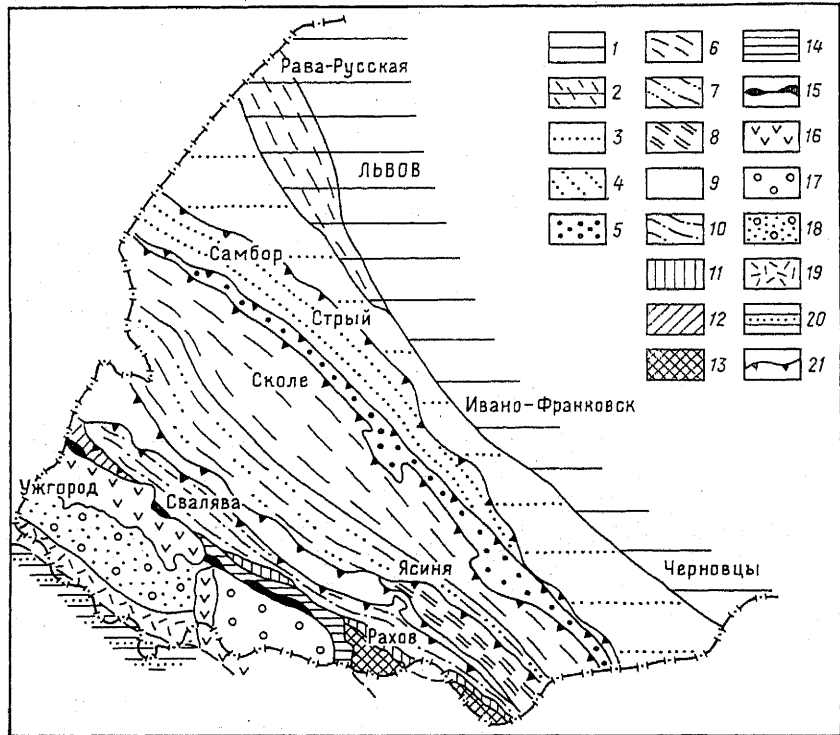


Рис. 67. Схема тектонической зональности Украинских Карпат (по С. С. Круглову и др., с изменениями):

1 — Львовская впадина с добайкальским фундаментом; 2 — ее юго-западная Рава-Русская зона с байкало-каледонским фундаментом; 3—5 — Предкарпатский краевой прогиб: 3 — внешняя зона; 4—5 — внутренняя зона: 4 — Самборская подзона, 5 — Покутско-Бориславская подзона; 6—15 — складчато-покровное альпийское сооружение Внешних Карпат: 6 — Скибовая зона, 7 — Кросненская зона, 8 — Черногорская зона, 9 — Дуклянская зона, 10 — Поркулецкая зона, 11 — Раховская зона, 12 — Магурская зона, 13 — Раховский (Мармарошский) кристаллический массив, 14 — зона Мармарошских утесов, 15 — зона Пеннинских утесов; 16 — Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда; 17 — Солотвинская (Верхнетисенская) межгорная впадина; 18 — Чоп-Мукачевская межгорная впадина; 19 — Береговская вулканическая гряда; 20 — краевая зона Паннонской межгорной (внутренней) впадины; 21 — фронтальные зоны крупных тектонических покровов

В строении этого сооружения выделяется ряд структурно-фациальных зон, представляющих крупные тектонические покровы или группы покровов с общим типом разреза. Самая внешняя, Скибовая зона сло-

жена на поверхности мелом и палеогеном, следующая к юго-западу, относительно менее приподнятая Кросненская (Силезская) зона — в основном олигоцене, многочисленные узкие более внутренние зоны — вновь мелом и палеогеном. Южный край центрального и западного сегментов сооружения флишевых Карпат образует очень узкая (5—15 км) Утесовая зона из отложений триаса, юры, мела и палеогена, отличающихся резкой фациальной изменчивостью и очень сложной чешуйчатой структурой. В рельефе эта зона выступает в виде утесов из метаморфизованных мезозойских известняков. В ней различаются две разделенные узкой полоской палеогенового флиша подзоны, в которых наряду с флишевыми толщами присутствуют мелководные отложения (песчаники, конгломераты, рифогенные известняки) и олистостромовые толщи мелового возраста, включающие глыбы (олистолиты) из пород триаса, юры и неокома, а также тектонические брекчии из различных мезозойских образований. Эти подзоны первоначально представляли узкие относительные поднятия — кордильеры, разделявшие частные прогибы Внешней мегазоны (флишевой геосинклинали) или отделявшие ее от Внутренней мегазоны Карпат.

В сегменте Восточных (Румынских) Карпат флишевую мегазону обрамляет с юго-запада надвинутый на нее Мармарошский массив протерозойских и палеозойских метаморфических пород. Его небольшой участок (Раховский массив) попадает в пределы Украинских Карпат. Детальное картирование и бурение показали аллохтонный характер структуры этого массива, представляющего пакет из нескольких пластин, тектонически перемещенных к северо-востоку главным образом в середине мела (в австрийскую фазу) на многие десятки, а может быть, даже более чем на 100 км.

С юго-запада Утесовую зону ограничивает крутой крупноамплитудный сброс, образовавшийся позднее, чем рассекающие ее надвиги. Он является поверхностным выражением глубинного Закарпатского разлома, который по сейсмическим данным проникает до верхов мантии и отделяет Украинский сегмент Внешних Карпат от Закарпатских тыльных впадин, наложенных на погруженное раздробленное основание Внутренней мегазоны Карпат. Солотвинская впадина выполнена палеогеновыми терригенными и несогласно перекрывающимися их миоценовыми туфогенными и соленосными молассовыми отложениями, пологое залегание которых осложняют соляные диапиры. В отделенной от нее поперечным разломом более западной Чоп-Мукачевской впадине миоцен перекрыт маломощными плиоцен-четвертичными осадками.

К продольным и поперечным разломам, ограничивающим Чоп-Мукачевскую впадину с запада, севера и востока, а Солотвинскую — с юга, приурочена коленчатая в плане Выгорлат-Гутинская позднемиоценовая вулканическая гряда. Другая — Береговская — средне-позднемиоценовая вулканическая гряда обрамляет Чоп-Мукачевскую впадину с юга. Эти вулканические гряды входят в Закарпатский пояс мощных проявлений наземного орогенного вулканизма протяженностью 700 км, отделяющий альпийское горное сооружение Западных, Центральных и Восточных Карпат от обширных внутренних впадин — Паннонской и Трансильванской. Существование в поверхности фундамента Паннонской впадины системы погребенных грабенов, ограниченных пологими сбросами и заполненных мощными миоценовыми кислыми вулканитами и осадками, указывает на то, что ее кора испытала в миоцене раздробление и сильное растяжение, сменившееся в плиоцене общим глубоким опусканием.

По данным ГСЗ, мощность континентальной коры в Карпатской дуге увеличена до 50—65 км (по сравнению с 40—45 км на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы), причем это утолщение достигает максимума под внутренней зоной Предкарпатского прогиба. Под границей Карпат с Закарпатскими впадинами и последних — с Паннонской впадиной граница М скачкообразно поднимается до —30 и даже —25 км. Резкое утонение коры происходит здесь за счет редукции «базальтового слоя» до 5—10 км. Внутри коры под этими впадинами отмечаются зоны пониженных скоростей сейсмических волн, возможно, связанные с наличием в них еще не остывших магматических очагов. Растяжение и резкое утонение коры в Закарпатских и Паннонской впадинах, по-видимому, произошли в неогене в связи с возникновением и подъемом мантийного диапира. На наличие астеносферного выступа под Паннонской впадиной указывают мощный неогеновый вулканизм, аномально высокая интенсивность теплового потока, вдвое превышающая ее средние значения во флишевой мегазоне, и понижение ν_p и электрического сопротивления на глубинах 50—60 км.

Стратиграфические комплексы и этапы развития. Заложение Карпатского сегмента Средиземноморского подвижного пояса, по-видимо-

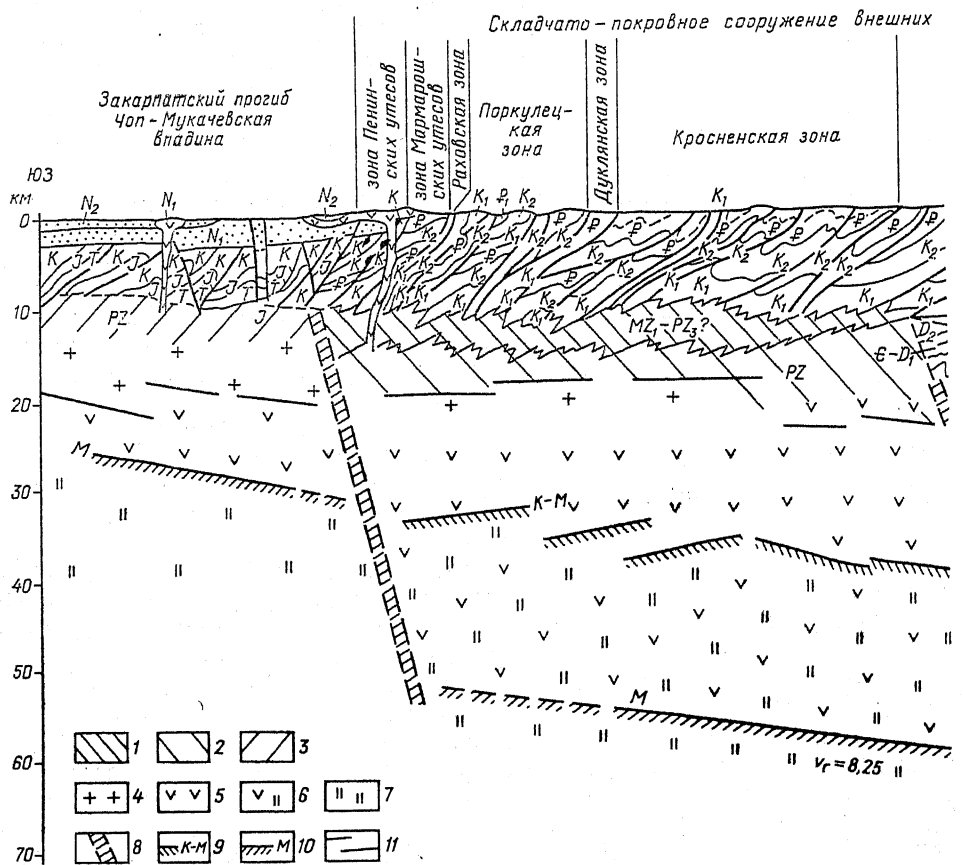
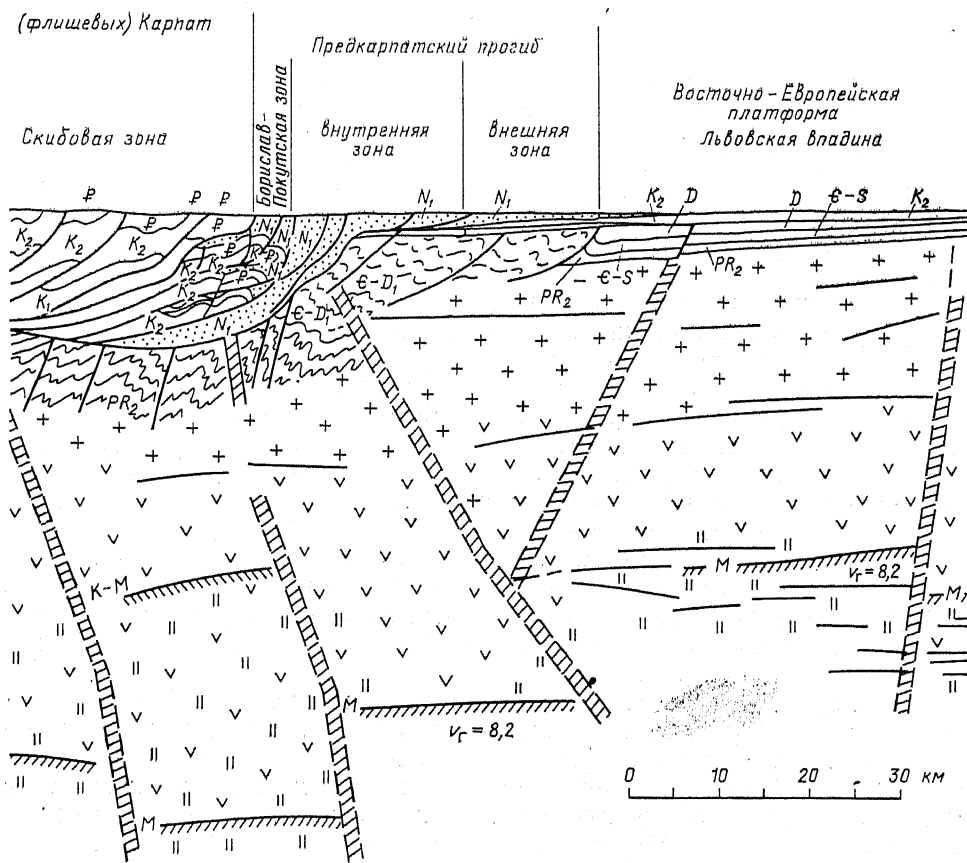


Рис. 68. Геолого-геофизический разрез земной коры Украинских Карпат (по 1 — раннемезозойско-позднепалеозойский дофлишевый комплекс, частично сорван таморфизованный палеозойский комплекс Закарпатского прогиба; 4 — «гранитный» 8 — крупные разломы в коре, установленные по сейсмическим данным; 9 — поверхность в консолидированной коре

му, произошло в рифее в результате деструкции его нижнепротерозойской континентальной коры, фрагменты которой установлены в фундаменте Паннонской впадины. В полициклической геосинклинальной истории Карпат различаются раннебайкальский (дальсландский), позднебайкальско-салаирский, герцинский и позднекиммерийско-альпийский циклы. Дальсландскому циклу отвечает, вероятно, формирование древнейшей (белопотоцкой) вулканогенно-осадочной серии плагиогнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов Мармарошского массива с возрастом прогрессивного метаморфизма 0,8—0,9 млрд лет. О позднебайкальско-салаирском цикле свидетельствует присутствующая в этом массиве деловецкая серия терригенных, карбонатных пород и кислых вулканитов, деформированных и метаморфизованных в зеленосланцевой фации около 0,5—0,54 млрд лет назад, т. е. во второй половине кембрия. В Предкарпатье развивался и испытывал байкальскую и салаирскую складчатость и слабый метаморфизм (0,5—0,52 млрд лет назад) узкий сланцевый прогиб, связывающий Датско-Польскую и Добруджинскую влакогеосинклинальные зоны. В силуре в Предкарпатском прогибе возобновилось погружение, завершившееся герцинскими складчатыми деформациями.



В. В. Глушко и др., с упрощениями):
 1 — современный рельеф; 2 — палеозойское основание флишевых Карпат; 3 — ме-
 слой; 4 — «базальтовый» слой; 5 — коро-мантийный комплекс; 6 — коро-мантийного комплекса; 7 — верхняя мантия;
 8 — граница Мохо; 9 — граница Мохо; 10 — раздел Мохо; 11 — отражающие границы

Характер развития Внешней мегазоны Карпат в позднем протерозое и палеозое недостаточно ясен. Во Внутренней мегазоне в ордовике возобновилось геосинклинальное погружение. О нем свидетельствует в Мармарошском массиве серия слабометаморфизованных терригенно-карбонатных пород (хлорит-серицитовые сланцы, кварциты, мраморизованные известняки и доломиты) ордовикско(?)—среднепалеозойского возраста. В эвгеосинклинальной Спешско-Гемерской зоне Западных Карпат сильное растяжение в среднем палеозое привело к формированию офиолитовой ассоциации. Герцинский цикл во Внутренней мегазоне завершился деформацией сжатия, эпизональным метаморфизмом (0,3—0,33 млрд лет), становлением гранитоидов, поднятиями и формированием межгорных впадин, заполнявшихся сероцветными молассовыми толщами среднего-верхнего карбона и более грубыми красноцветными, с горизонтами кислых вулканитов — пермского возраста.

Триасовый период в Карпатской области характеризовался квази-платформенным режимом с накоплением в ее Внутренней мегазоне лагунных и мелководно-морских осадков (рифогенные известняки и доломиты, песчаники и пр.). Погружение и растяжение коры в течение юры усиливаются и, по-видимому, распространяются на Внешнюю мегазону Карпат, а также на Предкарпатский прогиб, где, по данным бурения, местами сохранились терригенные отложения доггера и известняки мальма мощностью до 1—1,5 км. В некоторых районах в конце юры происходят излияния основных лав толеит-базальтового и щелочно-базальтового типа, однако, судя по почти полному отсутствию мезозойских офиолитов, континентальная кора, по-видимому, была лишь сильно раздроблена и утонена, но не полностью раздвинута. В Мармарошском массиве фрагментарно распространены известняки и доломиты и терригенные породы всех отделов триаса и юры, а в Утесовой зоне они присутствуют также в виде глыб и обломков в составе меловых олистостром.

Во Внешней мегазоне Карпат в раннем мелу образовался широкий и глубокий миогеосинклинальный прогиб, в котором почти до конца палеогена происходило накопление мощной (до 6—8 км) терригенной флишевой формации, выраженной мелкоритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, которым нередко подчинены прослойки и линзы темных кремней. Узкие приразломные гребневидные поднятия (кордильеры), близ которых флиш нередко замещается олистостромой с включениями обломков и глыб более древних пород, постепенно разделили единый флишевый бассейн на ряд частных желобов с несколько различающимися разрезами мела и палеогена. Стратиграфическое расчленение и корреляция флишевых отложений разных зон флишевого бассейна в связи с их литологическим разнообразием и крайней бедностью остатками макрофауны разработаны с широким использованием микропалеонтологических данных.

Во Внутренней мегазоне Карпат в раннем мелу завершилось погружение, а в середине, и отчасти во второй половине, мела (в австрийскую и субгерцинскую фазы) она подверглась сильному сжатию, приведшему к формированию многоярусных тектонических покровов с общим значительным горизонтальным перемещением масс в сторону Внешней мегазоны (в Украинском сегменте — к северо-востоку). Нижнемеловые отложения в самой внутренней ее части были перекрыты надвинутыми на них аллохтонными чешуями Мармарошского массива, а перед фронтом шарьяжа накапливались в середине мела грубообломочные олистостромовые толщи. Однако большая часть Внешней мегазоны не была затронута этими деформациями, и в ней в позднем ме-

лу и палеогене, как уже говорилось, продолжались глубокие погружения и накопление флишевых отложений. Но в олигоцене ширина флишевого бассейна стала сокращаться за счет последовательного вовлечения в поднятие его самых внутренних зон. За счет их размыва на юго-западном фланге сузившегося прогиба в олигоцене накапливались толщи песчаников, в его осевой зоне — флишеидные песчано-глинистые, а в самой внешней, северо-восточной зоне — глинистые отложения с прослоями мергелей, алевролитов и кремней.

В конце олигоцена погружение во всей Внешней мегазоне Карпат, за исключением самой внешней зоны, почти повсеместно прекращается, она начинает подвергаться сильному горизонтальному сжатию, распространяющемуся с юго-запада к северо-востоку (в Украинском сегменте), и в результате нескольких импульсов деформаций в раннем, среднем и начале позднего миоцена превращается в складчато-надвиго-покрывное сооружение с центробежной (относительно дугообразной конфигурации Карпатской системы) вергентностью, которое испытывает воздымание и подвергается размыву. Вдоль обоих бортов Карпатского сооружения формируются компенсационные молассовые прогибы — Предкарпатский и Закарпатские. На рубеже олигоцена и миоцена образуется Предкарпатский краевой прогиб, внутренняя зона которого унаследовала самую внешнюю зону флишевого бассейна. В раннем миоцене в этой зоне накапливались мощные (до 6 км) терригенные флишеидные, соленосные (с пластами галита и сильвина) и типично молассовые толщи песчаников, гравелитов и конгломератов. Грубо-обломочный материал поступал как с растущего сооружения Карпат, так и со сложенного рифеем и нижним палеозоем Предкарпатского крыжа, отделявшего краевой прогиб от платформы.

Накопление мощной соленосной толщи в начале раннего миоцена происходило в аридной зоне в условиях быстрого, не вполне компенсированного глубокого погружения в полуизолированных от основных бассейнов Паратетиса лагунах и засоленных озерах, поверхность которых, по-видимому, располагалась, как в современном Мертвом море, на сотни метров ниже уровня океана. К концу раннего миоцена прогибание внутренней зоны было полностью компенсировано осадками. В начале среднего миоцена Предкарпатский прогиб расширился за счет вовлеченной в опускание окраины платформы, и в этой внешней зоне на неровной эрозионной поверхности палеозойских, юрских и верхнемеловых образований отложились среднемиоценовые и нижнесарматские толщи песчаников, глин, мергелей, гипсов с прослоями кислых туфов (материал которых переносился по воздуху из Закарпатья) общей мощностью до 3—5 км.

В позднем миоцене погружение в краевом прогибе прекратилось. На его внутреннюю зону в среднем миоцене начинают надвигаться тектонические покровы Карпатского сооружения, а она сама приобретает в среднем-позднем миоцене складчато-чешуйчатую структуру и надвигается сначала на Предкарпатский крыж, а затем на внешнюю зону. В конце миоцена деформации сжатия в пределах Предкарпатского прогиба и альпийского сооружения Карпат прекратились, и на протяжении плиоцена и антропогена оно испытывало лишь умеренное (1—2 км) дифференцированное воздымание.

В начале среднего миоцена к юго-западу от центрального (Украинского) сегмента альпийского сооружения Внешних Карпат возникли впадины Закарпатского тыльного прогиба, наложенные на Внутреннюю мезозойскую мегазону Карпат. В них накопились песчано-алевритоглинистые с горизонтами конгломератов, а также туфов липарит-

дацитового и андезитового состава толщи среднего (баденский ярус) и верхнего миоцена (нижний и средний сармат и паннон — эквивалент верхнего сармата, мэотиса и понта в Паннонском бассейне Паратети-са) мощностью до 2—3 км. К среднемиоценовой части разреза приурочена толща каменной соли и гипсов, выступающая в соляных куполах Солотвинской впадины, а к верхнемиоценовой — прослой бурых углей. Близ вулканических гряд, где происходили мощные наземные извержения, миоценовые отложения обогащаются пирокластическим материалом и замещаются в Береговской гряде лавами, туфами и туфобрекчиями липаритов и дацитов среднемиоценового и раннесарматского, а в Выгорлат-Гутинской гряде — андезитами и андезитобазальтами сарматского и паннонского возраста. С вулканитами связаны мелкие субвулканические и гипабиссальные тела. В плиоцене и эоплейстоцене в Чоп-Мукачевской впадине продолжали накапливаться маломощные, а в Паннонской — более мощные озерно-аллювиальные терригенные, слабоугленосные осадки.

Характерной чертой тектонического развития Карпатской области в альпийском цикле является дважды происходившее в ней сильное горизонтальное сжатие, приведшее к формированию моновергентной складчато-покровной структуры, сначала (в середине мела) в ее Внутренней, а затем (в миоцене) — во Внешней мегазоне с центробежным — в сторону внешней «рамы» геосинклинали — горизонтальным перемещением масс.

Эти деформации трудно объяснить с позиций плитотектонической концепции в связи с отсутствием явных свидетельств существования в Карпатской области зон с океанической корой и с дугообразной формой Карпатского сооружения, в разных сегментах которого сжатие и горизонтальные перемещения происходили в различных (вплоть до противоположных) направлениях. Важным фактором, контролировавшим тектоническое развитие Карпат в кайнозое, явилось возникновение между геосинклиналями Карпат и Динарид округлой области аномально прогретой верхней мантии — мантийного диапира. Его «всплывание» и расширение в конце палеогена и миоцене привело к сильному растяжению коры над его апикальной частью, грабенообразованию и мощному наземному вулканизму, а по северной и восточной периферии диапира — к горизонтальному сжатию и отжиманию масс верхней части коры, т. е. Внешней мегазоны Карпатской геосинклинали, от его центра к периферии. Эти явления происходили в условиях общего горизонтального сжатия Средиземноморского пояса. Когда в конце миоцена общее сжатие в этом поясе и складчато-покровные деформации в Карпатской дуге прекратились, центральная часть диапира испытала некоторое проседание, образовав Паннонскую впадину. Возможно, что деформации, происходившие во Внутренней мегазоне Карпат в меловое время, имели аналогичную природу.

Центральный (Украинский) сегмент Карпат не богат полезными ископаемыми по сравнению с Внутренней мегазоной Западных (Словацких) и Восточных (Румынских) Карпат, где известны крупные полиметаллические месторождения. Во внешней зоне Предкарпатского прогиба имеются газовые месторождения (Дашава и др.) с залежами в отложениях юры, верхнего мела и миоцена, а в его внутренней зоне — ряд месторождений нефти (Бориславское, Долинское и др.) с залежами в породах мела, палеогена и нижнего миоцена в сводах опрокинутых антиклиналей. Во внутренней зоне краевого прогиба имеются месторождения озокерита (Борислав). К верхнемиоценовым и нижнеплиоценовым отложениям Чоп-Мукачевской впадины приурочены залежи

бурых углей. Месторождения соли связаны с нижнемиоценовыми отложениями внутренней зоны Предкарпатского прогиба (Калуш, Стебник) и среднемиоценовыми — Солотвинской внутренней впадины. В среднемиоценовых отложениях внешней зоны краевого прогиба имеются месторождения гипса, а на его границе с платформой — самородной серы (Раздол). К зонам развития неогеновых вулканитов и связанных с ними субвулканических и гипабиссальных тел в Закарпатье приурочены небольшие месторождения ртути (Вышково), полиметаллов, золота, барита, а также многочисленные месторождения строительного и дорожного камня (андезиты, андезитобазальты) и перлитов. В Предкарпатском и Закарпатском прогибах и сооружении Карпат имеются месторождения разнообразных по составу минеральных вод (Трускавец).

ПОЗДНЕКИММЕРИЙСКОЕ СКЛАДЧАТОЕ СООРУЖЕНИЕ ГОРНОГО КРЫМА

Небольшое складчатое сооружение (мегантклинорий) Горного Крыма занимает южную часть Крымского полуострова с высотами до 1—1,5 км и его восточную часть с холмисто-равнинным рельефом — Керченский полуостров. Это сооружение возникло на западном участке боковой Крымско-Кавказской ветви геосинклинальных прогибов альпийского Средиземноморского пояса, где погружение было непродолжительным и завершилось деформациями сжатия уже к концу юры. Таким образом, Горный Крым представляет складчатое сооружение необычного для западной части альпийского пояса позднекиммерийского возраста. Однако умеренное горообразование происходило здесь одновременно с другими, более молодыми складчатыми сооружениями этого пояса — в конце неогена и антропогене.

Геологическое изучение Горного Крыма было начато в конце XVIII в. П. С. Палласом. Значительный вклад в его изучение в последние десятилетия внесли исследования М. В. Муратова, И. В. Архипова, Г. А. Лычагина, В. И. Славина, Е. А. Успенской. Разнообразие геологического строения, хорошая обнаженность и легкая доступность сделали Горный Крым излюбленным районом для обучения студентов многих вузов России и Украины методам полевых исследований.

В тектонической структуре мегантиклинория Горного Крыма различаются пять главных элементов: 1) складчатое ядро, сложенное породами триаса и юры; 2) моноклиналное северное крыло из отложений мела, палеогена и миоцена; 3) восточное периклиналное окончание, сложенное олигоценом и миоценом, переходящее к востоку в 4) Керченско-Таманскую зону поперечного погружения, разделяющую сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа, и 5) южное крыло, скрытое под водами Черного моря (рис. 69). В западной и центральной частях Крыма мегантиклинорий непосредственно граничит на севере со Скифской плитой, а к северу от Керченского полуострова отделяется от нее западной частью Индоло-Кубанского краевого прогиба.

Основание сооружения Горного Крыма составляет погребенный верхнепротерозойско-палеозойский слабометаморфизованный фундамент, породы которого обнажаются на его западном продолжении, в авлако-геосинклинальной складчатой зоне Добруджи, и в виде перетолженных глыб и обломков присутствуют в толщах триаса и юры Горного Крыма. В строении мезозойского геосинклинального комплекса, слагающего ядро мегантиклинория, участвуют 4 структурных этажа, разде-

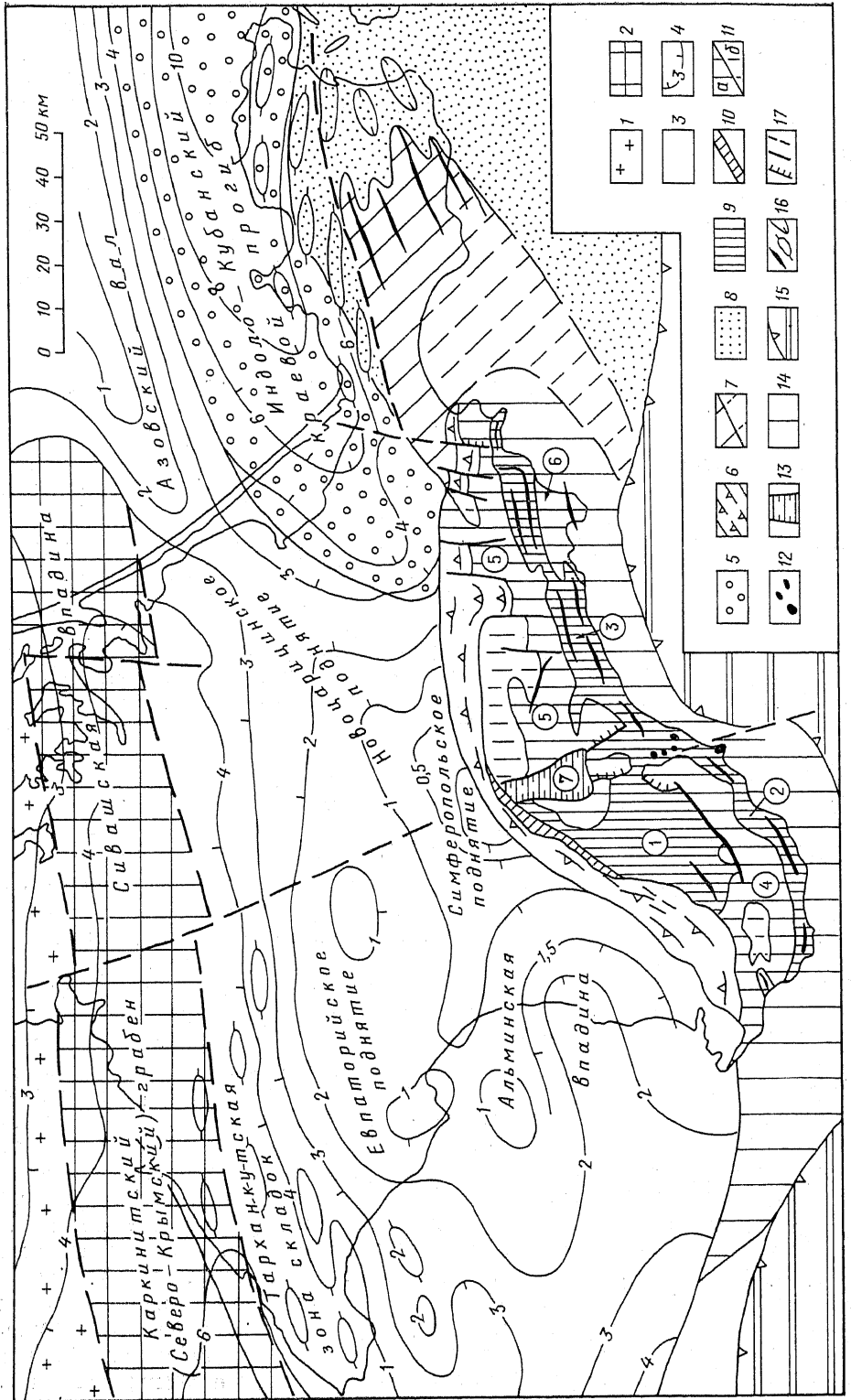


Рис. 69. Схема тектонического строения Крымского полуострова:

1 — Восточно-Европейская платформа с байкальским фундаментом; 2 — Северо-Крымская зона с байкальским или байкальским фундаментом и верхнепермско-нижнеюрским переходным комплексом; 3 — Скифская плита с байкало-герцинским фундаментом; 4 — стратозогипис подошвы мел-кайнозойского чехла в зонах 1, 2, 3, 5; 5—15 — Альпийский пояс; 6 — Индоло-Кубанский крайевой прогиб; 6—11 — позднемеловое складчатое сооружение (мегантиклинорий) Горного Крыма, испытавшее позднеальпийское сводовое поднятие; 6 — северное крыло, сложенное пологомоноклинально залегающим мелом (в Восточном Крыму — верхним мелом) и палеогеном, 7 — восточное периклинальное окончание, сложенное олигоценом — нижним миоценом (а — на поверхности, б — под дном моря), 8 — Керченско-Таманская зона поперечного погружения, выполненная средним миоценом — плиоценом, 9—13 — ядро мегантиклинория; 9 — антиклинорий, сложенные верхним трасом — средней юрой, 10 — Лозовская зона в Качинском антиклинории, 11 — синклинальные прогибы, выполненные верхней юрой (а) и нижним мелом (б), 12 — среднеюрские интрузивные тела, 13 — грабены, выполненные отложениями верхов нижнего мела; 14 — часть ядра и южное крыло мегантиклинория, вовлеченные в позднее кайнозойное опускание; 15 — северная часть Черноморской глубоководной впадины; 16 — линейные и брахиморфные складки; 17 — разломы установленные и предполагаемые.

Цифрами в кружках обозначены структурные элементы мегантиклинория Горного Крыма: поднятия (антиклинории): 1 — Качинское, 2 — Южнобережное (Ялтинское), 3 — Туакское с его восточным окончанием — Сулакско-Карадагской складчатой зоной; прогибы (синклинории): 4 — Юго-Западного Крыма, 5 — Восточно-Крымский, 6 — Сулакский (Меганомский), 7 — Салгирский гра-

бен

ленных поверхностями перерывов и несогласий: 1) среднетриасово-нижнеюрский (таврическая флишевая серия); 2) среднеюрский (терригенные, вулканогенные толщи и интрузивные тела); 3) верхнеюрский (фациально изменчивые карбонатные и отчасти грубообломочные толщи); 4) нижнемеловой (терригенный) этаж. В ряде районов Крыма с него начинается плитный чехол, что позволяет рассматривать его в качестве переходного от геосинклинального комплекса к квазиplatformенному (см. ниже).

Таврическая серия, сложносмятая и рассеченная множеством пологих и крутых разрывов, распространена на всей площади Горного Крыма и обнажается в нескольких поднятиях (антиклинориях) в его юго-западной (брахиморфное Качинское и линейно вытянутое Ялтинское или Южнобережное, частично опущенное под воды Черного моря) и восточной (узкое линейно вытянутое Туакское поднятие) частях. Смежные с этими поднятиями прогибы («синклинории») выполнены средне- и верхнеюрскими, а в восточном Крыму — и нижнемеловыми отложениями, смятыми в более крупные и пологие складки (рис. 70). Это прогиб юго-западного Крыма, приуроченный к Главной (первой) гряде Крымских гор (Яйле), более широкий Восточно-Крымский прогиб, выраженный в рельефе восточной частью Яйлы, и Сулакский синклинорий, лишь частично выступающий из-под моря в юго-восточной части мегантиклинория. Оси главных складчатых структур его ядра имеют субширотное или северо-восточное простирание, но в зоне поперечного Центральнокрымского поднятия (между Симферополем и Алуштой) становятся субмеридиональными. К этой длительно развивавшейся зоне приурочены поперечные разломы, среднеюрские гипабиссальные интрузии, а также длительно вытянутый Салгирский грабен, выполненный нижнемеловыми отложениями.

Узкое северное крыло мегантиклинория, выраженное в рельефе в виде невысоких куэст (2-я и 3-я предгорные гряды Крыма), представляет пологую моноклиналь, сложенную комплексом относительно маломощных, близких к платформенным терригенно-карбонатных от-

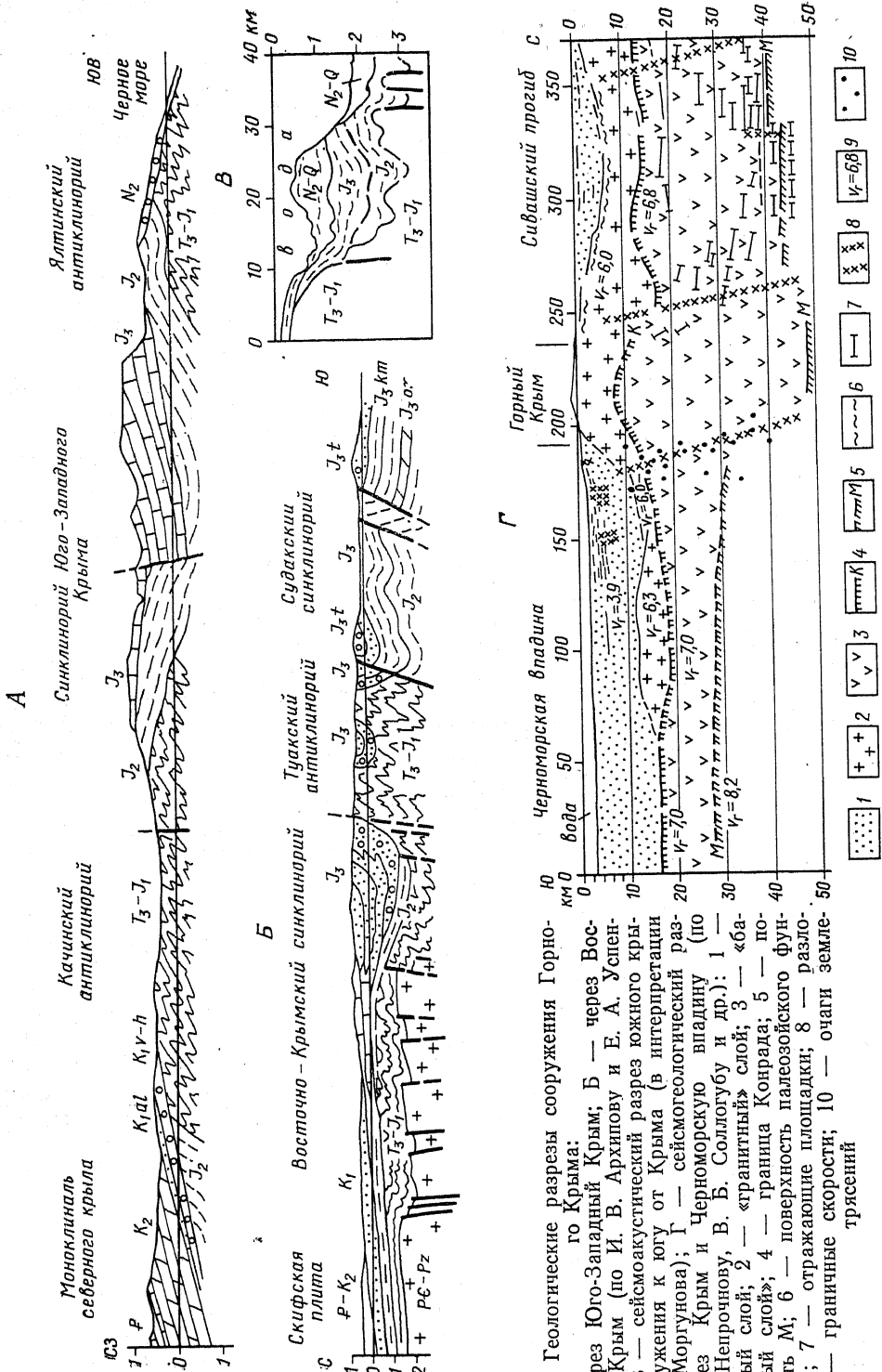


Рис. 70. Геологические разрезы сооружения Горного Крыма: А — через Юго-Западный Крым; Б — через Восточный Крым (по И. В. Архипову и Е. А. Устенской); В — сейсмоакустический разрез южного крыла сооружения к югу от Крыма (в интерпретации Ю. Г. Моргунова); Г — сейсмогеологический разрез через Крым и Черноморскую впадину (по Ю. П. Непрочнову, В. Б. Соллогубу и др.); 1 — осадочный слой; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый слой»; 4 — граница Конрада; 5 — поверхность М; 6 — поверхность палеозойского фундамента; 7 — отражающие площадки; 8 — разломы; 9 — границы скорости; 10 — очаги землетрясений

ложений мела, палеогена и миоцена, резко несогласно перекрывающим разные структуры мезозойского комплекса и, в частности, узкую приразломную Лозовскую зону, отделявшую в триасе и юре Крымский геосинклинальный прогиб от Скифской плиты.

В западной части Крыма разрез начинается с терригенных отложений нижнего мела, в восточной, где нижнемеловые отложения участвуют в выполнении Восточно-Крымского прогиба,— со слабо несогласно залегающего на них карбонатного верхнего мела, а на среднем участке моноклинали, в полосе Центральнокрымского поперечного поднятия близ Симферополя — с палеогена. Самый восточный участок моноклинали разбит серией субмеридиональных сбросов. На севере моноклинали плавно переходит в субгоризонтально залегающий чехол Скифской плиты. Восточное периклинальное окончание мегантиклинория, занимающее западную часть Керченского полуострова и смежный участок дна Черного моря, сложено мощной глинистой майкопской серией олигоцена — нижнего миоцена, смятой в сильно сжатые антиклинали и более широкие синклинали. Еще восточнее — в пределах восточной части Керченского и Таманского полуострова, Керченского пролива и прилегающего участка дна Черного моря — находится Керченско-Таманская зона поперечного поднятия, разделяющая кулисно расположенные складчатые сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа. На поверхности ее слагают мощные неогеновые и отчасти четвертичные фациально изменчивые терригенные и карбонатные отложения, смятые в серию конседиментационно развивавшихся брахисинклиналей и брахиантиклиналей. Последние осложняются проявлениями современного и древнего грязевого вулканизма и «вдавленными синклиналями»; они представляют своеобразные тектоно-грязевулканические депрессии, возникшие в результате выноса глинистого материала (сопочной брекчии) на поверхность из ядер антиклиналей при грязевых извержениях.

К восточному окончанию сооружения Горного Крыма и Керченско-Таманской зоне примыкает с севера западная часть Индоло-Кубанского краевого прогиба, центриклинально замыкающегося в восточной части Крымского полуострова. Прогиб выполнен мощными толщами неогеновых моласс. Его узкое южное крыло осложнено субширотными брахискладками, широкое пологомоноклинальное северное крыло наложено на южный участок Скифской плиты.

Часть ядра и южное крыло мегантиклинория опущены под воды прилегающего к Крыму участка дна Черного моря, выраженного континентальным склоном, осложненным несколькими ступенями. Наличие в верхнеюрских конгломератах Горного Крыма снесенных с юга галек и валунов палеозойских и позднепротерозойских пород (в том числе гранитов) указывает на наличие непосредственно к югу от Крыма погребенных выступов домезозойского фундамента. Погружение южного крыла и части ядра мегантиклинория началось в поздней юре и особенно усилилось в плиоцене—антропогене. В пределы опущенного южного крыла продолжается Центральнокрымская зона поперечных нарушений. К ней приурочены субмеридионально вытянутый максимум магнитного поля и сгущение очагов землетрясений (силой до 7—8 баллов), расположенных в нижней части коры.

Глубинное строение коры мегантиклинория Горного Крыма отличается от строения Скифской плиты некоторым утолщением (до 45 км) за счет «базальтового слоя». Над погруженным южным крылом появляется мощная осадочная толща, но общая мощность коры резко убывает за счет редукции, а затем и полного выклинивания «гранитного

слоя». Субмеридиональные зоны грави- и магнитных аномалий в ослабленном виде продолжают из области Украинского щита в пределы Равнинного и Горного Крыма, что указывает на заложение тектонических зон Средиземноморского пояса в области Крыма на подвергнувшемся частичной деструкции дорифейском метаморфическом фундаменте.

Стратиграфический разрез домезозойских образований Горного Крыма, судя по данным изучения переотложенного обломочного материала в породах триаса и юры, включает протерозойские гнейсы и гранитогнейсы, граниты среднего-позднего рифея (845—1100 млн лет), сланцы, кварциты, песчаники, конгломераты, палеотипные вулканы рифея, нижнего и среднего палеозоя, известняки карбона и перми и герцинские граниты (210—285 млн лет). По-видимому, в пределах Горного Крыма не позднее среднего рифея возникла геосинклиналь, пережившая три цикла развития. Первый из них—раннебайкальский (дальсландский) завершился около 0,9—0,8 млрд лет назад складчатыми деформациями, метаморфизмом, гранитным плутонизмом и поднятием. В раннем или среднем палеозое в Горном Крыму и смежной части Черного моря снова возник геосинклинальный прогиб, заполнявшийся терригенными, кремнистыми, вулканогенными и карбонатными образованиями. В конце палеозоя погружение сменилось складчатостью, поднятием и становлением герцинских гранитоидов.

В среднем (?) триасе в области Горного Крыма был вновь регенерирован относительно узкий геосинклинальный прогиб, явившийся западным звеном боковой Крымско-Кавказской ветви прогибов Средиземноморского пояса; в нем в позднем триасе и ранней юре отлагалась мощная (более 4 км) таврическая серия терригенных флишевых отложений, выраженная монотонным ритмическим чередованием тонких прослоев песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто заключающих конкреции сидерита. Севернее, в Лозовской зоне, флиш замещается менее мощной олистостромовой толщей песчаников, гравелитов и известняков с включениями глыб и обломков известняков карбона, перми, верхнего триаса и лейаса, накопившейся за счет сноса и сползания кластического материала с северного борта флишевого прогиба. В начале средней юры (ааленском веке) прогиб подвергся сжатию, создавшему сложную складчато-надвиговую структуру таврической серии, после чего в нем возобновилось погружение. На таврической серии несогласно залегают среднеюрские и нижнекелловейские образования (до 2—2,5 км), представленные терригенными флишоидными, местами угленосными и грубообломочными отложениями и локально распространенными толщами лав и пирокластолитов основного, а в районе Карадага в восточном Крыму — и кислого состава.

Подводные извержения сопровождалась внедрением субвулканических и гипабиссальных тел — даек, штоков, лакколлитов; мелкие тела сложены габбро-диабазами, а крупные (массивы Аюдаг и Кабель на Южном берегу Крыма) — диоритами и плагиогранит-порфирами. Эта вспышка магматизма в байосе явилась отзвуком очень мощного вулканического процесса, в основном происходившего в Закавказье. В начале поздней юры после относительно слабых складчатых деформаций и кратковременного поднятия в сузившемся прогибе Горного Крыма началась последняя стадия погружения. Комплекс отложений верхней юры (от верхнего келловей до титона) и берриаса (0,5—3 км) залегают несогласно на породах средней юры и таврической серии. В нижней его части, а также в прибортовых зонах преобладают конгломераты и песчаники, материал которых сносился в прогиб с севера и юга, ббль-

шую верхнюю слагают разнообразные известняки — от рифогенных до относительно глубоководных, а на самых западном и восточном участках прогиба — также карбонатный флиш.

Пологоскладчатые деформации в самом начале мела завершили развитие западной части прогиба Горного Крыма, и она превратилась в небольшое позднекимерийское складчатое сооружение, испытывавшее с этого времени относительное или абсолютное поднятие. Несогласно залегающий комплекс нижнемеловых песчано-глинистых отложений с отдельными прослоями и пачками известняков и конгломератов (от валанжина до нижнего альба) в виде маломощной толщи присутствует на северном крыле западной части этого сооружения, выполняет остаточный прогиб в его восточной части и покрывает сплошным чехлом мощностью до 1—2 км всю территорию Равнинного Крыма (т. е. Скифскую плиту). Верхние горизонты этого комплекса (апт-альб) заполняют также отдельные грабены и эрозионно-тектонические депрессии (Салгирский грабен и др.) в пределах Крымского мегантиклинория. Трансгрессивно залегающий комплекс верхов альба и верхнего мела, выраженный белыми мергелями и известняками с маломощными горизонтами известковистых песчаников в низах и верхах разреза, также выстилает весь Равнинный Крым и слагает северное крыло сооружения Горного Крыма, где его мощность сокращается от 1—2 км до первых сотен метров; первоначально этот комплекс покрывал и его осевую зону. В тех же районах распространены отложения палеоцена и эоцена, представленные чередованием известняков, мергелей и глин общей мощностью до 0,2—0,5 км. В предгорной третьей гряде, на Керченском полуострове и в Равнинном Крыму, широко распространены олигоценовые и миоценовые отложения, накопившиеся в обширном внутриконтинентальном бассейне Паратетис, утратившем связь со Средиземноморским бассейном и океаном. Оligocen — нижний миоцен выражены майкопской серией глин с прослоями алевролитов и песчаников, средний и верхний миоцен — маломощными мелководными ракушечными и биогермными известняками, песками и глинами, а на Керченском полуострове — также более мощными глубоководными толщами глин и мергелей.

С конца миоцена это сооружение вступило в орогенный этап альпийского цикла и испытало умеренное (до 1—1,5 км) воздымание в виде полусвода; на его пологом северном крыле образовалась моноклиналная зона из пород мела — миоцена, а южная часть была опущена по ступенчатым разломам и флексурам и вошла в состав северной краевой зоны Черноморской впадины. В ходе этого процесса на крутом южном склоне Крымских гор образовался мощный плащ из обвально-оползневых образований, включающих огромные глыбы и пластины верхнеюрских известняков, которые перемещались под действием силы тяжести к берегу Черного моря.

В Предгорном и Равнинном Крыму к плиоцену относятся маломощные аллювиально-пролювиальные отложения, а в мульдах Керченского полуострова — песчано-глинистые осадки бассейнового типа, включающие в низах плиоцена (кимерий) горизонт оолитовых гидроокисных и гидросиликатных железных руд.

Таким образом, сооружение Горного Крыма возникло на заложенном в среднем (?) рифее северном участке Средиземноморского подвижного пояса, обладавшем древней континентальной корой. Судя по отсутствию офиолитов, ее деструкция на протяжении всех трех «циклов» геосинклинального развития области Горного Крыма — раннебайкальского; герцинского и альпийского — не доходила до ее полного раздви-

га. В альпийском «цикле» развитие Крымского прогиба, располагавшегося вблизи участка затухания боковой северной ветви геосинклинальных прогибов Средиземноморского пояса, носило вырожденный характер, с чем связаны ограниченные проявления магматической активности (в основном в байосском веке), умеренная интенсивность сжатия на поздних стадиях, отсутствие проявлений гранитоидного магматизма и существенной эндогенной минерализации и аномально раннее завершение геосинклинального процесса в начале мела, т. е. в позднекиммерийскую эпоху. В отличие от Карпат, Кавказа и других регионов Средиземноморского пояса, где в мелу и палеогене продолжались геосинклинальные погружения, сооружение Горного Крыма с мела до миоцена характеризовалось своеобразным квазиплатформенным режимом. Однако оно не прилепилось к Скифской плите, и с конца миоцена вместе с другими складчатыми сооружениями Средиземноморского пояса вступило в орогенный этап развития.

Среди полезных ископаемых Горного Крыма важнейшую роль играют оолитовые железные руды на востоке Керченского полуострова, накопившиеся в условиях жаркого влажного климата в заливах и проливах раннеплиоценового (киммерийского) озера-моря. Благодаря большим запасам, приповерхностному субгоризонтальному залеганию и легкой доступности, они давно разрабатываются как ценное металлургическое сырье. К миоценовым и олигоценым отложениям Керченского полуострова приурочены мелкие месторождения нефти, а к среднеюрским в Качинском поднятии — бурого угля. Белые известняки нижнего палеоцена и ракушечники верхнего миоцена разрабатываются как строительный камень, а порфириты из среднеюрских интрузивов и мраморизованные верхнеюрские известняки — как облицовочный материал. В Горном Крыму имеются месторождения минеральных вод. Благодаря своим ландшафтно-климатическим особенностям Черноморское побережье Крыма является важнейшей курортной зоной.

ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

Глубоководная впадина Черного моря почти со всех сторон обрамляется альпийскими горно-складчатыми сооружениями. На востоке, сужаясь, она переходит в Рионскую межгорную впадину, а на северо-западе граничит с участками Мезийской и Скифской плит, выраженными в виде шельфа. В рельефе впадины различаются сравнительно узкие зоны крутых континентальных склонов, местами ступенчатых или осложненных подводными хребтами, представляющими недавно погруженные участки окаймляющих ее мезозойских (Горный Крым) и кайнозойских складчатых сооружений, и обширная плоская аккумулятивная равнина на глубине 2—2,1 км в ее внутренней части, испытавшая в плиоцене — антропогене глубокое некомпенсированное опускание.

Природа Черноморской впадины обсуждается уже около 100 лет, но остается недостаточно выясненной. Исходя из «обтекания» ее складчатыми сооружениями, Э. Зюсс предположил существование под ней срединного массива (Понтиды). А. Д. Архангельский и М. В. Муратов, напротив, рассматривали ее как геосинклиналь. Сейсмические исследования, проведенные в послевоенный период, показали, что во внутренней части впадины мощность коры сокращается до 25 км, кора имеет субокеаническое строение и состоит из очень мощной (до 10—15 км и более) субгоризонтально залегающей осадочной толщи, несомненно включающей весь кайнозой, а возможно, также мезозой и даже палео-

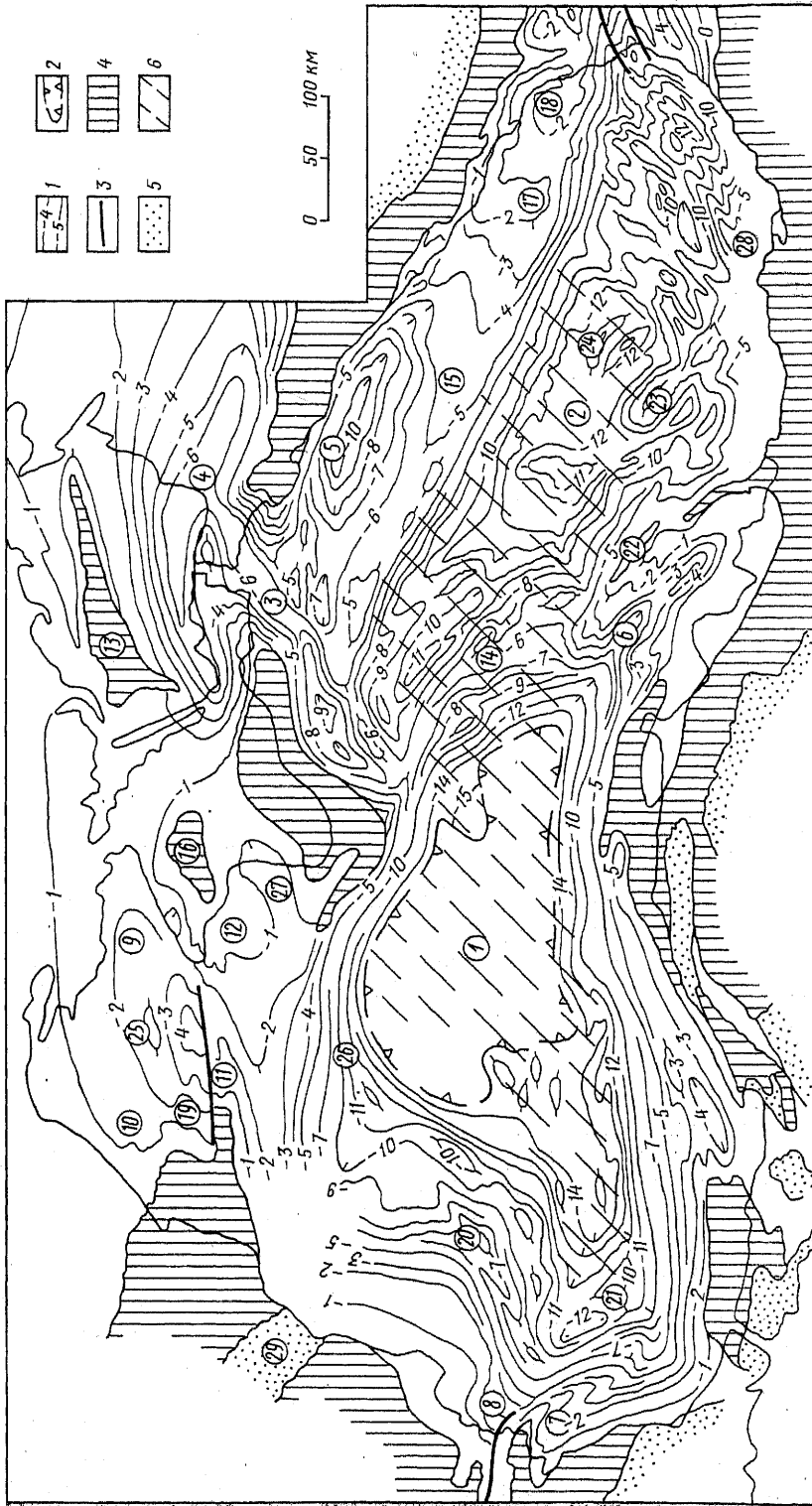


Рис. 71. Структурная карта Черного моря по поверхности мезозоя (отражающий горизонт III-N) (по Д. А. Туголесову и др., 1985) и область предполагаемого отсутствия геофизического «гранитного слоя», согласно альтернативным представлениям Ю. П. Непрочнова и других исследователей:

1 — изопны поверхности мезозоя, км; 2 — акватория, в которой отражения от поверхности мезозоя не получены; 3 — линии разломов; 4 — породы мезозоя, выходящие на поверхность или перекрытые маломощным чехлом; 5 — выходы докембрийских пород; 6 — области предполагаемого отсутствия «гранитного слоя» коры, по Ю. П. Непрочнову и др.
 Цифры в кружках — номера структурных элементов. Впадины: 1 — Западно-Черноморская, 2 — Восточно-Черноморская; прогибы: 3 — Керченско-Таманский, 4 — Индоло-Кубанский, 5 — Туапсинский, 6 — Синопский, 7 — Бургасский, 8 — Нижнекамчатский, 9 — Каркинитский, 10 — Крыловский; валы: 11 — Губкина, 12 — Каламитский, 13 — Азовский, 14 — Андрусова, 15 — Шацкого, 16 — Северо-Крымский, 17 — Гудаутский, 18 — Очамчирский; поднятия: 19 — Кийское, 20 — Поликова, 21 — Дружба, 22 — Архангельского, 23 — Муратова, 24 — Страхова, 25 — Голицына, 26 — краевая ступень; 27 — Альминская впадина; 28 — Трабзонский выступ; 29 — рифейский горст Центральной Добруджи

зой (?), и подстилающего ее «базальтового слоя» (6—15 км) со скоростями продольных волн 6,5—7 км/с, тогда как «гранитно-метаморфический слой» в периферических зонах впадины сильно утоняется, а во внутренней, за исключением погребенного вала Андрусова к югу от Крыма, полностью выклинивается. Некоторые исследователи предполагают, что кровля «базальтового слоя» в действительности представляет поверхность плотных известняков верхнего мела (рис. 71, 72).

В отличие от сейсмически активных краевых зон внутренняя часть впадины асейсмична и характеризуется пониженной плотностью теплового потока и отсутствием проявлений вулканизма. Установленный по геофизическим данным субокеанический характер строения коры Черноморской впадины породил три разных предположения о ее происхождении и возрасте:

1. Впадина представляет реликт очень древней коры океанического типа. Этому противоречит расположение ее в одной продольной зоне с Грузинским и Мезийским массивами, обладающими докембрийской континентальной корой.

2. Впадина имеет рифтовую природу и образовалась при раздвиге континентальной коры в конце мезозоя или палеогене. Этому противоречат огромная мощность осадочной толщи, низкий тепловой поток и отсутствие признаков рифта в рельефе дна, структуре осадочной толщи и рисунке магнитного поля.

3. Впадина образовалась в результате глубокого опускания древнего «жесткого» массива, сопровождавшегося изменением физических свойств континентальной коры и верхней части мантии в связи со структурно-вещественными или фазовыми преобразованиями — базификацией или эклогитизацией. Эта гипотеза кажется наиболее правдоподобной. Погружение Черноморского массива, как и Мезийского, возможно, началось еще в палеозое, продолжалось в мезозое и усилилось в позднем кайнозое, когда в него были вовлечены и смежные с ней участки альпийских эпигеосинклинальных складчатых сооружений Крыма, Кавказа, Понта и др. Характер преобразований консолидированной части коры и верхов мантии Черноморской впадины остается, однако, неясным. Обращают на себя внимание черты сходства в глубинном строении внутренних частей Черноморской, Прикаспийской и Южно-Каспийской впадин, что позволяет предполагать общность их происхождения.

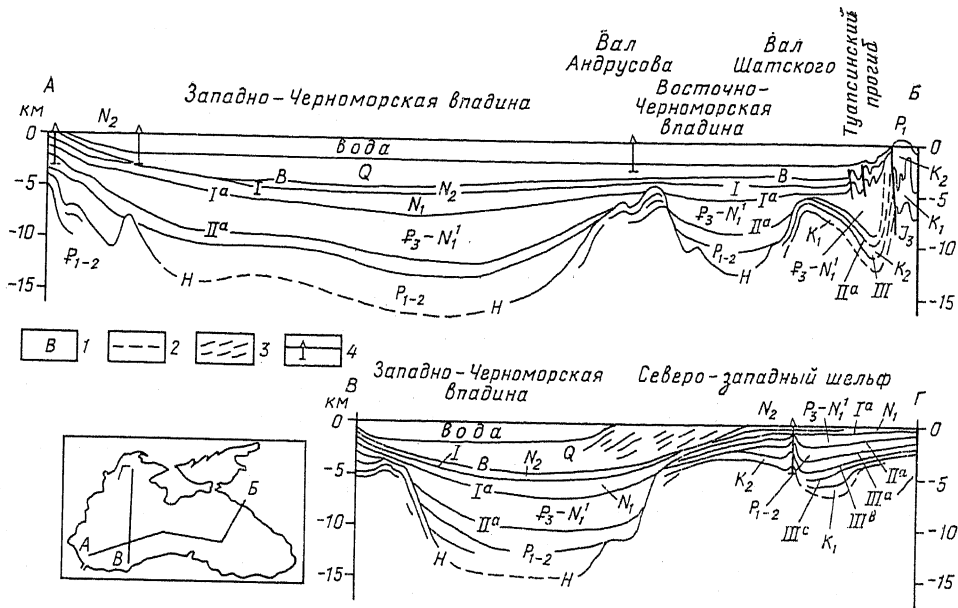


Рис. 72. Схематические сейсмостратиграфические разрезы Черноморской впадины (по Д. А. Туголесову и др., 1985, горизонтальный масштаб в 12,5 раз мельче вертикального):

1 — опорные отражающие горизонты; 2 — предполагаемое продолжение отражающих горизонтов или границ между разновозрастными толщами; 3 — макрослоистая толща дельты палео-Дуная; 4 — скважины. По мнению ряда исследователей, сейсмический горизонт Н отвечает не подошве палеогена, а подошве всей осадочной толщи (в Западно- и Восточно-Черноморских впадинах — кровле сейсмического «базальтового слоя»), которая включает не только кайнозой, но и мезозой, а возможно, и палеозой

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ КАВКАЗА

Обширная Кавказская область, расположенная в пределах России, Грузии, Азербайджана и Армении, является тем основным регионом, в котором на протяжении 150 лет отечественные геологи, начиная с Г. Аби́ха и ученых Геолкома (К. И. Богданович, А. Г. Герасимов, И. М. Губкин, В. П. Ренгартен и др.) и кончая многими исследователями послеоктябрьского периода (В. В. Белоусов, М. В. Муратов, Г. Д. Ажгирей, В. Е. Хаин, Е. Е. Милановский, А. И. Джанелидзе, П. Д. и И. П. Гамкрелидзе, Ш. А. Азизбеков, Э. Ш. Шихалибейли, К. Н. Паффенгольц, А. А. Габриелян и др.), изучали строение и выясняли закономерности развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Изучение геологии Кавказа имеет большое практическое значение в связи с богатством и разнообразием его минерального сырья.

Важнейшую роль в рельефе Кавказской области играют прямолинейное высокогорное сооружение Большого Кавказа, в Главном хребте которого высоты достигают 4—5 и даже 5,6 км (вулкан Эльбрус), и дугообразное, с выпуклостью к северу, менее высокое (до 3—4 км) сооружение Малого Кавказа, состоящее из ряда хребтов и внутригорных котловин, одну из которых занимает высокогорное оз. Севан. К западу оно переходит в хребты Восточного Понта (в Турции), а его юго-восточным продолжением служат Талышский хребет, а также Кубадаг и Эльбурс (в Иране). Горные сооружения Большого и Малого Кавказа

за обрамляют продольные зоны Предкавказских и Закавказских депрессий и Среднеараксинская котловина. Основной водораздел — между бассейнами Черного и Каспийского морей — пересекает Кавказскую область с севера на юг, разделяя бассейны рек Кубани и Терека в Предкавказье и Риони и Куры в Закавказье.

В тектонической структуре Кавказской альпийской складчатой области к югу от Скифской плиты выделяются 5 главных продольных зон: зона Предкавказских краевых прогибов, мегантиклинорий Большого Кавказа, зона Закавказских срединных массивов и внутренних (межгорных) впадин, мегантиклинорий Малого Кавказа и Среднеараксинский внутренний (межгорный) прогиб. Поперечная зональность выражена в наличии субмеридиональной зоны Транскавказского поперечного поднятия, пересекающей все продольные зоны, и параллельных ей ступеней, понижающихся к западу и востоку от нее (рис. 73).

Зона Предкавказских позднеальпийских краевых прогибов состоит из Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов, разделенных небольшой Минераловодской седловиной. Прогибы выполнены мощными глинистыми толщами олигоцена — нижнего миоцена и вышележащими молассами миоцена, плиоцена и антропогена. Широкие пологие северные крылья прогибов наложены на южные участки Скифской плиты, а более узкие и крутые южные частично наследуют северные участки мезозойской геосинклинали Большого Кавказа. В отличие от большинства краевых прогибов сооружение Большого Кавказа почти нигде не надвигается на них. Мощность мезокайнозойского комплекса в осевых частях Предкавказских прогибов достигает 10—15 км.

Западный участок Индоло-Кубанского прогиба граничит на юге с Керченско-Таманской зоной поперечного погружения, наиболее глубокий и широкий средний участок (Западно-Кубанский прогиб) — с северо-западным сегментом мегантиклинория Большого Кавказа, а более узкий и менее глубокий восточный участок (Восточно-Кубанский прогиб) — с его центральным сегментом. В приосевой части западной половины Терско-Каспийского прогиба выделяются две узкие антиклинальные зоны, выраженные в рельефе низкогорными хребтами, — Терская и Сунженская (рис. 74). В домезозойском фундаменте эти зоны контролируются продольными зонами глубинных разломов. Восточным продолжением этих зон и южного крыла прогиба является зона третичных складок Дагестана и Кусарская предгорная впадина, глубоко вдающаяся в северное крыло Большого Кавказа. Минераловодская седловина, лежащая на оси Транскавказского поперечного поднятия, сложена пологозалегающими палеогеновыми отложениями, прорванными рядом небольших позднемиоценовых гипабиссальных кислых интрузий типа лакколлитов и магматических диапиров (Бештау и др.).

Мегантиклинорий Большого Кавказа возник в той же боковой ветви альпийского пояса, что и сооружение Горного Крыма, но здесь эта ветвь отличалась большей шириной и глубиной и ее геосинклинальное развитие протекало более сложно и длительно. В асимметричной структуре мегантиклинория выделяется ядро, относительно просто построенное широкое северное крыло и более узкое сильно смятое, опрокинутое и надвинутое к югу — южное. По простиранию оно распадается на несколько сегментов, отличающихся по ширине, современной высоте и гипсометрическому положению кровли доальпийского фундамента. Наиболее широк и приподнят Центральный сегмент, лежащий в полосе Транскавказского поперечного поднятия. На западе он граничит с более узким и менее приподнятым Северо-

Западным сегментом, а последний — с Керченско-Таманской зоной поперечного погружения. На востоке Центральный сегмент (в районе Восточно-Грузинской дороги), отделяется пережимом от широкого, но тектонически менее приподнятого Восточного сегмента, а последний — от еще менее приподнятого, узкого Юго-Восточного сегмента, сходного по структуре и рельефу с Северо-Западным. Еще восточнее сооружениями Большого Кавказа и Копетдага находится Апшеронско-Прибалханская зона поперечного погружения, отличающаяся от Керченско-Таманской значительной протяженностью.

Роль ядра в Центральном сегменте играет сложенный метаморфическими и интрузивными породами протерозоя и палеозоя горст-антиклинорий Главного хребта, возникший в пределах северного крыла мезозойской геосинклинали Большого Кавказа. Узкая Тырнаузская шовная зона, служившая в мезозое северной границей этой геосинклинали, отделяет ядро Центрального сегмента от его северного крыла — Лабино-Малкинской зоны. Она представляет вовлеченный в сводовое поднятие Большого Кавказа южный участок Скифской плиты, юрско-палеогеновый плитный чехол которого приобрел пологомоноклинальное залегание. Структура палеозойского фундамента, выступающего на поверхность в южной части этой зоны в Передовом хребте, выражена одноименным узким синклинорием, возникшим в конце герцинского «цикла» на месте эвгеосинклинали прогиба, выполненного среднепалеозойскими сланцево-вулканогенными толщами, тектонически перекрытыми офиолитовой пластиной. В орогенном этапе герцинского цикла эти образования были частично погребены под заполняющими несколько межгорных впадин позднепалеозойскими молассами.

Горст-антиклинорий Главного хребта надвинут к югу на складчатую зону Южного склона, которая возникла на месте осевой зоны мезозойской геосинклинали Большого Кавказа, унаследовавшей герцинский миогеосинклинали прогиб. Она сложена мощными карбонатно-сланцевыми толщами среднего-верхнего палеозоя, выступающими в узком Сванетском антиклинории, сланцевыми толщами лейаса — доггера и флишевыми — мальма и мела, смятыми в сильно сжатые, опрокинутые к югу, осложненные пологими надвигами складки. В свою очередь зона Южного склона надвинута на возникшую на южном крыле мезозойской геосинклинали Большого Кавказа Абхазо-Рачинскую зону. Она сложена породами лейаса и доггера, прорванными предмальмскими гранитоидами, и несогласно перекрывающимися их существенно карбонатными отложениями, мальма и мела, смятыми в относительно простые крупные складки. Абхазо-Рачинская зона надвинута на узкую Лечхумскую шовную зону, возникшую на месте шва, ограничивавшего мезозойскую геосинклинали с юга. В центральном сегменте Большого Кавказа она выражена в виде грабен-синклинали, выполненной породами от мальма до миоцена.

К восточной части зоны Транскавказского поперечного поднятия приурочены две области проявлений новейшего магматизма — Эльбурская и Казбекская. Центры извержений и интрузивные тела первой расположены в зонах Главного хребта, Тырнаузской, Лабино-Малкинской и на Минераловодской седловине, а второй — в зонах Главного хребта и Южного склона близ границы Центрального и Восточного сегментов. При переходе к Северо-Западному сегменту северные зоны Центрального сегмента скрываются под южным крылом Западно-Кубанского прогиба, горст-антиклинорий Главного хребта погружается, а роль осевого поднятия приобретает сложенный лейасом и ааленом Гойтхский антиклинорий, возникший на продолжении северной части

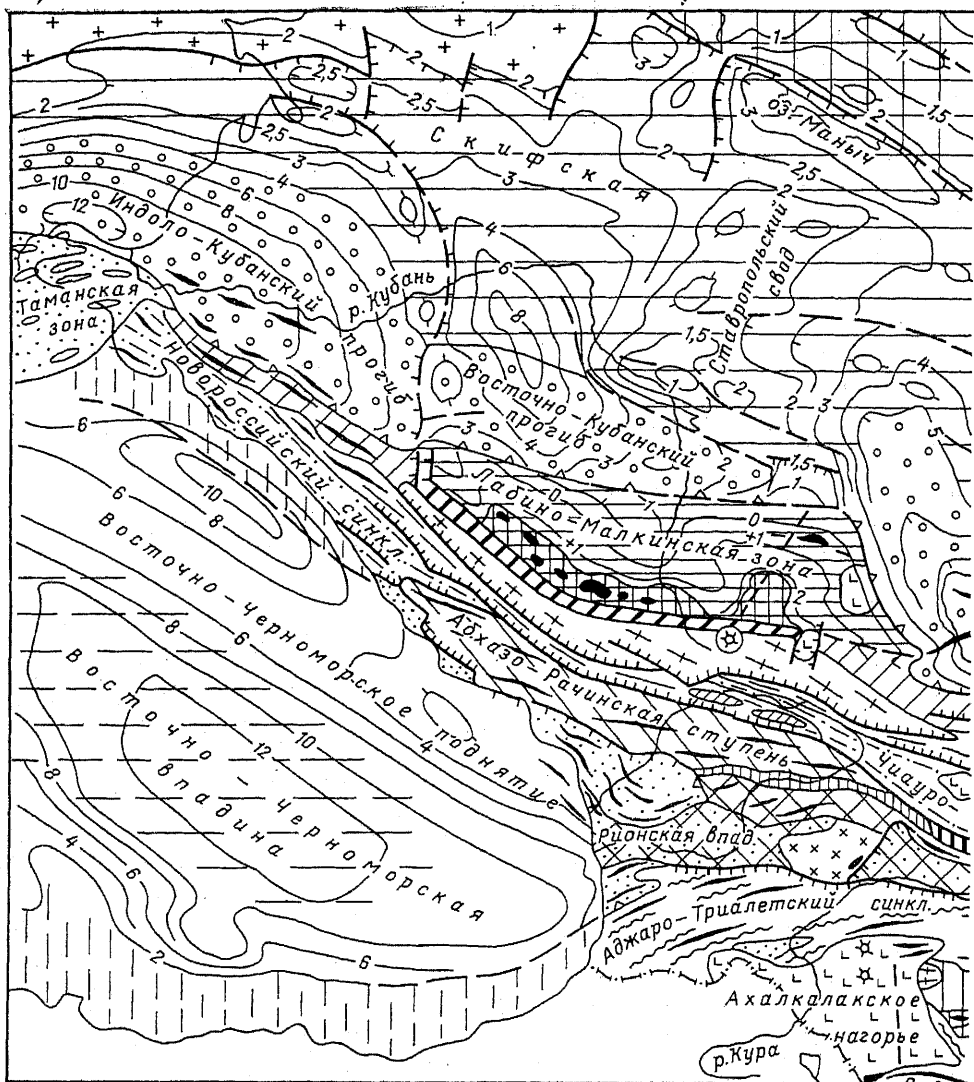
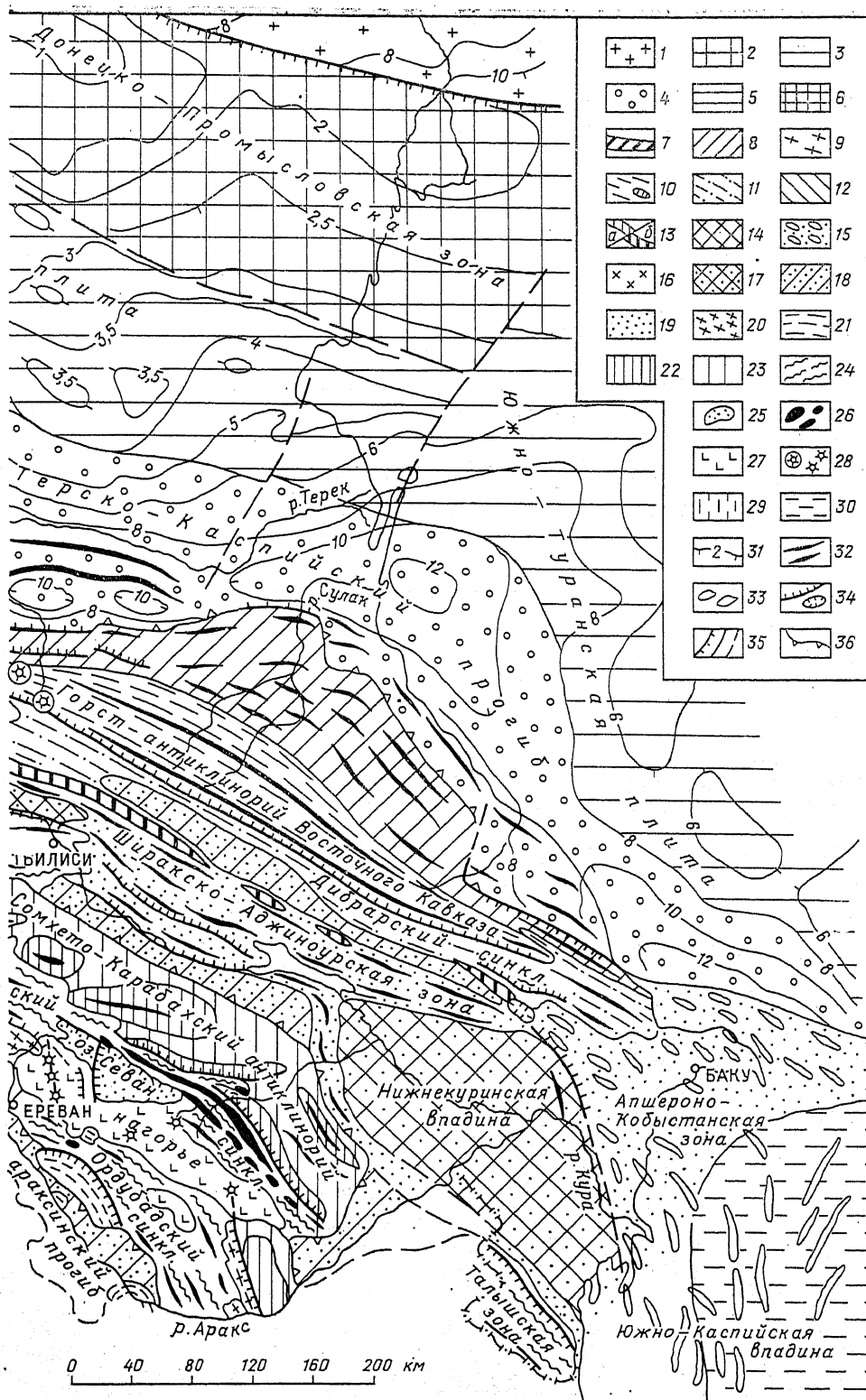


Рис. 73. Схематическая тектоническая карта Кавказской складчатой области:

1 — древняя Восточно-Европейская платформа; 2 — Донецко-Североукраинская метаплатформенная область: Донецко-Промысловская авлакогеосинклиальная складчатая зона под мезокайнозойским плитным чехлом; 3 — Скифская и Южно-Туранская эпипалеозойские плиты; 4 — Предкавказские позднеальпийские краевые прогибы, выполненные неоген-четвертичными молассами; 5—15 — альпийский мегантиклинорий Большого Кавказа; 5—6 — Лабино-Малкинская зона (вовлеченный в воздымание центрального сегмента Большого Кавказа южный участок Скифской плиты); 5 — пологомоноклиальный юрско-палеогеновый чехол (Северо-Кавказская моноклираль), 6 — выступы палеозойского складчатого фундамента (поднятие Передового хребта); 7 — Турнуаз-Иберийская шовная зона, сложенная палеозем и юрой (северная граница альпийской геосинклинали Большого Кавказа); 8 — северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа, сложенное умеренно смятым мезозем; 9 — горстантиклинорий Центрального Кавказа, сложенный метамор-



зоны Южного склона. Южное крыло мегантиклинория выражено здесь Новороссийским синклинорием. Он выполнен мощными толщами мел-эоценового флиша, смятыми в опрокинутые к югу складки, осложненные надвигами и небольшими покровами. Южная часть синклинория вовлечена в опускание Черноморской впадины и косо срезается берегом Черного моря. На западе структура Северо-Западного Кавказа резко погружается под неоген-четвертичные молассы Керченско-Таманской зоны поперечного погружения.

В Восточном сегменте северное крыло выражено зоной Известнякового Дагестана, сложенной отложениями мальма и мела, смятыми в коробчатые ундулирующие складки. Роль осевого поднятия играет горст-антиклинорий Восточного Кавказа — расширившееся к востоку продолжение зоны Южного склона, сложенное мощными сланцевыми толщами лейаса, смятыми в сильно сжатые (до изоклинальных) складки. Южное крыло образует Чиауро-Дибрарский флишевый синклинорий, по положению, разрезу и структуре аналогичный Новороссийскому. Значительная часть его, как и обрамляющей его с юга Кахетинско-Вандамской шовной зоны (восточного продолжения Лечхумской), скрыта под наложенной Алазанской впадиной.

При переходе к узкому Юго-Восточному сегменту большая часть северного крыла Восточного Кавказа скрывается под Кусарской предгорной впадиной. Восточное продолжение осевого поднятия Восточного Кавказа — Тфанский антиклинорий, как и восточные окончания Чи-

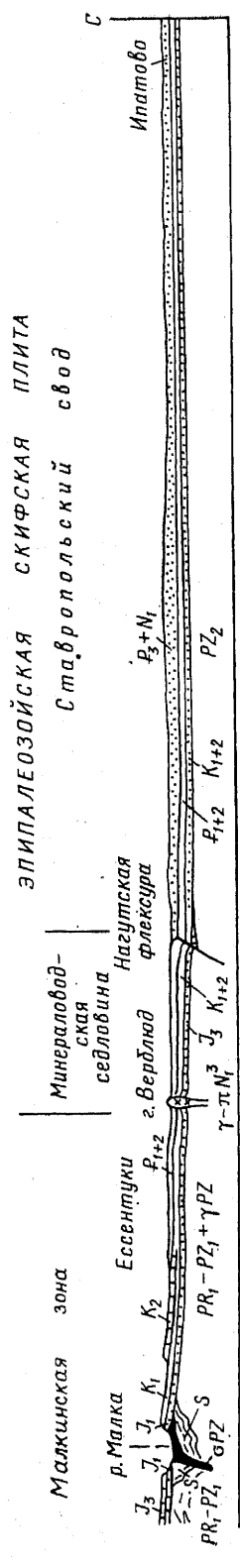
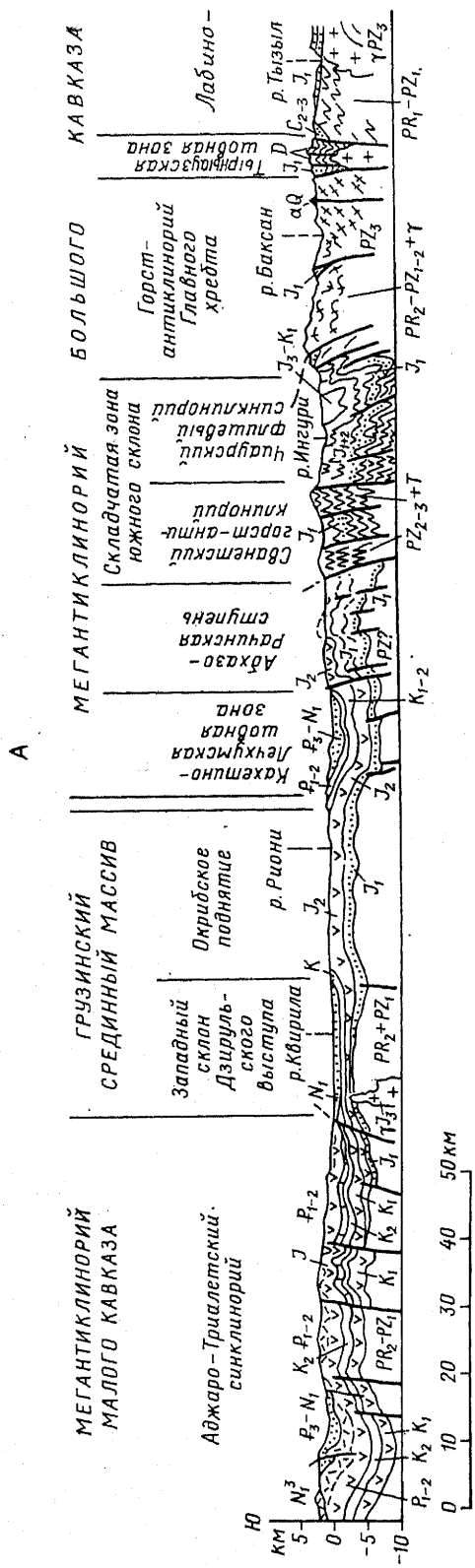
фитами позднего протерозоя и палеозоя и герцинскими гранитоидами; 10 — интенсивно складчатые зоны осевой части и южного крыла мегантиклинория (в том числе инверсионные антиклинории), сложенные мощными существенно сланцевыми слабометаморфизованными толщами лейаса — аалена и выступы сланцевого палеозоя в них; 11 — синклинории южного крыла мегантиклинория, выполненные изоклинально-складчатым флишем мальма, мела и палеоцена — эоцена; 12 — антиклинории и ступени южного крыла мегантиклинория, сложенные умеренно смятым нефлишевым мезозоем; 13 — Кахетинско-Лечхумская шовная зона (южная граница альпийской геосинклинали Большого Кавказа; а — прогибы, б — поднятия); 14 — Окрибо-Сачхерская зона (сложенный брахискладчатым мезозоем участок Грузинского срединного массива, вовлеченный в поднятие южного крыла центрального сегмента Большого Кавказа); 15 — брахискладчатые зоны периклинальных погружений Большого Кавказа, сложенные мощными существенно-глынистыми кайнозойскими отложениями с проявлениями грязевого вулканизма; 16—19* — Закавказская и Среднеараксинская межгорные депрессионные зоны, в основном выполненные кайнозойскими молассами; 16 — Дзирульский выступ протерозойско-палеозойского фундамента Грузинского срединного массива, 17 — участки позднекайнозойских межгорных впадин, наложенные на срединные массивы, 18 — то же, наложенные на фланги альпийских мегантиклинориев, 19 — зоны межгорных впадин, испытывавшие в кайнозойское длительное и глубокое погружение, завершившееся складчатостью и инверсионным воздыманием; 20—25* — альпийский мегантиклинорий Малого Кавказа: 20 — антиклинорий, в основном сложенный метаморфизованным верхним протерозоем — нижним палеозоем, 21 — то же, средним-верхним палеозоем и триасом, 22 — антиклинорий, в основном сложенный вулканогенными юрой и мелом — внутренние поднятия, 23 — то же, частные прогибы, 24 — синклинории, в основном выполненные терригенно-вулканогенными образованиями мела и палеогена, 25 — внутрисегментные впадины в них, выполненные олигоценом, неогеном и антропогеном; 26 — офиолитовые комплексы и гипербазитовые массивы (нижне-среднепалеозойские в Лабико-Малкинской зоне и на Дзирульском выступе, мезозойские на Малом Кавказе); 27 — пологозалегающие покровы неоген-антропогеновых наземных вулканитов на Большом и Малом Кавказе; 28 — некоторые плиоценовые и антропогеновые вулканы; 29 — участки мегантиклинориев, втянутые в погружение Черноморской впадины; 30 — глубоководные внутренние участки Черноморской и Южно-Каспийской впадин, лишенные геофизического «гранитного слоя»; 31 — стратозогипсы кровли палеозойского и допалеозойского фундамента в различных зонах; 32 — оси крупных линейных антиклинальных складок и антиклинориев; 33 — пологие брахантиклинальные структуры; 34 — пологие надвиги и аллохтонные пластины; 35 — крутые разломы и флексуры; 36 — границы мегантиклинориев с красивыми прогибами и межгорными впадинами

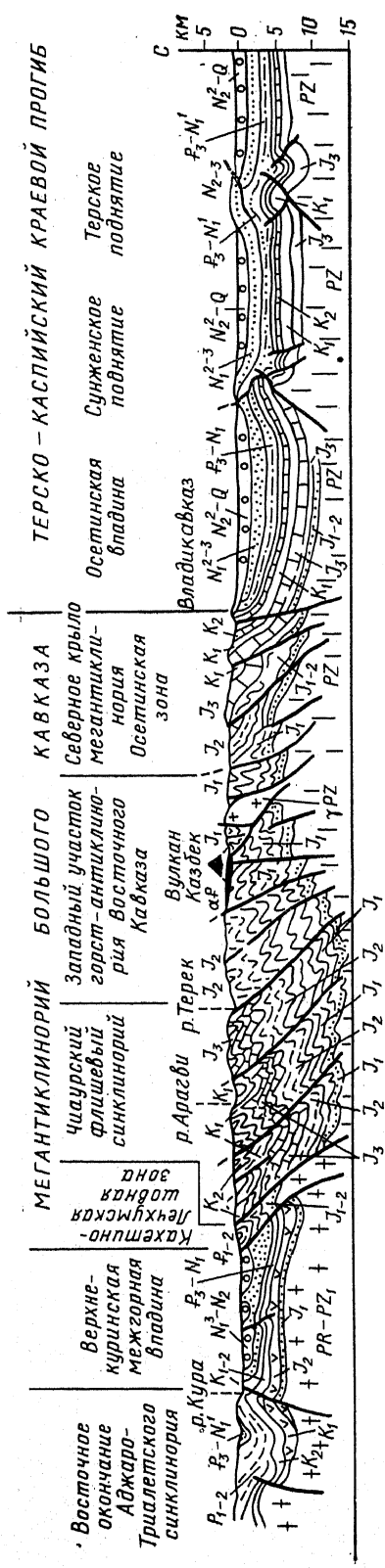
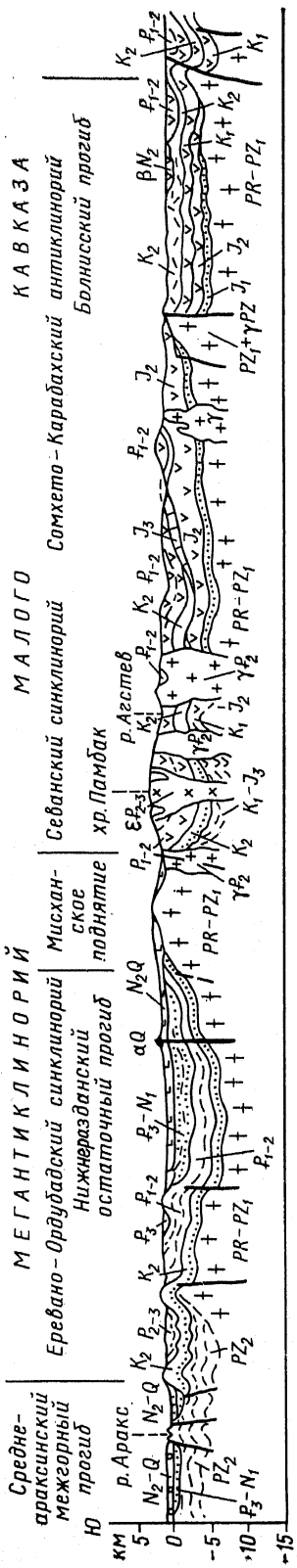
ауро-Дибрарской и Вандамской зон, образующих южное крыло мегантиклинория, постепенно погружается к востоку под мощный комплекс неоген-четвертичных моласс Апшероно-Кобыстанской зоны периклиналильного окончания Большого Кавказа (западного участка Апшероно-Прибалханской зоны поперечного погружения), частично скрытой под водами Каспия. Для нее характерны гребневидные, брахиморфно-диапироидные веерообразно расходящиеся складки и широкое развитие древнего и современного грязевого вулканизма.

Главными элементами зоны Закавказских срединных массивов и внутренних (межгорных) впадин являются выполненные мощными неоген-четвертичными молассами Рионская впадина, расширяющаяся и углубляющаяся в сторону Черноморской, более обширная и глубокая Куринская впадина, вливающаяся на востоке в Южно-Каспийскую, и разделяющий их в полосе Транскавказского поперечного поднятия Дзирульский выступ домезозойского фундамента Грузинского срединного массива, частично перекрытого брахискладчатым мезозойским чехлом (Окрибская зона).

В течение собственно геосинклинального этапа альпийского цикла в Закавказской зоне располагались два срединных массива с байкальским фундаментом и юрско-меловым осадочно-вулканогенным чехлом — Грузинский и Азербайджанский. В орогенном этапе бо́льшая часть зоны испытала глубокое погружение. На месте Грузинского массива возникли Рионская и узкая западная часть Куринской впадины, разделенные остаточным Дзирульским поднятием, а на месте Азербайджанского — бо́льшая восточная часть последней. В Рионской впадине различаются периферические складчатые зоны и слабodeформированная, позднее вовлеченная в погружение внутренняя зона. Западный узкий сегмент Куринской впадины выражен неглубокой Верхнекуруинской впадиной, наложенной на восточный участок Грузинского массива. В ее более широком среднем сегменте выделяются три зоны. Внутренняя Ширакско-Аджиноурская зона возникла на месте глубокого олигоцен-неогенового прогиба, испытавшего в плиоцен-четвертичное время инверсию и сжатие и превратившегося в антиклинорий, осложненный надвигами со смещением масс к югу. Периферические зоны, занятые продольными долинами Алазани и Куры, представляют неглубокие межгорные впадины, наложенные в конце плиоцена на краевые участки сооружений Большого и Малого Кавказа. Почти весь самый широкий Восточный сегмент занимает Нижнекуруинская впадина, наложенная на Азербайджанский массив. Субгоризонтально залегающие неоген-четвертичные молассы, по данным пробуренной в ее центре Саатлинской сверхглубокой скважины, подстилаются карбонатными отложениями верхнего мела и очень мощными вулканогенными толщами средней юры.

Мегантиклинорий Малого Кавказа сформировался в пределах средней ветви альпийских геосинклинальных прогибов Средиземноморского пояса. Он отличается от мегантиклинория Большого Кавказа дугообразной формой, отсутствием осевого поднятия и наличием в любом сечении нескольких «равноправных», хотя и отличных по своей истории, антиклинорных и синклинорных зон, кулисным расположением частных структур, отсутствием явных признаков геосинклинального развития в палеозое и, напротив, типично эвгеосинклинальным развитием с раскрытием офиолитовых зон и мощными проявлениями магматизма и связанной с ним минерагении в мезокайнозое. В строении Малого Кавказа различаются два крупных сегмента — относительно приподнятый западный, лежащий в полосе Транс-





кавказского поперечного поднятия, и менее приподнятый восточный. На юго-восточном продолжении Малого Кавказа (и к югу от юго-восточного сегмента Большого Кавказа) располагается еще менее приподнятый сегмент, выраженный Нижнеараксинской наложенной впадиной и Талышской складчатой зоной.

В структурном плане Малого Кавказа выделяются три синклинорные зоны, возникшие на месте частных прогибов зрелой стадии геосинклинального этапа альпийского цикла и в основном сложенные верхним мелом и палеогеном, и чередующиеся с ними антиклинорные зоны, различающиеся по строению и развитию. Самая северная Аджаро-Триалетская синклинорная зона выражена лишь в Западном сегменте Малого Кавказа. Она образовалась на месте геосинклинального прогиба, наложенного в середине мела на южную часть Грузинского массива. После глубокого погружения в позднем мелу — эоцене, сопровождавшегося мощными вспышками вулканизма, этот прогиб подвергся сжатию и приобрел линейно-складчатую структуру с некоторым надвиганием на Рионскую, Верхнекуруинскую впадины и Дзирульский выступ.

Юго-восточнее простирается Сомхето-Карабахская антиклинорная зона, возникшая на северо-восточном фланге раннеальпийской (юрской) эвгеосинклинали Малого Кавказа. Она сложена осадочно-вулканогенными толщами юры и верхнего мела, прорванными мезозойскими гранитоидами, смятыми в крупные брахиморфные, а в восточной части зоны — линейные складки, надвинутые на смежную Севанскую зону. Из-под них в западной части зоны в ядрах поднятий выступает байкальский фундамент, прорванный герцинскими гранитоидами. Самый западный участок зоны, лежащий в полосе Транскавказского поперечного поднятия, покрыт плащом наземных неоген-четвертичных вулканитов Ахалкалакского нагорья и увенчан долготными цепочками потухших вулканов.

Осевое положение в структуре Малого Кавказа занимает Севанская синклинорная зона. На ее северном крыле среди сильнодеформированных отложений верхнего мела выступают породы юрской (?) офиолитовой ассоциации, присутствующие в виде тектонических блоков и линз, а также в составе меланжа и олистостром. Большую часть площади занимают мощные вулканогенные толщи эоцена, смятые в конце палеогена в линейные складки, прорванные телами гранитоидов и щелочных пород. Севанская зона образовалась на месте осевой части юрской эвгеосинклинали Малого Кавказа, где горизонтальное растяжение привело к раскрытию более или менее широкой полосы с корой океанического типа, при последующих импульсах сжатия (в мелу) раздавленной и выжатой в виде офиолитовых аллохтонов. В палеогене эта зона вновь испытала некоторое растяжение и проседание, сопровождавшееся андезитовым вулканизмом, а затем сильное сжатие. В средней части зоны расположена неоген-четвертичная внутригорная впадина, занятая озером Севан. К юго-восточному участку Севанского синклинория примыкает с запада Кафанское поднятие, сложенное юрскими вулканитами. Оно представляет либо участок юго-западного фланга мезозойской эвгеосинклинали, либо фрагмент Сомхето-Карабахской зоны, смещенный к западу по разрыву сдвигового или шарьяжного типа.

Более южные зоны Малого Кавказа сформированы на байкальском фундаменте, частично перекрытом палеозойским чехлом, а в альпийском цикле вовлеченном в погружение не раньше позднего мела. К Мисхано-Зангезурской антиклинорной зоне принадлежат несколько

небольших поднятий, сложенных метаморфитами верхнего (?) протерозоя (Мисханское), либо средним и верхним палеозоем (Зангезурское и др.), но большая часть зоны перекрыта чехлом поздненеогеновых и четвертичных наземных вулканитов Центральноармянского нагорья, увенчанном многочисленными вулканами. Крупнейший из них — Арагац — расположен на ее пересечении зоной Транскавказского поперечного поднятия. Юго-западнее простирается Еревано-Ордубадская синкликорная зона, выполненная вулканогенно-осадочными толщами верхнего мела и палеогена, прорванными штоками и батолитами позднепалеогеновых гранитоидов. На ее среднем участке обнажается офиолитовый комплекс, либо принадлежащий к особой Вединской офиолитовой зоне, либо тектонически перемещенный в позднем мелу из общей с севанскими офиолитами корневой зоны.

Самым южным элементом Малого Кавказа является Даралагезский антиклинорий, сложенный карбонатными толщами девона — триаса плитного типа и маломощными отложениями верхнего мела — палеогена, совместно с ними смятыми в складки и рассеченными надвигами. Такие же комплексы слагают фундамент наложенных впадин Среднеараксинского межгорного прогиба, ограничивающего сооружение Малого Кавказа с юго-запада, и выступают в Джульфинском и других поднятиях внутри него. Нахичеванская впадина выполнена континентальными молассами верхнего олигоцена — миоцена, а более западная Араратская — также плиоцен-четвертичными осадками. К юго-востоку от сооружения Малого Кавказа, отделяясь от него наложенным Нижнеараксинским прогибом, расположена Талышская складчатая зона, сложенная вулканогенно-осадочным палеогеном. На юго-востоке она косо обрезана западным бортом Южно-Каспийской впадины, а на юге к ней примыкает более приподнятое складчатое сооружение Эльбурса.

По данным ГСЗ континентальная кора под сооружением Большого Кавказа утолщена до 50—55 км по сравнению с Предкавказскими прогибами и Закавказской межгорной зоной, где ее мощность не превышает 40—45 км. На Малом Кавказе она варьирует от 40 до 50 км. Утолщение коры под Большим Кавказом происходит в основном за счет «гранитно-метаморфического слоя», в нижней части которого в центральном сегменте на глубинах 20—30 км выявлена линзовидная зона аномального разогрева и разуплотнения.

Центральный сегмент Большого Кавказа и большая часть Малого Кавказа характеризуются аномально высокой плотностью теплового потока (до 60—100 мВт/м²), с которой связаны проявления новейшего вулканизма. На остальной части Большого Кавказа она составляет 50—60 мВт/м², а в краевых прогибах и межгорных впадинах — в среднем около 40—50 мВт/м². С зоной Транскавказского поперечного поднятия связан длительно вытянутый региональный максимум изостатических гравианомалий, позволяющий предполагать существование здесь растущего мантийного диапира.

Территория Кавказа отличается повышенной сейсмичностью. Здесь неоднократно происходили землетрясения силой до 7—9 баллов и магнитудой до 6—7. Наиболее сейсмична полоса, пересекающая Кавказ от Ахалкалакского нагорья на юго-западе до Чечни на северо-востоке. К западу и востоку от нее сейсмичность во всех продольных зонах Кавказа в целом постепенно убывает, но относительно сильные и частые землетрясения происходили и вне ее (Сочинский, Западно-Грузинский, Шемахинский, Зангезурский районы).

Стратиграфические комплексы и этапы развития. В геологическом развитии Кавказа выделяются три «цикла» геосинклинального развития — байкальский (средний-поздний рифей — начало кембрия), герцинский (палеозой — триас) и альпийский (юра — кайнозой). Континентальная кора при заложении Кавказского сегмента Средиземноморского подвижного пояса, по-видимому, не испытала полного разрыва, поскольку древнейшие известные здесь верхнепротерозойские метаморфические комплексы (амфиболитовой фации) имеют преимущественно метатерригенный состав (сланцевые сланцы, гнейсы, кварциты, изредка мраморы), тогда как амфиболиты, порфиритоиды и порфириды играют подчиненную роль, а возможные продукты метаморфизма ультрабазитов офиолитовой ассоциации отсутствуют. Рифейско-вендские метаморфические образования обнажаются в полосе Транскавказского поперечного поднятия в разных продольных зонах — на северном крыле сооружения Большого Кавказа (в Бечасынской зоне и зоне Передового хребта) и в его осевой зоне — поднятии Главного хребта Центрального Кавказа, в Дзирульском выступе Закавказской межгорной зоны и в ядрах частных поднятий Сомхето-Карабахской и Мисхано-Зангезурской зон Малого Кавказа. В различных зонах Кавказа установлены две древнейшие фазы метаморфизма и становления гранитоидов, датированные в пределах 870—790 и 650—500 млн лет, что позволяет допустить на Кавказе, как и в Карпатах, проявление раннебайкальской (дальсландской) и позднебайкальской (и, может быть, салаирской?) тектономагматической эпох. К завершающей орогенной стадии последней, возможно, относятся песчаники и конгломераты с галькой среднекембрийских известняков в Бечасынской зоне.

Палеозойские и триасовые образования герцинского цикла развития Кавказа распространены шире, чем докембрийские, но также в основном в полосе Транскавказского поднятия и лишь на юге Малого Кавказа обнажаются к востоку от нее. С учетом данных бурения можно несколько условно наметить тектоническую зональность герцинского основания Кавказа (рис. 75). Ширина геосинклинального пояса в герцинском цикле по сравнению с байкальским сократилась, так как его южная часть, охватывающая территории Ирана и Восточной Турции, Малый Кавказ, а возможно и Закавказскую межгорную зону, испытала в венде — кембрии консолидацию и причленилась к Африкано-Аравийской части Гондванской суперплатформы. В герцинском цикле различаются собственно геосинклинальный этап, начавшийся с заложения геосинклинальных прогибов в условиях растяжения, доходившего до возникновения отдельных зон с океанической корой, и орогенный этап, отмеченный становлением гранитоидов, горообразованием и накоплением моласс в межгорных впадинах.

В Предкавказье распространены среднепалеозойские, существенно сланцевые толщи, по-видимому, накапливавшиеся в герцинском миеосинклинальном прогибе, ограниченном с юга несколькими выступами верхнепротерозойского метаморфического комплекса (Бечасынский антиклинорий и др.). Между ними сохранился фрагмент среднепалеозойского Хасаутского геосинклинального прогиба, выраженный карбонатно-сланцево-кремнистой толщей силура — низов девона с Малкинским серпентинитовым массивом (возможно, аллохтонным). К югу от Бечасынского поднятия, в синклинии Передового хребта и Тырныаусской шовной зоне обнажается сложный разрез средне-верхнепалеозойских и триасовых образований, сформировавшихся в Северо-Кавказском герцинском эвгеосинклинальном прогибе. В виде аллохтонных пластин в перевернутом залегании здесь присутствуют породы ордо-

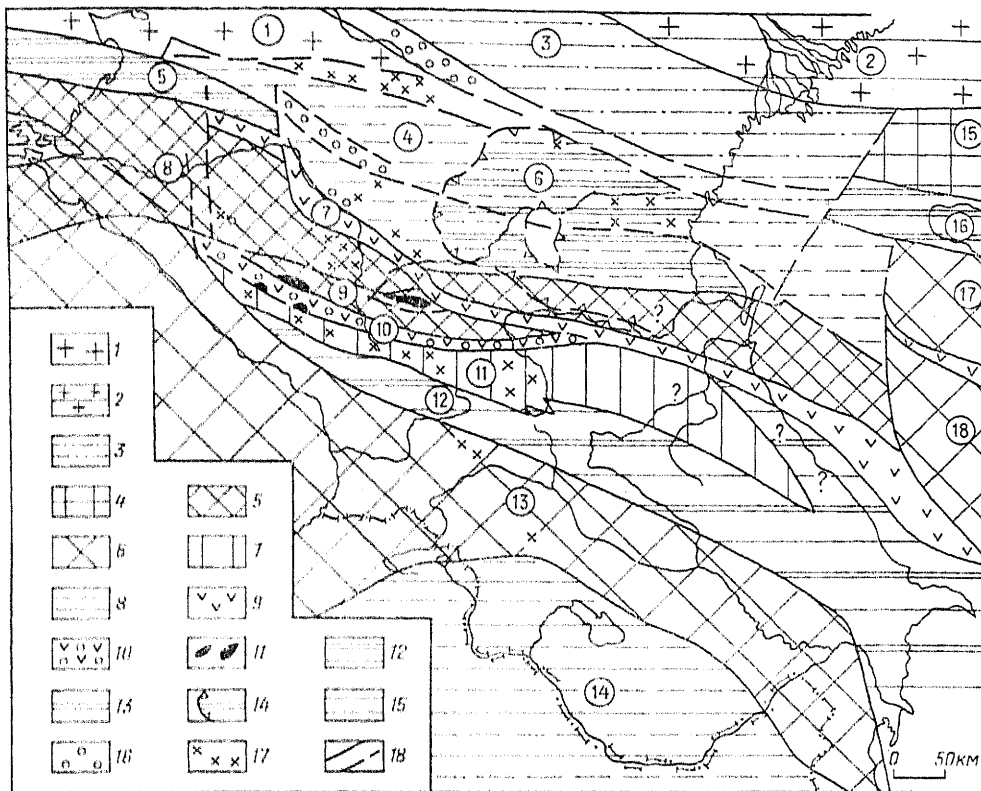


Рис. 75. Схема тектонического строения доальпийского (доюрского) основания Кавказской области (по материалам А. А. Белова и А. И. Летавина) с упрощениями и изменениями, без палинеогеографических реконструкций).

1-2 — древняя Восточно-Европейская платформа: 1 — выступы допозднепротерозойского фундамента, 2 — глубокие синеклизы; 3 — Донецко-Промысловская авлакогеносинклинальная герцинская складчатая зона; 4 — Северо-Устьюртский метаплатформенный массив; 5-17 — Средиземноморский геосинклинальный пояс: 5 — антиклинорий, в основном сложенные байкальским (позднепротерозойским) комплексом, 6 — позднебайкальские (и, может быть, более древние) метаморфические комплексы средних массивов, частично переработанные процессами магматизма и метаморфизма в герцинское время, 7 — герцинские антиклинории инверсионного типа (?), сложенные допалеозойскими и ранне-среднепалеозойскими метаморфизованными комплексами, 8 — герцинские многоосинклинальные (сланцевые) складчатые зоны, 9 — раннегерцинские эвгеосинклинальные складчатые зоны, 10 — то же с паложными позднепалеозойскими молассовыми впадинами, 11 — раннепалеозойско-силурийские офолитовые комплексы, 12 — герцинско-древнекиммерийские многоосинклинальные прогибы, сложенные сланцевыми толщами среднего палеозоя — триаса, 13 — древнекиммерийская складчатая зона, 14 — контур среднекиммерийской субплатформенной Восточно-Предкавказской впадины, выполненной верхнепермскими и триасовыми отложениями, 15 — Иранская эпибайкальская плита со средне-верхнепалеозойско-триасовым чехлом, 16 — позднепалеозойские молассы, 17 — герцинские гранитоиды; 18 — границы тектонических зон.

Цифрами в кружках обозначены: 1 — Ростовский выступ Украинского щита; 2 — Прикаспийская синеклиза; 3 — Донецко-Промысловская герцинская складчатая зона (синклинорий); 4 — Предкавказская складчатая зона; 5 — Приазовская древнекиммерийская складчатая зона; 6 — Восточно-Предкавказская паложенная древнекиммерийская впадина; 7 — Кропоткинско-Невинномысский грабен-синклинорий; 8 — Крымско-Предкавказский антиклинорий; 9 — Бечасынский антиклинорий; 10 — герцинский грабен-синклинорий Передового хребта; 11 — антиклинорий Главного хребта; 12 — древнекиммерийский синклинорий южного склона (Сванетский); 13 — Закавказский средний массив; 14 — Иранская эпибайкальская плита; 15 — Северо-Устьюртский метаплатформенный массив; 16 — Мангышлакская древнекиммерийская складчатая зона (синклинорий); 17 — Южно-Мангышлакский массив; 18 — Кара-Богазский массив

викской офиолитовой ассоциации — серпентинизированные гипербазиты, габбро, диабазовые дайки и подушечные лавы базальтового состава, а также слабометаморфизованные терригенно-кремнисто-вулканогенные толщи ордовикско-силурийского возраста. Наличие офиолитового комплекса указывает на раскрытие зоны с корой океанического типа, но местонахождение ее (севернее или южнее зоны Главного хребта) и ее первоначальная ширина — остаются недостаточно ясными.

Разрез автохтона начинается с нижне(?) -среднедевонской терригенно-кремнистой толщи, перекрываемой и частично замещаемой толщей основных, кислых лав и пирокластолитов с прослоями и линзами яшм и известняков с фауной среднего девона. Выше следуют толщи фаменского и турнейского возраста. Разрез среднего палеозоя завершает нижневизейская грубообломочная олистостромовая толща с глыбами и обломками различных пород от силура до низов карбона, а также офиолитового комплекса, накапливавшаяся в обстановке резко контрастного рельефа и начавшихся складчато-покровных деформаций. Общая мощность девона — нижнего карбона достигает 6—8 км.

Стратиграфический перерыв и несогласие между нижним и средним карбоном фиксирует судетскую фазу сильных деформаций сжатия, когда среднепалеозойские эвгеосинклинальные толщи были интенсивно смяты, а на них шарьирован с юга (?) офиолитовый комплекс. Выше несогласно залегают в ряде наложенных впадин и грабенов континентальные молассовые толщи верхнего палеозоя и нижнего триаса, в основном сложенные конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а также кислыми лавами и туфами. Они накопились на орогенном этапе герцинского цикла. В их разрезе выделяются сероцветная моласса среднего-верхнего карбона с залежами лимнических углей (до 2 км) и красноцветная — перми и нижнего триаса (до 5 км). В составе конгломератов начиная с верхнего карбона появляются гальки герцинских гранитов и метаморфических пород зоны Главного хребта, а в нижнем триасе — гальки нижне- и верхнепермских известняков. В западной части зоны Передового хребта пермские молассы перекрываются мелководными терригенно-карбонатными отложениями верхней перми и всех отделов триаса (до 1—1,5 км). Верхнепалеозойские и триасовые толщи в этой зоне были деформированы до начала юры, т. е. в древнекиммерийскую фазу сжатия.

Зона Главного хребта Центрального Кавказа, возможно, испытывала тенденцию к поднятию в течение всего палеозоя. Однако ряд исследователей предполагают, что некоторые первично-вулканогенно-терригенные толщи в этой зоне, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации (плагиогнейсы, амфиболиты, порфиroidы, различные сланцы, метаконгломераты с прослоями и линзами мраморизованных известняков), относятся к нижнему-среднему палеозою и накапливались в ходе ее глубокого погружения, сопровождавшегося прогрессивным метаморфизмом пород. Лишь в конце раннего карбона оно сменилось сжатием и воздыманием, в ходе которого в позднем палеозое в зоне Главного хребта (как и в Бечасынской) происходило становление крупных автохтонных массивов гранитоидов и их интенсивная денудация. В зоне Южного склона Большого Кавказа в среднем и позднем палеозое развивался миогеосинклинальный прогиб, разрез которого обнажен в Сванетском антиклинории. Он выражен серией слабо-метаморфизованных морских песчано-алевритоглинистых, частично флишoidных отложений с прослоями и линзами конгломератов и известняков (более 6 км), принадлежащей, судя по остаткам конодонтов, фораминифер и кораллов, к девону, карбону, перми и, может быть, к

триасу (?). Эта зона, в отличие от более северных, не испытала собственно герцинских деформаций и подверглась некоторому смятию, по-видимому, лишь в конце триаса, т. е. в древнекиммерийскую эпоху, которая на Кавказе, по существу, завершила герцинский цикл.

В пределах Грузинского массива и северной части Малого Кавказа в палеозое располагалась область преобладающего поднятия. Кора ее испытала на орогенном этапе герцинского цикла сильный прогрев, проявившийся в позднепалеозойском метаморфизме, кислом вулканизме и гранитообразовании. Однако в восточной части Дзирульского выступа в узкой полосе сохранились тектонически совмещенные фрагменты метаморфизованных терригенных и карбонатных пород кембрия, силура — девона, а также серпентинитов и габброидов, возможно, представляющие фрагменты разреза офиолитового комплекса какого-то палеозойского геосинклинального прогиба. На юге Малого Кавказа, в юго-восточной части Мисхано-Зангезурской и Даралагезской антиклинорных зон и в частных поднятиях Среднеараксинского межгорного прогиба распространены мелководно-морские карбонатные толщи с подчиненными прослоями (пачками) терригенных отложений среднего девона — нижнего карбона и перми — триаса, общей мощностью до 5 км, принадлежащие чехлу эпибайкальской плиты на северной периферии Аравийской платформы. Ни магматизма, ни складчатости, ни метаморфизма эта область, в отличие от более северных зон Кавказа, в палеозое не испытала, и отзвуками герцинских и древнекиммерийских движений явились в ней лишь перерыв между ранним карбоном и пермью и регрессия в конце триаса.

Альпийский геосинклинальный цикл начался в Кавказском сегменте Средиземноморского пояса позднее, чем в Карпатах и Горном Крыму, — в лейасе. Главным содержанием этого цикла были заложение, длительная сложная эволюция и замыкание геосинклиналей Большого и Малого Кавказа и их преобразование в альпийские складчатые сооружения. По особенностям положения и развития эти геосинклинали существенно различаются. Альпийская геосинклиналь Большого Кавказа оказалась в целом смещенной к югу по сравнению с Северо-Кавказским эвгеосинклинальным прогибом в герцинском цикле, а ось ее совпала с герцинским миогеосинклинальным прогибом Южного склона. Альпийская геосинклиналь Малого Кавказа возникла в южной части Средиземноморского пояса, по-видимому, консолидированной в конце байкальского цикла. Континентальная кора альпийской геосинклинали Большого Кавказа при ее заложении была растянута, раздроблена и утонена, но не полностью разорвана, в связи с чем в ее разрезе преобладают осадочные формации, а вулканы присутствуют в некоторых ее зонах лишь в лейасе и доггере. Это позволяет рассматривать ее на ранней стадии собственно геосинклинального этапа в качестве мезо-, а на зрелой — миогеосинклинали. В разрезе альпийской геосинклинали Малого Кавказа и образовавшихся в ходе ее развития частных прогибов, напротив, преобладают вулканогенные образования юры, мела и палеогена, присутствует офиолитовая ассоциация, свидетельствующая о временном раскрытии зоны с корой океанического типа, и широко распространены интрузивные массивы, а также неоген-четвертичные наземные вулканические комплексы, указывающие на типично эвгеосинклинальный характер ее развития в альпийском цикле.

В собственно геосинклинальном этапе альпийского цикла в геосинклинали Большого Кавказа выделяются две главные стадии — ранняя (лейас — доггер) и зрелая (мальм — палеоген), между которыми произошла существенная перестройка ее тектонического плана. В раз-

витии геосинклинали Малого Кавказа малым — ранний мел, поздний мел и палеоген представляют самостоятельные стадии.

Основными структурно-формационными зонами Кавказского сегмента в ранней и средней юре являлись относительно приподнятая Предкавказская зона северного обрамления раннеальпийской геосинклинали Большого Кавказа (Скифская плита), ее северное крыло, осевая зона и южное крыло, зона Закавказских срединных массивов, раннеальпийская геосинклиналь Малого Кавказа и обрамляющая ее с юга относительно приподнятая Южно-Армянская зона. На большей части площади Кавказа лейас и доггер выражены мощными морскими сероцветными песчано-глинистыми толщами, терригенный материал которых в основном приносился с севера и северо-востока. На разных уровнях им подчинены вулканиты различного (преимущественно основного) состава. Роль последних резко возрастает в южных зонах Кавказа в байосе и бате.

В самой южной части Скифской плиты, прилегающей к Центральному сегменту Большого Кавказа — Лабино-Малкинской зоне, — разрез юры начинается с лимнической угленосной толщи среднего лейаса (до 0,5—1 км), перекрываемой мелководно-морскими песчано-глинистыми отложениями верхнего лейаса и доггера (до 1 км). К северу юрские отложения выклиниваются. В Западном и Восточном Предкавказье разрез мезокайнозойского чехла начинается со средней юры.

На северном крыле геосинклинали Большого Кавказа в ее Центральном сегменте песчано-сланцевые толщи среднего лейаса — доггера (до 2—3 км) сохранились фрагментарно, преимущественно на северо-восточном крыле горст-антиклинория Главного хребта, но широко распространены в Восточном сегменте, в зоне Известнякового Дагестана, где их мощность достигает 5—8 км. В верхах лейаса здесь присутствует мощная (до 3,5 км) паралическая угленосная толща нижнего аалена, накопившаяся в обширной дельте реки, впадавшей в Кавказский бассейн с северо-востока. В осевой зоне геосинклинали разрез юры начинается с нижнего лейаса, а общая мощность лейаса и доггера на Восточном Кавказе доходит до 12 км. Нижний лейас, несогласно налегающий на разные горизонты палеозоя и триаса (?), выражен аркозовыми кварцитопесчаниками с прослоями глинистых сланцев, а также кислых лав и туфов. Выше следует толща глинистых (аспидных) сланцев с потоками зеленокаменно-измененных подушечных базальтовых лав (спилитов) и дайками диабазов среднего лейаса, накопленная в обстановке сильного растяжения и раздробления континентальной коры, и толща глинисто-алевритовых сланцев верхнего лейаса и байоса. К аалену на Восточном Кавказе приурочены мощные горизонты базальтовых лав, а на Северо-Западном — вулканитов контрастного, базальт-липаритового состава. На южном крыле геосинклинали Большого Кавказа в Абхазо-Рачинской зоне разрез лейаса и аалена менее мощен, а терригенные отложения байоса замещаются порфиритовой серией, сложенной лавами и пирокластолитами андезитобазальтового состава (до 2—3 км), которая распространена и южнее, на обширных площадях Закавказской межгорной зоны и Малого Кавказа.

На приподнятом участке Грузинского срединного массива лейас и аален выражены маломощными наземными кислыми вулканитами и мелководными мраморизованными известняками, байос — порфиритовой серией, а бат — лимнической угленосной толщей (месторождения Ткибули и Ткварчели). По данным бурения, байосские вулканиты основного, среднего и кислого состава мощностью до 5 км присутствуют

и в восточной части Закавказской межгорной зоны, на Азербайджанском массиве.

В конце средней юры осевая зона геосинклинали Большого Кавказа испытала интенсивные линейно-складчатые деформации и превратилась в зону относительного поднятия — геантиклиналь. Южное крыло геосинклинали (Абхазо-Рачинская зона) и Грузинский массив подверглись полого-складчатым деформациям и были прорваны массивами гранодиоритов. На северном крыле геосинклинали Малого Кавказа, в Сомхето-Карабахской зоне, погружение в лейасе — аалене было незначительным (0,5—1 км), но в байосском веке накопилась мощная (до 3 км) серия лав и пирокластолитов андезитобазальтового и андезитового, а в верхах — также вулканических и субвулканических пород липаритоацитового состава, и менее мощная (до 1 км) терригенно-вулканогенная толща — в бате. В конце средней юры в них внедрились тела гранодиоритов и плагиогранитов. Такой же разрез средней юры характеризует и южное крыло этой геосинклинали (Кафанскую зону). В осевой — Севанской — зоне Малокавказской геосинклинали в средней юре, вероятно, произошел раздвиг и возник трог (а по мнению некоторых геологов — даже широкий бассейн) с корой океанического типа, представленной типичными членами офиолитовой ассоциации (гипербазиты, габброиды), так как ее верхний член (базальт-радиоляритовая толща) содержит остатки радиолярий мальм-раннемелового возраста.

В относительно приподнятой Южно-Армянской зоне отложения лейаса — доггера отсутствуют или выражены маломощными терригенно-вулканогенными толщами.

На рубеже средней и поздней юры, в результате деформаций сжатия позднемеловой эпохи структурно-формационная зональность Кавказской области усложнилась. Главными тектоническими зонами для зрелой геосинклинали стадии (мальм — эоцен) стали обособившийся Северо-Кавказский многогеосинклиналиный прогиб, постепенно расширившийся к северу на все Предкавказье, где мел-эоценовый комплекс входит в состав плитного чехла, новообразованная геантиклиналь Большого Кавказа (в состав которой вошла и зона Главного хребта Центрального Кавказа), зона флишевых прогибов Южного склона, Закавказская зона срединных массивов, система геосинклиналиных прогибов и геантиклинальных поднятий Малого Кавказа (план их расположения в течение мальма — эоцена изменялся) и постепенно сокращавшаяся и распадавшаяся приподнятая Южно-Армянская зона. Образования мальма — эоцена более разнообразны, чем ниже-среднеюрские. Наряду с терригенными и различного состава вулканогенными толщами среди них широко распространены мелководные карбонатные, флишевые и олигостромовые толщи, а также многочисленные интрузивные массивы.

В Северо-Кавказском прогибе, в состав которого вошла и Лабинно-Малкинская зона, разрез трансгрессивно залегающих верхнеюрских отложений начинается с терригенной пачки келловея, и в основном выражен толщей известняков мощностью от первых сотен метров до 1—2 км (на Восточном Кавказе), верхняя часть которой местами замещается лагунными отложениями — гипсами, а кое-где и каменной солью. Выше согласно залегают отложения нижнего мела (от 0,5 до 1—1,5 км на востоке). Их нижние горизонты (берриас — валанжин, а в Дагестане — также готерив и нижний баррем) сложены известняками, а вышележащие горизонты, трансгрессивно перекрывающие почти всю территорию Скифской плиты, — песчаниками с прослоями глин,

терригенный материал которых приносился с севера. Верхнемеловые отложения в Северо-Кавказском прогибе и на Скифской плите представлены толщей известняков и мергелей (от 0,5 до 1—1,5 км), а палеоцен и эоцен — глинисто-мергельной фораминиферовой серией (от 0,5—0,8 км в Центральном до 0,1—0,2 км в Восточном Предкавказье). Общая мощность шельфовых терригенно-карбонатных отложений мальма — эоцена в Северо-Кавказском прогибе составляет 2—5 км.

В геосинклинальной зоне Большого Кавказа в пределах его Центрального и Восточного сегментов отложения мальма — эоцена почти не сохранились, хотя первоначально, по-видимому, перекрывали ее в виде маломощного чехла, а в менее приподнятых северо-западном и юго-восточном сегментах Кавказа представлены фациально изменчивыми сокращенными или мощными разрезами отложений шельфового, флишевого, олистостромового и других типов. В зоне прогибов Южного склона Большого Кавказа одновозрастные отложения выражены мощным (до 6—8 км) флишевым комплексом, разрезы которого в Новороссийском и Чиауро-Дибрарском синклинории отличаются лишь в деталях. Мальм-валанджинская его часть представлена карбонатным флишем, готерив-альбская — терригенным, верхнемеловая — вновь карбонатным (с участием туфогенно-кремнистых пород в сеномане), палеоцен-эоценовая — терригенно-карбонатным флишем, олистостромами с обломками и глыбами юрских пород (в верхнем эоцене), а в самой восточной части зоны — флишевыми и нефлишевыми существенно глинистыми толщами. В Абхазо-Рачинской зоне и зоне Закавказских массивов мальм — эоцен характеризуются трансгрессивно, нередко несогласно залегающими мелководно-морскими, преимущественно карбонатными отложениями небольшой или умеренной мощности, напочинающими одновозрастные отложения в прогибе Северного склона Большого Кавказа. В Абхазо-Рачинской зоне мальм выражен массивными, частично рифовыми известняками (до 1 км). В сторону Грузинского массива они замещаются лагунно-пестроцветной толщей с потоками щелочных базальтов, а на значительных участках Грузинского и Азербайджанского массивов верхняя юра отсутствует.

Нижний мел в Абхазо-Рачинской зоне и на Грузинском массиве выражен мелководными толщами известняков и мергелей неокома и песчано-глинистыми — алпа — альба, а верхний мел — более глубоководными карбонатными отложениями, которым к западу от Дзирульского выступа подчинена толща щелочных базальтоидов. Общая мощность мела достигает 1—2 км. Во внутренней части Азербайджанского массива нижний мел, вероятно, отсутствует, а верхний мел сложен маломощными карбонатными отложениями.

Отложения палеоцена и эоцена в южной части Абхазо-Рачинской зоны и на Грузинском массиве выражены маломощными толщами известняков и мергелей, а на ряде участков Грузинского и Азербайджанского массивов они отсутствуют.

Наибольшим фациальным разнообразием и латеральной изменчивостью мощностей отличаются образования мальма — эоцена в различных зонах Малокавказской геосинклинали. Ее тектонический план в отличие от более северных зон Кавказа испытывал на протяжении этого времени существенные изменения. В ее северной, Сомхето-Карабахской, зоне и на ее южном крыле — в Кафанской зоне — в поздней юре продолжались извержения и накапливались туфогенно-терригенные (в келловее) и главным образом вулканогенно-карбонатные толщи. Мощность их в частных прогибах, между которыми в мальме наметились внутренние поднятия, достигает 1—2 км. В раннем мелу

большая часть Сомхето-Карабахской зоны, за исключением некоторых частных прогибов, была приподнята и интродуцирована массивами гранодиоритов.

В осевой, Севанской, зоне геосинклинали с корой океанического типа к мальму — некому относятся породы верхней части первоначального разреза офиолитовой ассоциации — диабазы, спилиты, кремнистые породы (радиоляриты) и линзы известняков, присутствующие в виде чешуй и фрагментов в олистостромах и меланже мелового возраста. В более южных зонах Малого Кавказа мальм и нижний мел отсутствуют. В середине мела тектонический план Малокавказской геосинклинали усложняется. В ее северной части возникает частный Аджаро-Триалетский геосинклинали прогиб, наложенный на южный край Грузинского массива, а в ее южной части — Еревано-Ордубадский прогиб, наложенный на Южно-Армянский массив, обрамляющий Малокавказскую геосинклинали с юга. По-видимому, в это же время на южном краю Азербайджанского массива образовался Талышский прогиб. В Аджаро-Триалетском прогибе к верхам нижнего — низам верхнего мела (апт — турон) относятся толщи лав и пирокластолитов базальт-андезитобазальтового состава, а к сенону — кремнистые карбонатные толщи общей мощностью до 2,5 км. В Сомхето-Карабахской зоне в позднем мелу четко обособился ряд кулисно расположенных поднятий, в остаточных прогибах между которыми накапливались терригенно-карбонатные (в сеномане), вулканогенные (в туроне — сантоне) и известняковые (в позднем сантоне — маастрихте) толщи (до 2 км).

В Севанской зоне разрез верхнего мела наиболее сложен. В основании его присутствует терригенный флиш альба — сеномана. Выше залегает сеноман-нижнеконьякская олистостромовая толща, включающая обломки и глыбы пород офиолитового комплекса, которая перекрывается аллохтонными пластинами из серпентинитов (частично в виде меланжа), габброидов, базальтов и радиоляритов офиолитовой ассоциации.

Очевидно, в начале позднего мела осевая зона геосинклинали с корой океанического типа начала подвергаться сильному сжатию, и ее меланократовый фундамент стал выжиматься кверху, расплзаться в стороны и разрушаться, переотлагаясь в составе олистостромовых толщ и нагромождаясь в виде тектонических покровов. Затем, в середине позднего мела сжатие сменилось растяжением и опусканием, и пластины офиолитов были запечатаны трансгрессивно залегающим неоавтохтонным комплексом верхнего коньяка — маастрихта, состоящим из грубообломочных мелководных отложений и основных вулканитов и вышележащей толщи известняков.

В новообразованном Еревано-Ордубадском прогибе верхний мел выражен трансгрессивно залегающими на разных горизонтах палеозоя и триаса толщами известняков и мергелей (1—1,5 км). В средней части их разреза в долине р. Веди присутствуют олистостромы коньякского возраста и аллохтонные пластины пород офиолитового комплекса. Остается недостаточно ясным, происходят последние из общей с севанскими офиолитами корневой зоны или имеют самостоятельные корни. Мощные (до 5—7 км) осадочно-вулканогенные серии палеоцена и эоцена выполняют на Малом Кавказе интенсивно погружающиеся частные геосинклинали прогибы — Аджаро-Триалетский и лежащий на его юго-восточном продолжении Талышский, Севанский и Еревано-Ордубадский, разделенные инверсионной Сомхето-Карабахской и Мисхано-Зангезурской геантиклинальными зонами. Палеоцен и ниж-

ний эоцен в основном выражены в этих прогибах туфогенно-терригенно-карбонатными толщами, часто флишеидного характера.

К среднему эоцену почти повсеместно (кроме восточной части Аджаро-Триалетской и западной части Еревано-Ордубадской зоны) относится сильная вспышка подводного вулканизма и накопление мощных толщ и пирокластолитов среднего-основного (в Аджаро-Триалетской и Талышской зонах) и среднего-кислого (в Севанской и Еревано-Ордубадской зонах) состава. Верхний эоцен, залегающий в Аджаро-Триалетской и Севанской зонах со слабым несогласием, сложен субщелочными и щелочными вулканитами либо туфогенно-терригенными или терригенно-карбонатными отложениями. В конце эоцена позднегеосинклинальные прогибы Малого Кавказа, как и флишевые прогибы Южного склона Большого Кавказа, отмирают, подвергаются деформациям сжатия, превращаясь в синклинии, а в Еревано-Ордубадской и Севанской зонах происходит становление ряда гранитоидных массивов (в том числе крупнейшего Мегри-Ордубадского плутона) и Памбакского щелочного массива.

Олигоцен и ранний миоцен отвечают в развитии Кавказа стадии; переходной от собственно геосинклинального этапа альпийского цикла к орогенному. На месте геосинклиналей Большого и Малого Кавказа, впоследствии распавшихся на более узкие прогибы и разделявшие их инверсионные, остаточные и возрожденные поднятия, постепенно формируются обширные складчатые сооружения, неоднородные по характеру движений и структур и пока еще слабо выраженные в рельефе. Одновременно усиливается погружение депрессий, ограничивающих и разделяющих эти сооружения. Растущие поднятия Малого Кавказа, Понта, Балкан и Динарид отгораживают от бассейна Тетис расположенную к северу от них систему внутриконтинентальных озер-морей — Паратетис, — в которой сооружение Большого Кавказа выступало в виде плоского, временами скрывавшегося под водой острова. В зоне Предкавказских краевых прогибов и на Скифской плите, на периклиналильных окончаниях Большого Кавказа и на большей части Закавказской межгорной зоны (кроме Дзирульского выступа и центральных участков Рионской и Нижнекуринской впадин) в бассейне Восточного Паратетиса в олигоцене — нижнем миоцене накапливалась майкопская серия глин с прослоями алевролитов и песчаников (от 0,5 до 2—4 км). Большая часть терригенного материала этой серии приносилась с Русской плиты. На северной окраине Дзирульского выступа в прибрежных отложениях майкопской серии у г. Чиатура присутствуют пластовые залежи марганцевых руд.

Внутри сооружения Малого Кавказа в раннем-среднем олигоцене существовали небольшие остаточные впадины, сохранявшие ограниченную связь с бассейном Тетис (Ахалцихская, Ереванская), в которых отлагались песчано-глинистые и карбонатные осадки. В позднем олигоцене — раннем миоцене в этих, а также в наложенной Нахичеванской впадине накапливались толщи лагунно-континентальных терригенно-туфогенных и вулканогенных образований.

Орогенный этап альпийского цикла начался в Кавказской области в среднем миоцене, когда более отчетливо проявились как зоны воздымания сооружения Большого и Малого Кавказа и усилился рост зоны Транскавказского поперечного поднятия. Однако на протяжении раннеорогенной стадии (в среднем и начале позднего миоцена, до позднего сармата) главную роль в питании краевых прогибов тонкообломочным материалом продолжала играть Восточно-Европейская платформа, а воздымание складчатых сооружений в основном компен-

сировалось их денудацией. Отложения среднего миоцена и нижнегосреднего сармата (до 2—4 км), заполняющие Предкавказские прогибы и впадины Закавказской и Среднеараксинской межгорных зон, выражены мощными толщами тонкообломочных нижних моласс, сложенными как мелководными (пески, песчаники, алевроиты, глины, а также ракушечные и мшанковые известняки), так и более глубоководными мергельно-глинистыми бассейновыми осадками. На Малом Кавказе отложения среднего миоцена и сармата, выраженные бассейновыми лагунными и пресноводными фациями (терригенные осадки, а также ракушечные, мшанковые известняки, лигниты, гипсы, соль, пеплы и др.), выполняют остаточные Севанскую и Ереванскую впадины, а также Араратскую и Нахичеванскую впадины в зоне Среднеараксинского прогиба.

В середине позднего миоцена (в позднем сармате), т. е. около 10 млн лет назад, Кавказ вступает в зрелую, или позднюю, стадию орогенного этапа. Интенсивность воздымания Большого и Малого Кавказа заметно усиливается, что приводит к образованию в них горного, а затем и высокогорного (особенно на Большом Кавказе) рельефа, к возрастанию их роли в питании краевых и внутренних прогибов (превращающихся в предгорные и межгорные впадины) терригенным материалом, его существенному погрубению (верхние молассы галечно-песчано-глинистого состава) и значительному расширению площадей континентальных осадков в депрессиях в ущерб бассейновым, отесняемым в стороны Каспийского и Черноморского водоемов. В составе обломочного материала, в основном сносимого с Большого Кавказа, известняки мальма и мела постепенно сменяются песчаниками, сланцами и вулканитами лейаса и доггера и породами доюрского фундамента, что говорит о глубокой денудации растущих горных сооружений. Амплитуда воздымания в позднеорогенной стадии достигает 3—5 км на Большом Кавказе и 2—4 км на Малом Кавказе, а амплитуда погружения, судя по мощности отложений, в Западно-Кубанском прогибе 2—2,5 км, в Терском — 3—5, в Рионском — 2—3, а в Куринском — 5—7 км.

Рост Транскавказского поперечного поднятия привел в позднем миоцене к полному разобщению Рионской и Куринской межгорных депрессий, а на рубеже миоцена и плиоцена — Кубанского и Терского краевых прогибов и распаду Черноморско-Каспийского бассейна на два изолированных озера-моря. Каспийский водоем испытал в начале плиоцена сильнейшую регрессию, сопровождавшуюся резким (на 0,5 км) падением его уровня и глубоким врезом долин рек, стекавших в него с Кавказа (палео-Терек, палео-Кура, палео-Аракс и др.). В позднем плиоцене, напротив, имела место крупная акчагыльская трансгрессия Каспийского водоема, распространившаяся на всю площадь Куринского и Терского прогибов, а после нее — несколько меньшие трансгрессии в эоплейстоцене и плейстоцене. В начале плиоцена Кавказская область пережила фазу сжатия и складкообразования, вызванного усилившимся сближением Аравийской литосферной плиты с Евразийской. Эти деформации в основном проявились в восточной половине Кавказской области — в Куринской впадине, на северном крыле восточной части Большого Кавказа и южной части Терского прогиба. Складчато-надвиговые деформации повторялись в конце плиоцена и плейстоцене.

В начале позднеорогенной стадии (в позднем сармате—понтоне) на Малом Кавказе происходили мощные наземные извержения, продукты которых — пирокластиты и лавы андезитового и более кислого

состава — мощностью до 0,5—1 км несогласно перекрыли обширные площади Центральноармянского и Ахалкалакского вулканических нагорий. Одновременно возникли гипабиссальные тела граносиенит-порфиров на северном краю Большого Кавказа, в Минераловодском районе. Новые вспышки орогенного магматизма происходили в обоих сооружениях в позднем плиоцене и антропогене (вплоть до голоцена). На Малом Кавказе образовались мощные покровы андезитобазальтовых и базальтовых лав и возник ряд центральных вулканов, в том числе Арагац, где происходили извержения дацитовых игнимбригов. На Большом Кавказе вулканическая активность была сосредоточена в Казбекской и Эльбрусской областях, в которых в позднем плиоцене она сопровождалась самыми молодыми (2—3 млн лет) гранитными интрузиями. Подавляющая часть проявлений позднеорогенного магматизма на Большом и Малом Кавказе приурочена к полосе Транскавказского поперечного поднятия.

Общепланетарное ухудшение климата и образование горного рельефа на Большом Кавказе обусловили неоднократное возникновение в его высокогорных районах, начиная с позднего плиоцена и на протяжении всего четвертичного периода, горно-долинных оледенений, оставивших следы в виде разновозрастных морен и форм гляциального рельефа. Реликтами последнего позднеплейстоценового оледенения являются многочисленные современные ледники. На Малом Кавказе в связи с меньшими абсолютными высотами и большей сухостью климата оледенение было менее значительным.

Как было показано выше, ранняя стадия собственно геосинклинального этапа альпийского цикла развития Кавказа (лейас — доггер) характеризовалась преобладанием горизонтального растяжения, приведшего к сильному утонению континентальной коры в осевой зоне мезогеосинклинали Большого Кавказа, ее раздроблению глубокими магмовыводящими разломами и трещинами в Закавказской зоне и ее полному разрыву и новообразованию коры океанического типа в осевой зоне эвгеосинклинали Малого Кавказа. Начавшаяся на рубеже доггера и мальма зрелая геосинклинальная стадия была отмечена неоднократным чередованием обстановок сжатия и растяжения коры, приводившим к усложнению и перестройкам структурного плана обеих геосинклиналей, и завершилась в конце палеогена их замыканием и превращением в складчатые сооружения. Последующий орогенный этап (неоген—антропоген) протекал в обстановке общего, периодически усиливавшегося горизонтального сжатия коры Кавказской области, обусловившего складчато-надвиговые деформации в краевых прогибах, межгорных впадинах и некоторых зонах складчатых сооружений и их общее сводово-глыбовое коробление.

Кавказская область богата различными видами рудных, нерудных и горючих **полезных ископаемых**. Большинство месторождений связано с альпийским тектономагматическим циклом. Из месторождений железных руд наиболее значительно Дашкесанское скарновое магнетитовое месторождение (в Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа), приуроченное к контактовой зоне нижнемеловых гранитоидов. Малкинское месторождение осадочных железных руд в Лабино-Малкинской зоне связано с юрской корой выветривания палеозойского серпентинитового массива. Чиатурское месторождение осадочных марганцевых руд на северо-западном краю Дзирульского выступа заключено в прибрежных отложениях олигоцена.

Медноколчеданные месторождения в зоне Передового хребта Большого Кавказа приурочены к вулканогенным толщам девона (Уруп, Ху-

дес), а в Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа — к среднеюрским (Алаверди, Кафан) и верхнемеловым (Маднеули) вулканогенным толщам. Медно-молибденовые месторождения на юге Малого Кавказа, в Зангезуре (Каджаран и др.) связаны с позднепалеогеновыми гранитоидами. Молибден-вольфрамовое скарновое месторождение Тырнауз на Северном Кавказе возникло в ходе становления позднекайнозойского гранитного массива. Полиметаллические месторождения на Большом Кавказе связаны с позднепалеозойскими гранитоидами в Лабино-Малкинской зоне (Эльбрусское), вулканогенно-осадочными толщами лейаса — аалена в осевой зоне Восточного Кавказа (Филизичай) и с палеозойским фундаментом и юрскими отложениями горст-антиклинория Центрального Кавказа (Садон), а на Малом Кавказе — с палеогеновыми гранитоидами Севанской и Ордубадской зон. На Кавказе имеются месторождения хромита (в Севанской офиолитовой зоне), кобальта (Дашкесан), мышьяка, сурьмы, ртути (в зоне Южного склона Большого Кавказа), золота (Зодское жильное месторождение в Севанской зоне).

В качестве строительных материалов разрабатываются лавы, туфы, игнимбриты, пемзы (на Малом Кавказе и в Эльбрусской области), граниты, мраморы. Из других нерудных ископаемых следует отметить верхнемеловые мергели как цементное сырье (Новороссийск), диатомиты, бентонитовые глины (Грузия), миоценовую соль (Нахичевань), гипсы.

Небольшие угольные месторождения приурочены к отложениям среднего-верхнего карбона в зоне Передового хребта, среднего лейаса и аалена на Северном Кавказе, бата (на южном склоне в Западной Грузии) и олигоцена (Ахалцихе в Аджаро-Триалетской зоне). Значительные месторождения нефти и газа приурочены к различным горизонтам мезозоя и кайнозоя в Предкавказских и Закавказских прогибах. В Западно-Кубанском прогибе месторождения нефти связаны с отложениями палеогена и миоцена (Майкопское, Хадыженское, Анастасиевско-Троицкое), в Терско-Сунженском и Дагестанском районах Терского прогиба — с меловыми и среднемиоценовыми. В Бакинском районе Апшероно-Кобыстанской зоны погружения Большого Кавказа более ста лет эксплуатируются крупные нефтяные залежи в нижнеплиоценовых отложениях (частично на акватории Каспия). Залежи нефти имеются также в различных горизонтах мела, палеогена и миоцена Рионской и Куринской впадин.

Большое значение имеют крупные месторождения разнообразных по составу минеральных и термоминеральных вод, послужившие базой для создания бальнеологических курортов Северного Кавказа (Пятигорск, Железноводск, Ессентуки, Кисловодск), Черноморского побережья (Сочи — Мацеста), Грузии (Цхалтубо, Боржоми), Армении (Арзни, Дилижан, Джермук) и Азербайджана (Истису).

АПШЕРОНСКИЙ ПОРОГ И ЮЖНО-КАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Между альпийскими складчатыми сооружениями и межгорными впадинами Кавказа и Южной Туркмении расположена область глубокого погружения домезозойского фундамента, морфологически выраженная в виде Южно-Каспийской котловины и мелководной перемычки, отделяющей ее от Среднекаспийской котловины — Апшеронского порога. Апшеронский порог занимает средний участок Апшероно-Прибалханской зоны поперечного погружения, разделяющей мегантикли-

нории Большого Кавказа и Копетдага. В связи с выклиниванием к востоку Терско-Каспийского краевого прогиба восточная часть Апшеронского порога непосредственно граничит на севере с Южно-Туранской плитой. В структуре мощных плиоценовых отложений Апшеронский порог представляет субширотный антиклинорий, состоящий из кулисно расположенных складок запад-северо-западного простирания. Среднюю часть порога пересекает узкое субмеридиональное понижение — затопленная эрозионная ложбина или молодой грабен (?). С антиклиналями Апшеронского порога связаны крупные залежи нефти в нижнеплиоценовой продуктивной («красноцветной» толще, ставшие в послевоенные десятилетия для бакинских нефтяников главным объектом эксплуатации, осуществляемой с эстакад и плавучих буровых установок.

Южно-Каспийская впадина представляет средний, наиболее широкий и погруженный участок продольной депрессионной зоны, включающей также Куринскую и Западно-Туркменскую межгорные впадины. Она выражена глубоководной (0,5—1 км) котловиной и примыкающим к ней с востока широким шельфом. В рельефе ее дна выделяется ряд узких подводных гряд и ложбин, представляющих конседиментационно растущие складки, осложненные явлениями глиняного диапиризма и грязевого вулканизма. Они служат продолжением веерообразно расходящихся складок в зонах погружения Большого Кавказа и Копетдага и имеют соответственно юго-восточное и субмеридиональное простирание в ее западной части и юго-западное — в восточной. По данным ГСЗ мощность осадочного выполнения Южно-Каспийской впадины достигает 20—25 км, причем наиболее значительное погружение (до 10—12 км) происходило одновременно с ростом обрамляющих ее горных сооружений в плиоцене и антропогене. Сейсмический «гранитно-метаморфический слой» в центральной части впадины (как и в Черноморской) отсутствует, а граница М лежит на глубине 40—45 км. Северо-восточная мелководная часть впадины с пологим залеганием слоев, возможно, представляет древнюю глыбу (срединный массив Година), подвергавшуюся в мезозое размыву и глубоко погруженную в кайнозое.

Тектоническая природа Южно-Каспийской впадины дискуссионна. Наиболее вероятно, что под ней, как и под Черноморской впадиной, располагается древний «жесткий» массив, огибаемый с юга складчатой дугой Талыша — Эльбурса — Аладага, который испытал в кайнозое весьма глубокое погружение и был погребен под очень мощным комплексом глинистых осадков. В неогене — антропогене, когда происходило сближение Аравийской платформы со Скифской и Южно-Туранской плитами, Южно-Каспийский блок препятствовал субмеридиональному сжатию этого комплекса. Напротив, сюда частично отжималось и нагнеталось (с запада и востока) вещество кайнозойских отложений из подвергавшихся сильному сжатию Куринской и Западно-Туркменской впадин, в результате чего в Южно-Каспийской впадине возникали и росли складки субмеридионального простирания.

АЛЬПИДЫ ЮЖНОЙ ТУРКМЕНИИ

К югу от Южно-Туранской плиты в южной части Туркмении и северо-восточном Иране расположена Туркмено-Хорасанская складчатая система. В ее пределах северная, боковая Крымско-Кавказская ветвь альпийского Средиземноморского пояса сливается к востоку от

Южного Каспия с его средней Малокавказско-Эльбурсской ветвью. К северной ветви относятся здесь небольшие складчатые зоны Кубадага и Большого Балхана, мегантиклинорий Копетдага, южная часть которого находится в Иране, и Предкопетдагский краевой прогиб, а к южной, целиком расположенной в Иране, — лежащее на восточном продолжении Эльбурса дугообразное складчатое сооружение Аладага — Биналуда, отделенное от Копетдага узкой надразломной Мешхедской межгорной впадиной. Между расходящимися к западу сооружениями Аладага и Копетдага лежит Западно-Туркменская межгорная впадина, смыкающаяся с Южно-Каспийской.

Географически Копетдаг и Аладаг — Биналуд представляют хорошо обнаженные среднегорные сооружения с полупустынным ландшафтом, а Западно-Туркменская впадина и Предкопетдагский прогиб — пустынные равнины.

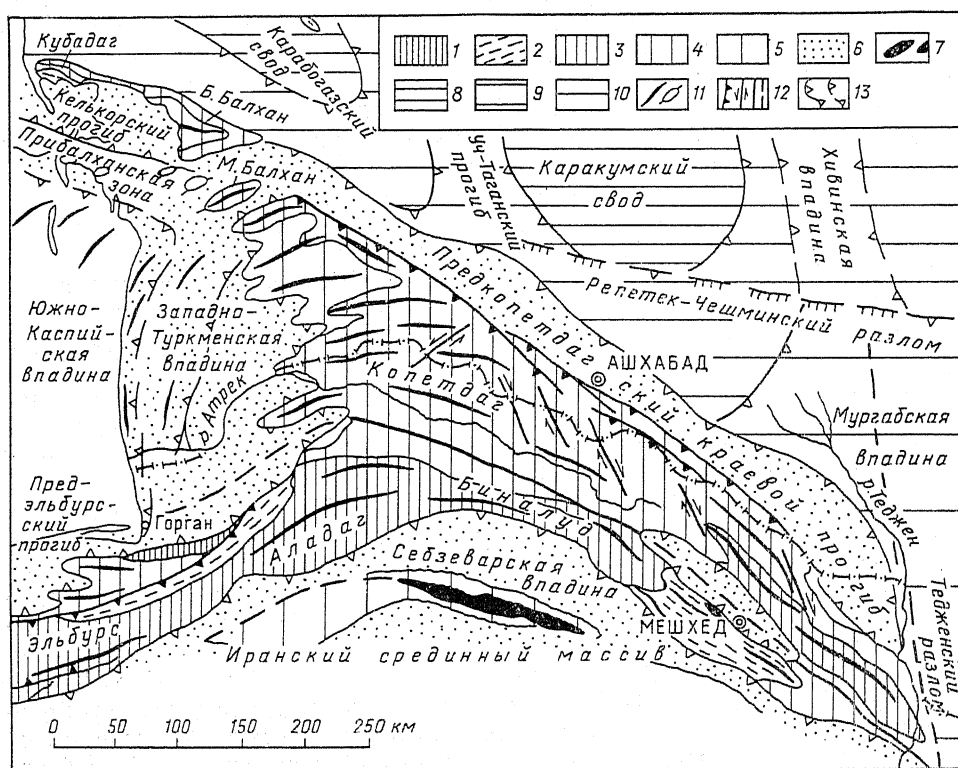


Рис. 76. Схема тектонического строения альпийских складчатых структур Туркмении и смежных с ними зон.

1—7 — альпийский складчатый пояс: 1 — выступы докембрийского основания, 2 — складчатые зоны, сложенные палеозоем, 3 — то же, триасом и юрой, 4 — то же, мелом, 5 — то же, палеогеном, 6 — краевые прогибы, межгорные впадины и зоны поперечного погружения мегантиклинорий, выполненные неоген-четвертичными молассами, 7 — палеозойские и мезозойские офиолиты; 8—10 — Южно-Туранская плита: 8 — своды, 9 — крылья сводов и впадин, 10 — впадины и прогибы; 11 — линейные и брахиморфные антиклинали; 12 — разломы типа надвигов, сдвигов, без разделения и погребенные; 13 — контуры впадин и поднятий в плитном чехле и молассовом комплексе

Геологическое изучение Южной Туркмении было начато в конце XIX в. К. И. Богдановичем и Н. И. Андрусовым и продолжено В. Н. Вебером, И. И. Никшичем, П. И. Калугиным, Н. П. Лупповым, О. А. Одековым и др.

Тектоническая структура (рис. 76). Складчатые зоны Кубадага и Большого Балхана непосредственно граничат на севере с Южно-Туранской плитой, но восточнее на ее южный край наложен Предкопетдагский краевой прогиб с пологим и широким северным и крутым и узким южным крылом. Домезозойский фундамент, погруженный в нем до 8—10 км, перекрыт плитным комплексом из отложений юры, мела и палеогена и молассовым комплексом из бассейновых и континентальных, грубеющих вверх отложений олигоцена — нижнего плейстоцена сравнительно небольшой мощности (до 2—2,5 км). Мегантиклинорий Копетдага граничит с Предкопетдагским прогибом по прямолинейной зоне Главного Копетдагского разлома, по которой происходили взбросо-надвиговые и правосдвиговые смещения. Он возник на месте альпийского миогеосинклинального прогиба, доюрское основание и существенно терригенные нижнесреднеюрские образования которого обнажаются лишь в южной, иранской, части Копетдага. Выше следуют мелководные карбонатно-терригенные отложения мальма — эоцена общей мощностью около 5 км, совместно смятые в умеренно сжатые, прямые, нередко коробчатые складки (рис. 77). К западу мегантиклинорий расширяется от 50 до 100—200 км, здесь складки становятся более пологими, располагаются кулисно и веерообразно расходятся, погружаясь под чехол неогеновых моласс Западно-Туркменской впадины. Складки осложнены диагональными сдвигами и субширотными взбросами. Структурный рисунок и парагенез разрывов свидетельствуют о меридиональном сжатии, косом к общему простиранию Копетдага, вызванном давлением с юга, со стороны Лутского срединного массива в восточном Иране. На востоке долготный Тедженский глубинный разлом отделяет Копетдаг от юго-восточного (Бадхызского) участка Южно-Туранской плиты.

Северо-западнее Копетдага находится структурно связанное с ним небольшое низкогорное антиклинальное поднятие Малый Балхан. От Копетдага и расположенного далее к северо-западу поднятия Большого Балхана Малый Балхан отделен глубокими, выполненными неоген-четвертичными отложениями синклиналями, выраженными в рельефе в виде плоскодонных понижений («коридоров»). Среднегорное (до 1,9 км) поднятие Большого Балхана представляет асимметричную брахиантиклинальную структуру с ядром из терригенных отложений средней и верхней юры миогеосинклинального типа, перекрытых на ее крыльях маломощными отложениями мела — палеогена, а также среднего-верхнего миоцена, сходными с таковыми Южно-Туранской плиты. Судя по угловым несогласиям в основании мела и среднего миоцена, формирование складчатой структуры Большого Балхана происходило в конце юры и олигоцене — раннем миоцене, а воздымание по краевым сбросам продолжалось в плиоцен-четвертичное время. Тектоническая природа поднятия Большого Балхана дискуссионна. По-видимому, на ранней стадии альпийского цикла северная граница геосинклинального пояса проходила несколько севернее Большого Балхана, который испытал в юре глубокое (более 8 км) погружение и подвергся в конце мальма позднекиммерийским деформациям. В мелу эта граница сместилась к югу, и Большой Балхан вошел в состав Южно-Туранской плиты, а в позднем кайнозое снова переместилась к северу, и Большой Балхан превратился в крупную брахиантиклиналь

и испытал последующее сводово-глыбовое поднятие. В целом мезокайнозойская история Большого Балхана напоминает развитие Горного Крыма.

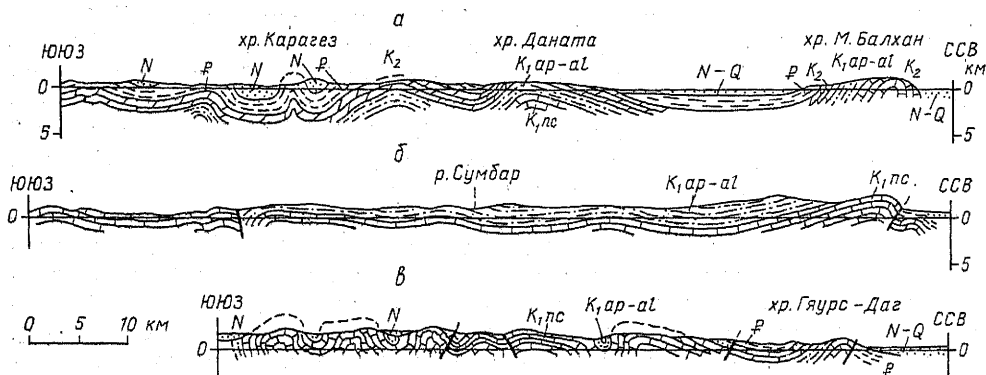


Рис. 77. Геологические разрезы через западное окончание (а), западную (б) и центральную (в) части Копетдагского мегантиклинория (по И. А. Резанову)

Западнее Большого Балхана, в южной части Краснодарского полуострова, расположено небольшое горст-антиклинальное поднятие Кубадаг. В ядре его выступает герцинское основание, несогласно перекрытое отложениями мальма, мела и палеогена, сходными с таковыми Большого Балхана. Подобно Большому Балхану, оно возникло перед средним миоценом, осадки которого залегают на его крыльях с резким несогласием. К югу от Большого Балхана и Кубадага подолхва мезокайнозой резко погружается до глубин 10–20 км. Здесь находятся узкий Келькорский прогиб и Прибалханская антиклинальная зона, служащая восточным продолжением зоны Апшеронского порога. Она состоит из ряда разбитых густой сеткой разломов брахиантиклиналей в мощных неогеновых толщах, заключающих крупные залежи нефти.

Южнее расположена обширная Западно-Туркменская межгорная впадина. Ее основание несколькими широкими ступенями погружается в сторону Южно-Каспийской впадины. В пределах впадины продолжают со стороны Копетдага погребенные широкие пологие складки, приобретающие в ее западной части долгое простираение и осложненные здесь грязевыми вулканами. Предполагается, что эта часть впадины наложена на глубоко (до 10–15 км) погруженный в кайнозой срединный массив, байкальский (?) метаморфический фундамент которого обнажается в Горганском выступе на ее южном борту. Толщина коры в Кубадаге—Большом Балхане не превышает 35–40 км, возрастает за счет большой мощности альпийского комплекса до 45 км в Копетдаге и до 50 км в Прибалханской зоне и вновь сокращается до 30–35 км в центральной части Западно-Туркменской впадины за счет редукции до 15 км нижней консолидированной части коры.

Стратиграфические комплексы и этапы развития. В развитии Туркмено-Хорасанской системы распознаются три цикла. К древнейшему (байкальскому) циклу относятся верхнепротерозойские образования Горганского и Мешхедского выступов в Северном Иране с возрастом метаморфизма 0,6–1 млрд лет. В результате позднебайкальской складчатости большая часть территории Ирана и, вероятно, Южно-

Каспийской впадины причленилась к Гондванской суперплатформе. Севернее, в Кубадаг-Копетдагской зоне, служившей восточным продолжением Северо-Кавказской эвгеосинклинали, в палеозое возобновился геосинклинальный процесс, о чем свидетельствуют средне(?)-верхнепалеозойские вулканы и герцинские гранитоиды в Кубадаге, а также палеозойские и триасовые терригенные, карбонатные и вулканогенные образования в иранской части Копетдага. Возможно, здесь, как и на Большом Кавказе, проявились как герцинские, так и древнекиммерийские деформации. Третий, альпийский цикл в Туркмено-Хорасанской геосинклинальной системе начался с ее регенерации в лейасе. В ходе ее погружения накопились мелководно-морские терригенно-карбонатные отложения юры, мела и палеогена миогеосинклинального типа мощностью до 10 км. В Большом Балхане бурением вскрыты песчано-сланцевые толщи лейаса (3 км), а обнаженный разрез начинается с мощной среднеюрской толщи аргиллитов с прослоями паралических углей (до 4 км), перекрытой верхнеюрскими известняками и доломитами (0,5—1 км). Близкий разрез юры, несогласно залегающей на палеозое или триасе, обнажается в юго-восточной, иранской, части Копетдага, тогда как в его северной, туркменской, части местами обнажается лишь карбонатно-сульфатная толща мальма. На Кубадаге лейас и доггер отсутствуют, и палеозой несогласно перекрывают красноцветные терригенно-карбонатно-сульфатные отложения верхней юры (до 0,5 км).

В Копетдаге мел согласно залегает на юре и выражен толщами известняков неокома, песчаников, алевролитов и глин верхнего баррема — сеномана и известняков, мергелей и глин турона — маастрихта (3—4 км). В Большом Балхане, где проявились позднекиммерийские движения, мел залегает на юре несогласно, а его мощность не превышает 1—1,5 км. Палеоцен и эоцен представлены глинисто-мергельными мелководно-морскими, а на востоке частично прибрежно-континентальными пестроцветными отложениями (до 1 км в Копетдаге и до 0,5 км в Большом Балхане), а олигоцен — терригенными отложениями (до 0,5 км), накопившимися в восточной части майкопского озера-моря. В конце палеогена Копетдагский миогеосинклинальный прогиб отмирает, начинает подвергаться деформациям сжатия и вовлекается в воздымание, а в позднем миоцене — плиоцене превращается в складчатое горное сооружение, надвигающееся на Предкопетдагский краевой прогиб. В этом прогибе и Западно-Туркменской внутренней впадине прибрежно-мелководные бассейновые и континентальные отложения миоцена (до 0,5—1 км) представлены глинами, известняками-ракушечниками, песчаниками, а также конгломератами, роль которых в разрезе возрастает в верхнем миоцене, а на площади — по мере приближения к растущему поднятию Копетдага.

Рубежу миоцена и плиоцена отвечает крупнейшая регрессия Каспия и региональный перерыв. Нижний плиоцен в Западно-Туркменской впадине выражен мощной (до 3,5 км) песчано-глинистой красноцветной толщей, а верхний плиоцен и эоплейстоцен — трансгрессивно залегающими бассейновыми песчано-глинистыми и мергельными отложениями акчагыла и апшерона (до 0,5—1 км). К востоку, в Предкопетдагском прогибе, они замещаются грубообломочными молассовыми конгломератовыми толщами. Плейстоцен в Западно-Туркменской впадине выражен бассейновыми и континентальными осадками, а по периферии Копетдага — маломощными пролювиальными шлейфами. В зоне сочленения воздымающегося сооружения Копетдага с Предкопетдагским прогибом неоднократно происходили сильные зем-

летрясения, одно из которых почти полностью разрушило в 1948 г. столицу Туркмении г. Ашхабад.

Важнейшим полезным ископаемым Южной Туркмении является нефть, месторождения которой (Небитдаг, Челекен и др.) приурочены к нижнеплиоценовым отложениям в антиклинальных структурах Прибалханской зоны. В этой зоне имеются также месторождения газа, асфальта и озокерита (на п-ове Челекен). В батских отложениях Большого Балхана присутствуют залежи угля, а в верхнемеловых карбонатных отложениях Копетдага — месторождения цементного сырья. С зоной Главного Копетдагского разлома связаны источники термоминеральных вод.

ГЕРЦИНО-ДРЕВНЕКИММЕРИЙСКО-АЛЬПИЙСКОЕ СКЛАДЧАТОЕ СООРУЖЕНИЕ ПАМИРА

На территории Таджикистана расположено входящее в состав альпийского Средиземноморского орогенического пояса высокогорное (до 6—7,5 км) складчатое сооружение Памира. Восточная часть Памира представляет высокое плоскогорье, а западная — систему субширотных хребтов, которую с юга и запада огибает глубокооврезуемая долина р. Пяндж; по ней проходит граница Таджикистана с Афганистаном. Сооружение Памира состоит из двух дугообразных, выпуклых к северу мегазон, или систем, складчато-покровного строения — Северной, в основном созданной герцинскими и древнекимммерийскими, и Южной, образованной позднекимммерийскими, а также альпийскими деформациями сжатия, связанными с давлением со стороны Индостанской литосферной плиты (рис. 78). Вместе с тем в орогенном этапе альпийского цикла весь Памир выступает как область интенсивного новейшего воздымания. Западным продолжением Северной мегазоны Памира являются древнекимммерийская Банди-Туркестанская зона и сооружение Гиндукуша в Северном Афганистане, а восточным — герциниды западного Куньлуня. Южная мегазона ограничена на западе Афгано-Памирской левосдвиговой, а на востоке — Памиро-Каракорумской правосдвиговой зоной.

Геологическое изучение Памира было начато в конце XIX в. И. В. Мушкетовым и К. И. Богдановичем и продолжено в послеоктябрьский период Д. В. Наливкиным, В. А. Николаевым, А. П. Марковским, И. Е. Губиным, Б. П. Бархатовым, В. А. Швольманом, Г. В. Винниченко, С. В. Руженцевым и др.

В тектонической структуре Северо-Памирской герцино-древнекимммерийской мегазоны, ограниченной с севера Дарваз-Каракульским глубинным разломом, участвуют докембрийские метаморфические образования, вулканогенно-осадочные, в разной степени метаморфизованные толщи нижнего, среднего и верхнего палеозоя, подвергшиеся в среднем карбоне и конце перми — триасе интенсивным складчато-надвиговым и шарьяжным деформациям, и тела среднекаменноугольных и пермотриасовых гранитоидов. С севера на юг в ней выделяются несколько зон с различными типами разрезов и тектонического развития в палеозое и триасе (рис. 79).

1. В разных подзонах Калайхумбской зоны обнажаются докембрийский фундамент, осадочные толщи венда — силура, серпентинитовый меланж и толщи основных и дифференцированных вулканитов нижнего карбона. В начале среднего карбона была сформирована сложная складчато-покровная раннегерцинская структура и внедрились тела плагигранитов. Выше несогласно залегают существенно терри-

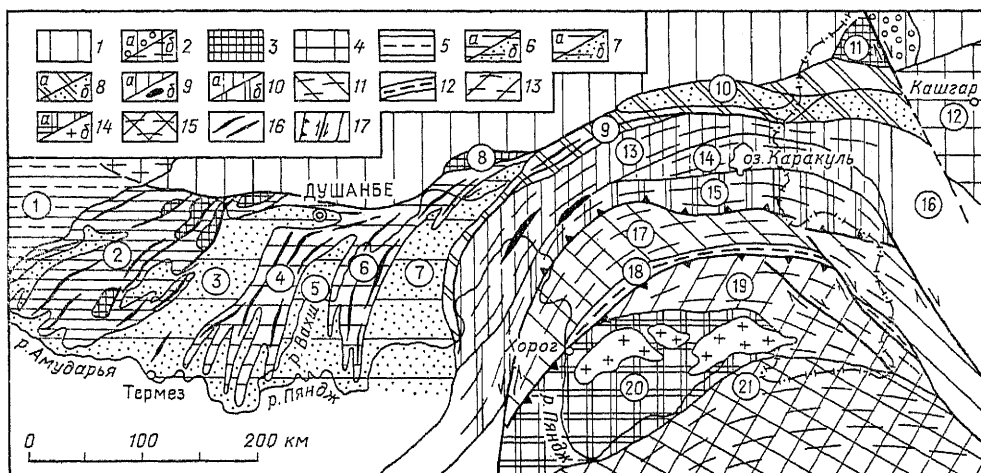


Рис. 78. Схема тектонического строения Памира, Южно-Таджикской впадины и Кугитанга:

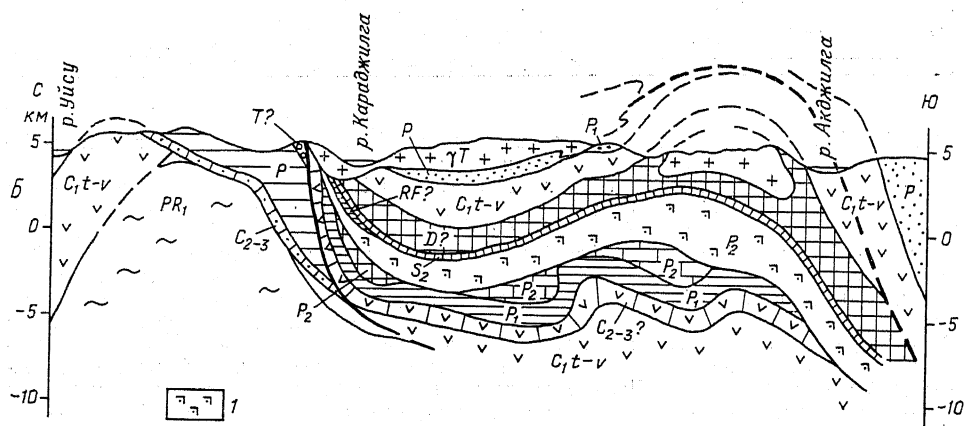
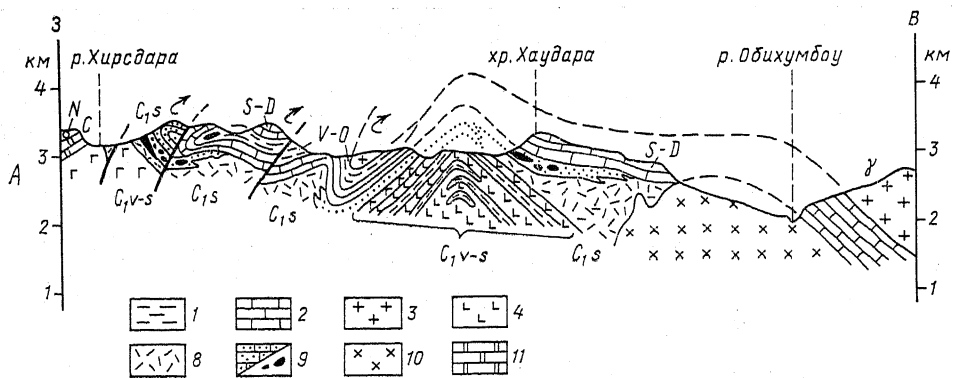
1 — герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня; 2 — то же, под юрским (а) и кайнозойским (б) чехлом; 3 — выступы докембрийского и частично палеозойского основания Каракум-Байсунского массива, Каратегинского и Сулутерекского блоков; 4 — Таримский блок Китайской платформе с докембрийским чехлом; 5 — Южно-Туранская плита; 6 — мезозойско-палеогеновый (а) и неоген-четвертичный молассовый (б) комплексы Байсун-Кугитангской складчатой зоны; 7 — мел-палеогеновый (а) и неоген-четвертичный молассовый (б) комплексы Южно-Таджикской впадины; 8 — Памиро-Алайская зона: приподнятые участки, сложенные верхнепермско-палеогеновыми отложениями (а), и впадины, выполненные неоген-четвертичными молассами (б); 9—10 — Северо-Памирская позднегерцинско-древнекимммерийская мегазона; 11 — зона Центрального Памира, 12 — Рушанско-Пшартская шовная зона, 13 — зона Юго-Восточного Памира, 14 — выступы докембрийского фундамента срединного массива Юго-Западного Памира (Памиро-Нуристанского массива) (а) и кайнозойские массивы гранитоидов в нем (б); 15 — Восточноиндукушко-Каракорумская киммерийско-альпийская складчатая зона; 16 — линейные антиклинальные складки в мезозойско-палеогеновом чехольном комплексе; 17 — разломы взбросо-надвигового, сдвигового типа и без подразделения. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Южно-Туранская плита; 2 — Байсун-Кугитангская складчатая зона; 3 — Сурхандарьинский прогиб; 4 — Кафирниганский антиклинорий; 5 — Вахшский прогиб; 6 — Обигармский антиклинорий; 7 — Кулябский (Припамирский) прогиб; 8 — Каратегинский выступ; 9 — Памиро-Алайская зона; 10 — впадина Алайской долины; 11 — Сулутерекский блок; 12 — Таримский блок; 13 — Калайхумбская зона; 14 — Каракульская зона; 15 — Дарваз-Сарыкольская зона; 16 — Кувьдунская система; 17 — Центральнопамирская зона; 18 — Рушанско-Пшартская зона; 19 — зона Юго-Восточного Памира; 20 — массив Юго-Западного Памира; 21 — Восточно-Гиндукушская зона

генные морские отложения среднего карбона — перми и лагунно-континентальные терригенно-вулканогенные толщи триаса, смятые в более пологие складки и разбитые разломами в древнекимммерийскую эпоху.

2. Каракульская зона сложена мощными осадочными и вулканогенными толщами перми, прорванными позднепермскими или триасовыми гранитоидами.

3. Дарваз-Сарыкольская зона образована вулканогенными и осадочными толщами нижнего палеозоя и очень мощными терригенными отложениями среднего и верхнего палеозоя, смятыми и прорванными телами позднепермских или триасовых гранитоидов.

В послетриасовое время Северо-Памирская мегазона представляла приподнятый северный борт альпийского геосинклиналичного пояса и



350

лишь в неогене объединилась с Южно-Памирской в единое позднеальпийское орогеническое сооружение, в котором она играла роль краевого поднятия и была надвинута на нее по Акбайтальской зоне разломов взбросо-надвигового типа.

Южно - Памирская позднекимммерийско - альпийская мегазона сложена докембрийскими метаморфическими комплексами, терригенно-карбонатными отложениями нижнего-среднего палеозоя, мощными осадочными и вулканогенными толщами верхнего палеозоя, триаса и юры и несогласно залегающими терригенными и вулканогенными образованиями мела и палеогена. Сложная складчато-надвиговая, с участием шарьяжей и сдвигов структура мегазоны была создана предмеловыми и позднекайнозойскими деформациями, сопровождавшимися на разных стадиях альпийской эпохи становлением тел гранитоидов и проявлениями метаморфизма. В ее строении выделяются четыре зоны.

348

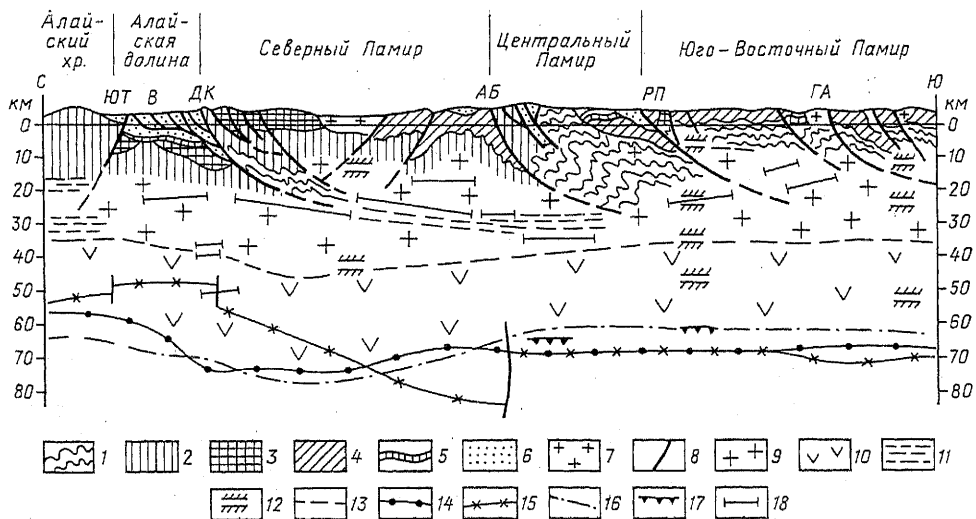


Рис. 79. Геологические разрезы Памира:

А — покровно-складчатая структура юго-западной части Дарвазского хребта в Северной мезазоне Памира (по И. И. Поспелову); Б — Каракульский тектонический покров в одноименной зоне Северного Памира (по В. И. Шевченко): 1 — баяндикинская пластовая интрузия (протрузия) габбро, диоритов и плагногранитов, проникающая вдоль поверхности Каракульского покрова во время его формирования в конце перми — начале триаса; В — покровно-складчатая структура Язгулемского хребта в Центральнопамирской зоне (по И. И. Поспелову и С. П. Сигаичеву, 1988). Черной заливкой в правой части профиля показаны образования Рушанско-Пшартской зоны; Г — схематизированный геолого-геофизический разрез коры Восточного Памира по линии Каракуль—Зоркуль (по Я. А. Беккеру и др., 1985): 1 — архей — протерозой; 2 — рифей — нижний карбон; 3 — карбон — пермь; 4 — верхний палеозой — триас; 5 — триас — юра; 6 — мел — неоген; 7 — гранитоиды; 8 — разломы; 9 — «гранитный» слой; 10 — «базальтовый» слой; 11 — волноводы; 12 — проводящие слои на разрезах МГЗ; 13 — поверхность Конрада (?) по сейсмическим и геоэлектрическим данным; 14—16 — поверхность Мохо по данным разных исследователей; 17 — кровля «перидотитового» основания по данным МГЗ; 18 — отражающие площадки. Разломы: ЮТ — Южно-Тяньшанский (Гиссаро-Кокшальский); В — Вахшский; ДК — Дарваз-Каракульский; АБ — Акбайтальский; РП — Рушанско-Пшартский; ГА — Гунт-Аличуртский

1. Зона Центрального Памира сложена верхнепротерозойскими метаморфическими образованиями, терригенно-карбонатными отложениями венда — палеозоя — среднего триаса (квазиplatformенный эпибайкальский чехол) и более мощными миогеосинклинальными терригенными и карбонатными толщами верхнего триаса и юры. Выше несогласно в отдельных прогибах залегают молассоидные и флишоидные толщи мела и обломочно-вулканогенные — палеогена. Складчатая структура зоны осложнена олигоцен-миоценовыми тектоническими покровами, диагональными правыми сдвигами и интрузивными массивами субщелочных гранитов того же возраста.

2. Узкая и прерывистая приразломная Рушанско-Пшартская зона со сложной складчатой структурой и протрузивными телами ультрабазитов образована терригенными отложениями карбона — нижней перми и карбонатно-кремнисто-граувакково-вулканогенными толщами верхней перми — триаса, образовавшимися, вероятно, в раздвиговой полосе, разделявшей в начале мезозоя блоки Центрального и Юго-восточного Памира, а впоследствии испытавшей сильнейшее сжатие. К этой зоне приурочены тела предъюрских, меловых и палеогеновых гранитоидов.

3. Основание зоны Юго-Восточного Памира слагают терригенные флишеидные толщи карбона — нижней перми и карбонатно-кремнисто-терригенные, с подчиненными основными вулканитами толщи верхней перми — триаса. Выше несогласно залегают карбонатно-терригенные отложения лейаса — доггера, в свою очередь несогласно перекрытые карбонатными отложениями мальма, смятыми в пологие складки, а также кайнозойскими молассово-вулканогенными образованиями. Структура зоны представляет синклиорий, сформированный в ходе древнекеммерийских, позднекеммерийских и альпийских деформаций сжатия и прорванный телами меловых и палеогеновых гранитоидов.

4. Зона Юго-Западного Памира представляет линзовидный в плане, высокоприподнятый срединный массив, в основном сложенный гнейсовым комплексом архея. В кайнозойе кора массива подверглась прогреву и он был прорван мощными пластообразными телами гранитоидов (Шугнанский батолит), внедрившимися, по-видимому, по контакту архейского фундамента с его ныне денудированным фанерозойским чехлом. Его бывшее существование доказывается отсутствием продуктов размыва метаморфического комплекса в мезозойских и палеогеновых отложениях соседних зон. Южно-Памирский разлом отделяет срединный массив от расположенной южнее Восточно-Гиндукушской кеммерийско-альпийской складчатой зоны.

Глубинная структура Памира, по данным ГСЗ, характеризуется очень большой мощностью — от 60 до 75 км. На глубинах 25—30 км под Северным и Центральным Памиром выявлена зона пониженных скоростей (волновод). Территория Памира высокосейсмична, причем очаги землетрясений на Памире и к юго-западу от него, в Гиндукуше, располагаются как в коре, так и в верхней мантии на глубинах до 400 км.

Стратиграфические комплексы и этапы развития. В геологической истории Памира различаются догеосинклинальный (архей — ранний протерозой) и последующий геосинклинальный мегаэтап (поздний протерозой — кайнозой). Глубокоизмененные вулканогенно-осадочные и интрузивные образования догеосинклинального мегаэтапа выражены мощными (до 10—15 км) комплексом гранат-биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, кварцитов, а также гранитогнейсов и чарнокитов, слагающим срединный массив Юго-Западного Памира. Прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации, датируемый 2,7 млрд лет, указывает на архейский возраст комплекса, а ретроградный метаморфизм амфиболитовой (1,4—1,6 млрд лет) и зеленосланцевой (10—30 млн лет) фаций — на наложенные тектонотермальные процессы в начале рифея и в позднем кайнозое.

К древнейшим (рифейским?) образованиям геосинклинального мегаэтапа относятся обнажающиеся как в Северной мегазоне Памира (Калайхумбской зоне), так и в его Южной мегазоне (Центрально-памирской зоне) вулканогенно-осадочные породы амфиболитовой (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы), а также зеленосланцевой (метапесчаники, зеленые сланцы, филлиты) фаций, по-видимому, деформированные и метаморфизованные в байкальском геотектоническом цикле.

В обеих мегазонах в венде или кембрии возобновились погружения и стали накапливаться толщи кварцево-аркозовых песчаников и глинистых сланцев. В дальнейшем терригенные осадки постепенно сменяются карбонатными, в Южной мегазоне они появляются в среднем кембрии — раннем ордовике и в обеих мегазонах отлагаются в силуре

и девоне. Умеренная мощность отложений венда — девона (4—5 км) и доминирующий терригенно-карбонатный состав отложений свидетельствуют о миогеосинклинальном тектоническом режиме, однако в восточной части Дарваз-Сарыкольской зоны Северного Памира в кембрии и ордовике имели место довольно интенсивные извержения кислотных и основных вулканитов, а на Центральном Памире более слабые извержения происходили также в силуре и девоне.

На рубеже девона и карбона континентальная кора Северо-Памирской мегазоны подверглась растяжению и стала проницаемой для извержений лав и туфов кислого и отчасти основного состава, которые чередуются в разрезе нижнего карбона с известняками и терригенными отложениями. В Калайхумбской зоне, судя по присутствию в основании карбона серпентинитового меланжа, континентальная кора была даже полностью разорвана, и в трог с корой океанического типа накопился мощный нижнекаменноугольный вулканогенный комплекс (до 70 км), в разрезе которого недифференцированные подушечные базальтовые лавы с прослоями кремней сменяются кверху дифференцированной серией базальт-андезит-липаритового состава, а последняя — олистостромовой толщей. В конце раннего карбона сильное сжатие привело к «закрытию» этого трога, внедрению плагиогранитов и формированию сложной изоклинально-складчатой и шарьяжно-надвиговой структуры. В Южной мегазоне Памира, располагавшейся, подобно южному Закавказью, в пределах эпибайкальской северной периферии Гондваны, эти раннегерцинские деформации сжатия, по видимому, не проявились или были слабыми.

Средний-поздний карбон, пермь и триас в геологическом развитии Северо-Памирской мегазоны представляют самостоятельный древнекиммерийский (или индосинийский) цикл. Он начался с погружения, в ходе которого накопились несогласно залегающие на разновозрастных отложениях терригенно-карбонатные, с пачками основных вулканитов толщи среднего-верхнего карбона (до 1 км), а затем мощные (до 4—5 км) преимущественно терригенные (флишоидные), с прослоями конгломератов и телами рифовых известняков, ниже- и верхнепермские отложения; в Каракульской зоне они сочетаются с толщами основных и средних вулканитов. В конце перми в Северной мегазоне возобновились и продолжались в триасе деформации сжатия и поднятия, приведшие к формированию складчатой структуры верхнепалеозойского комплекса, прорыванию ее массивами пермотриасовых калиевых гранитоидов (230—240 млн лет) и накоплению на ее северном краю, близ Дарваз-Каракульского разлома, красноцветных континентальных триасовых молассовых толщ с подчиненными им вулканитами андезитового состава (до 2,5 км). Созданная в итоге раннегерцинского и древнекиммерийского (индосинийского) геосинклинальных циклов сложная многоярусная покровно-складчатая структура Северной мегазоны в дальнейшем оставалась приподнятой и подвергалась лишь сводово-блоковым деформациям. В Южной мегазоне Памира древнекиммерийский цикл, напротив, играл роль раннего этапа геосинклинального процесса, продолжавшегося до кайнозоя.

В Центральнопамирской зоне к карбону, перми и нижнему-среднему триасу относятся маломощные толщи известняков с прослоями песчаников и конгломератов, а к верхнему триасу — мощная флишоидная песчано-сланцевая толща (3 км). В зоне Юго-Восточного Памира в карбоне — ранней перми накапливалась более мощная (до 2 км) терригенная толща с прослоями конгломератов, известняков и потоками основных лав, свидетельствующими об импульсах растяжения, в позд-

ней перми и раннем-среднем триасе — карбонатно-кремнистые отложения, а в позднем триасе — флишеидная терригенная толща. Особенно сильное горизонтальное растяжение, возможно доходившее до полного разрыва континентальной коры, происходило в Рушанско-Пшартской зоне, где к перми и триасу принадлежат мощные граувакковые, карбонатно-кремнисто-вулканогенные толщи с лавовыми потоками, силлами и дайками базальтового и пикрит-базальтового состава и отмечены фрагменты офиолитовой ассоциации и протрузии ультрабазитов. На рубеже триаса и юры, т. е. в древнекиммерийскую эпоху, вся Южная мегазона испытала временное поднятие. В зоне Юго-Восточного Памира имели место деформации сжатия, приведшие к формированию складчатых структур, а в Рушанско-Пшартской зоне произошло внедрение гранитоидов.

В юре в Южной мегазоне Памира возобновились погружения. В Центральнопамирской зоне лейас, аален и байос в основном сложены конгломерато-песчано-сланцевыми флишеидными толщами и вулканитами андезитобазальтового состава, а бат и малм — карбонатными отложениями умеренной мощности. В Рушанско-Пшартской зоне юра выражена кремнисто-граувакковыми и олистостромовыми толщами, а в зоне Юго-Восточного Памира — мелководными карбонатными отложениями (до 3 км). В конце юры вся Южная мегазона испытала позднекиммерийские деформации сжатия и поднятие. Однако в начале мела в ней возникло несколько более узких приразломных прогибов. В Центральнопамирской зоне в них накапливались в раннем мелу красноцветные груботерригенные континентально-лагунные, а в позднем мелу — пестроцветные терригенно-карбонатные мелководноморские отложения (до 1,5 км). На Юго-Восточном Памире аналогичные толщи включают лавы и туфы кислого состава. В этой зоне в мелу и палеогене формировались массивы гранитоидов. Палеоцен и эоцен, отделенные от меловых отложений перерывом, выражены на Центральном Памире толщами пестроцветных конгломерато-песчано-глинистых отложений с прослоями мергелей и известняков, а также вулканитами андезитового и липаритодацитового состава (до 2—3 км). Разрез завершают несогласно залегающие толщи базальтов и трахибазальтов и грубообломочных континентальных отложений олигоцена — миоцена. На Юго-Восточном Памире к палеогену — миоцену условно относят толщи грубообломочных континентальных моласс.

В конце палеогена и неогене Южно-Памирская мегазона подверглась интенсивному сжатию, вызванному, вероятно, давлением со стороны Индостанской литосферной плиты. Мел-палеогеновые толщи были смяты и вместе с более древними комплексами испытали надвигово-покровные деформации и смещения по диагональным правосторонним (на востоке Памира) и левосторонним (на западе) сдвигам. Сжатие и воздымание Южной мегазоны сопровождалось становлением массивов гранитоидов, в том числе огромного олигоцен-миоценового Шугнанского батолита на Юго-Западном Памире. В дальнейшем в процессы горизонтального сжатия и смещения масс к северу были постепенно вовлечены Северо-Памирская мегазона, а также фундамент и чехол Памиро-Алайской зоны и Южно-Таджикской впадины.

В антропогене территория Памира испытала общее, хотя и дифференцированное воздымание амплитудой в несколько километров и продолжала смещаться к северу относительно Тянь-Шаня. Эти деформации захватывают кору и верхнюю мантию до глубин не менее 400 км.

Месторождения и проявления полезных ископаемых на Памире в основном генетически связаны с разновозрастными магматическими

комплексами. Так, с карбоновыми интрузиями диоритов и плагиогранитов в Северной мезазоне сопряжены магнетит-пирротиновые и полиметаллические руды, а с пермтриасовыми калиевыми гранитоидами — оловянно-вольфрамовое оруденение. С раннемезозойскими гранитоидами в Рушанско-Пшартской зоне ассоциируются проявления олова, вольфрама и редкометалльные пегматиты, а с палеогеновыми гранитами в Центральнопамирской зоне — месторождения вольфрама, молибдена и горного хрусталя. В карбонатных отложениях перми и на границе перми и триаса в Центральном Памире имеются проявления бокситов.

К метаморфическому комплексу Юго-Западного Памира приурочены месторождения флогопита, талька, драгоценных и полудрагоценных камней (рубин, гранат, шпинель, лазурит).

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Средиземноморский подвижный пояс был, по-видимому, заложен в среднем рифее на подвергшейся деструкции дорифейской континентальной коре, фрагменты которой известны на ряде его участков (южная Добруджа, фундамент Южно-Таджикской впадины, Юго-Западный Памир и др.). В эволюции рассматриваемой части пояса — от Карпат до Памира — проявились три крупнейших цикла геосинклинального развития, внутри которых различаются более короткие этапы — позднепротерозойский (байкальский), палеозойский или в некоторых областях палеозойско-триасовый (герцинский или герцино-древнекиммерийский) и мезокайнозойский (альпийский). Каждый цикл начинался с усиления процессов растяжения и деструкции коры, вплоть до ее полного разрыва и новообразования коры океанического типа в некоторых зонах, и завершался усилением горизонтального сжатия, закрытием офиолитовых зон, усложнением тектонической структуры и утолщением коры, ее прогревом, приводившим к метаморфизму и гранитизации, внедрению гранитоидов и в итоге — к упрочнению и уменьшению подвижности коры (консолидации).

В байкальском цикле деструкция континентальной коры, вероятно, не привела к ее полному разрушению, но, судя по развитию верхнепротерозойских вулканических образований, подверглась в некоторых зонах (Карпаты, Большой Кавказ) сильному раздроблению и растяжению. Наряду с ними, главным образом во внешних частях пояса, существовали миогеосинклинальные зоны с осадочным типом разреза и обособились отдельные жесткие блоки — остаточные срединные массивы (например, на Юго-Западном Памире, в основании Южно-Туранской и, возможно, Мезийской плиты). В рамках байкальского цикла местами распознаются более краткие раннебайкальский, или дальсландский (Карпаты, Горный Крым), и позднебайкальский (Закавказье, может быть, Памир) или позднебайкальско-салаирский (Карпаты, Кавказ) этапы. Этот цикл завершился деформациями сжатия, проявлениями метаморфизма (амфиболитовой или зеленосланцевой фации) и местами гранитоидного плутонизма. Но молассовые формации, могущие свидетельствовать о типичном протоорогенном этапе, отсутствуют или выражены слабо.

В раннем или среднем палеозое возобновились процессы растяжения и деструкции коры, приведшие к регенерации геосинкли-

нального режима в Средиземноморском поясе. Однако они почти не затронули его широкую южную зону, в которой возникли эпибайкальские плиты, причленившиеся к Гондванской суперплатформе. К этой зоне относятся, в частности, территории Малого Кавказа и Закавказских срединных массивов и, может быть, частично Южная мегазона Памира.

Не возобновился геосинклинальный режим и на значительной части территории северной, Мезийско-Южнотуранской зоны пояса, возможно, кроме ее Предкавказского участка. В ней возникли относительно узкие прогибы авлакогеосинклинального типа (Добруджинский, Центральнотурецкий, Туаркырский), разделявшиеся метаплатформенными массивами с докембрийским фундаментом. Некоторые из массивов (Карабогазский, Каракумский, Байсунский) служили в палеозое ареной кислого вулканизма и плутонизма.

Внутренняя часть Средиземноморского пояса, к которой принадлежали внутренние зоны Карпат, Горный Крым, Большой Кавказ, Кубадаг — Копетдаг и Северная мегазона Памира, характеризовалась в палеозое типично геосинклинальным развитием, не нарушавшимся проявлениями каледонского диастрофизма, и проходила различные стадии герцинского геотектонического цикла. В некоторых эвгеосинклинальных прогибах, в том числе в зоне Передового хребта на Кавказе уже к началу среднего палеозоя, а в Калайхумбской зоне Северного Памира — к началу карбона, в ходе растяжения возникли трогги или бассейны с корой океанического типа, которые затем, к концу раннего карбона, подверглись сжатию, приведшему к формированию в них складчато-покровной структуры.

Средний-поздний карбон и ранняя пермь в развитии герцинид Средиземноморского пояса представляли орогенный этап, отмеченный новыми импульсами сжатия, становлением гранитоидов, интенсивными воздыманиями антиклинорных зон и накоплением моласс во внутренних прогибах (Карпаты, Большой Кавказ и др.). Однако ряд зон, особенно в восточных сегментах пояса, в поздней перми был вновь вовлечен в процесс растяжения и погружения. В северной части пояса были регенерированы Приазовский, Мангышлакский, Туаркырский, а в триасе — Северо-Добруджинский авлакогеосинклинальные прогибы; на рубеже триаса и юры в древнекиммерийскую эпоху они подверглись сжатию, отмерли и приобрели складчатую структуру. В западной и восточной частях геосинклинальной системы Большого Кавказа в поздней перми возобновилось, а в миогеосинклинальном прогибе Южного склона, не испытывавшем герцинской складчатости, продолжалось погружение, завершившееся перед лейасом древнекиммерийской складчатостью. В Северо-Памирской мегазоне поздний палеозой и триас также представляют сравнительно короткий геосинклинальный цикл, начавшийся с погружения и подводных базальтовых извержений (в перми) и завершившийся в триасе деформациями сжатия, становлением гранитных массивов, поднятием и накоплением моласс на ее северном краю, в Памиро-Алайской зоне.

В некоторых других зонах Средиземноморского пояса древнекиммерийский этап явился, напротив, началом нового, позднекиммерийского, геосинклинального цикла, продолжавшегося во Внутренней мегазоне Карпат и Горном Крыму с раннего или среднего триаса до начала или середины мела, а в Южной мегазоне Памира — началом более длительного и сложного киммерийско-альпийского цикла (пермь — кайнозой), осложненного древнекиммерийской (в конце триаса) и позднекиммерийской (в конце юры) фазами сжатия.

В ряде геосинклинальных систем Средиземноморского пояса — Большого и Малого Кавказа, Копетдага и, может быть, Внешних Карпат — альпийский цикл начался лишь в юре и продолжался до кайнозоя. Северная, Мезийско-Южнотуранская, зона пояса начиная с юры приобрела характер молодой плиты, причленившейся с юга к Восточно-Европейской платформе, а его Южная зона с байкальским фундаментом и палеозойским квазиplateформенным чехлом (юг Малого Кавказа, большая часть территории Турции и Ирана), напротив, была вновь вовлечена в альпийском цикле в геосинклинальный процесс.

Альпийские прогибы Внешних Карпат, Большого Кавказа, Большого Балхана, Копетдага характеризовались существенно осадочным (в том числе флишевым) выполнением и миогеосинклинальным или близким к нему типами развития. Более существенное растяжение континентальной коры, сопровождавшееся вспышками основного вулканизма в лейасе — аллене, испытала лишь осевая зона прогиба Большого Кавказа, а его южное крыло и прогиб Горного Крыма были затронуты проявлениями ареального андезитобазальтового вулканизма, охватившего в байосе обширные территории Закавказья.

Развитие прогибов Горного Крыма и Большого Балхана завершилось проявлениями в них позднекиммерийской складчатости, тогда как геосинклиналь Большого Кавказа, где она также имела место, продолжала свое развитие до конца палеогена, равно как и прогибы Внешних флишевых Карпат и Копетдага. Наибольшее горизонтальное растяжение испытали эвгеосинклиналь Малого Кавказа, особенно ее осевая Севанская зона (в юре), и Рушанско-Пшартская зона Южно-Памирской геосинклинали (в триасе?), в которых произошел раздвиг континентальной коры и образовались либо относительно узкие «рвы» с корой океанического типа, либо, по мнению некоторых исследователей, различные звенья широкого океанического бассейна Мезотетис, разделившего суперконтиненты Гондваны и Евразии. Последующее сжатие привело к закрытию офиолитовых зон и складчато-покровным деформациям (в Южно-Памирской геосинклинали в конце юры, в Севанской зоне Малого Кавказа в позднем мелу), однако и после этого в этих геосинклиналях возобновлялись процессы растяжения и погружения частных прогибов, сопровождавшиеся извержениями вулканитов основного, среднего и кислого состава. Наиболее мощные пароксизмы позднегеосинклинального вулканизма на Малом Кавказе и Южном Памире, а также в разделяющих их районах Ирана и Афганистана имели место в миоцене.

Замыкание позднегеосинклинальных прогибов и завершающие фазы складко- и покровообразования на Малом Кавказе и в южных зонах Большого Кавказа имели место в конце эоцена — начале миоцена, в Карпатах, на Копетдаге и Южном Памире — в конце палеогена — миоцене, а в северных зонах Восточного Кавказа и его восточной периклинали, в Терском прогибе, Куринской и Южно-Таджикской впадинах складчато-надвиговые деформации продолжались в плиоцене, а местами и в антропогене. На месте альпийских геосинклинальных прогибов возникли складчатые и покровно-складчатые сооружения. Развитие их и сопряженных с ними краевых и межгорных прогибов представляет главное содержание завершающего, орогенного, этапа альпийского цикла. Обычно он непосредственно следовал за собственно геосинклинальным этапом, но в некоторых зонах отделялся от него квазиplateформенным (или геоантиклинальным) этапом. В Горном Крыму и Большом Балхане этот этап продолжался с мела до миоцена, а в Лабино-Малкинской зоне Кавказа и Северной мегазоне Памира,

не вовлекавшихся в альпийском цикле в геосинклинальное погружение, — с юры до миоцена. В различных звеньях альпийского пояса орогенный этап начинался в олигоцене или миоцене, но его зрелая стадия, когда складчатые сооружения испытали интенсивное воздымание и приобрели горный рельеф, а некоторые впадины (Черноморская, Южно-Каспийская) — глубокое некомпенсированное погружение, началась в середине позднего миоцена (около 10 млрд лет назад) и продолжается до современности.

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ И ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

ПОЗДНЕКИММЕРИЙСКАЯ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Расположенная на северо-востоке Азии обширная Верхояно-Чукотская позднекимммерийская складчатая область граничит на западе с Сибирской платформой, на севере — с гипотетической Гиперборейской мета (?) платформой, занимающей северную часть дна Восточно-Сибирского моря, а на юго-востоке — с Тихоокеанским подвижным поясом, зона сочленения с которым замаскирована наложенным Охотско-Чукотским меловым вулканоплутоническим поясом. Ее тектоническое своеобразие состоит в том, что большая ее часть, за исключением отдельных зон на северо-востоке области, обладает дорифейской континентальной корой, первоначально представлявшей единое целое с фундаментом Сибирской платформы, но в ходе длительной деструкции превратившейся сначала в метаплатформенную, а затем в многоосинклинальную область с рядом остаточных срединных массивов, развитие которой завершилось позднекимммерийской складчатостью.

Юго-западную часть Верхояно-Чукотской области занимает протяженный и широкий средневысотный (до 2—2,4 км) Верхоянский хребет. Северо-восточнее простираются более короткие, но более высокие (2,5—3,2 км) хребты Черского и Момский. К северу и северо-востоку от последнего расположены Алазейское, Юкагирское плоскогорья и Колымское нагорье, а в самой северо-восточной части области — короткие невысокие субширотные хребты Олойский, Анюйский и Чукотский. Северную ее часть занимают Яно-Индибирская и Колымская низменности и широкие шельфы морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Между этими морями расположены низменные Новосибирские острова, а между Восточно-Сибирским и Чукотским морями — о. Врангеля. На юго-западе Верхоянский хребет граничит с низменной равниной, дренируемой р. Леной и ее притоком Алданом. На юге области начинаются и пересекают ее текущие к Северному Ледовитому океану реки Яна, Индибирка и Колыма с ее правыми притоками Омолон, Большой и Малый Анюй.

Первыми исследователями геологии Верхояно-Чукотской области в конце XIX — начале XX в. были И. Д. Черский и Э. В. Толль. В 20-х годах С. В. Обручев предложил первую тектоническую схему этой области, уточненную в 30-х годах Н. П. Херасковым и Л. Н. Кропоткиным. В те же годы С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин и другие начали изучение месторождений золота и олова. В послевоенный период существенный вклад в изучение геологии Верхояно-Чукотской области внесли Ю. М. Пушаровский, И. Е. Драбкин, Н. А. Шило, С. М. Тильман, Г. С. Гусев и др.

Тектоническая структура (рис. 80). Главными тектоническими элементами рассматриваемой области являются Предверхоянский краевой прогиб, отделяющий ее на юго-западе от Сибирской платформы, Верхояно-Индибирская и Новосибирско-Чукотская складчатые системы

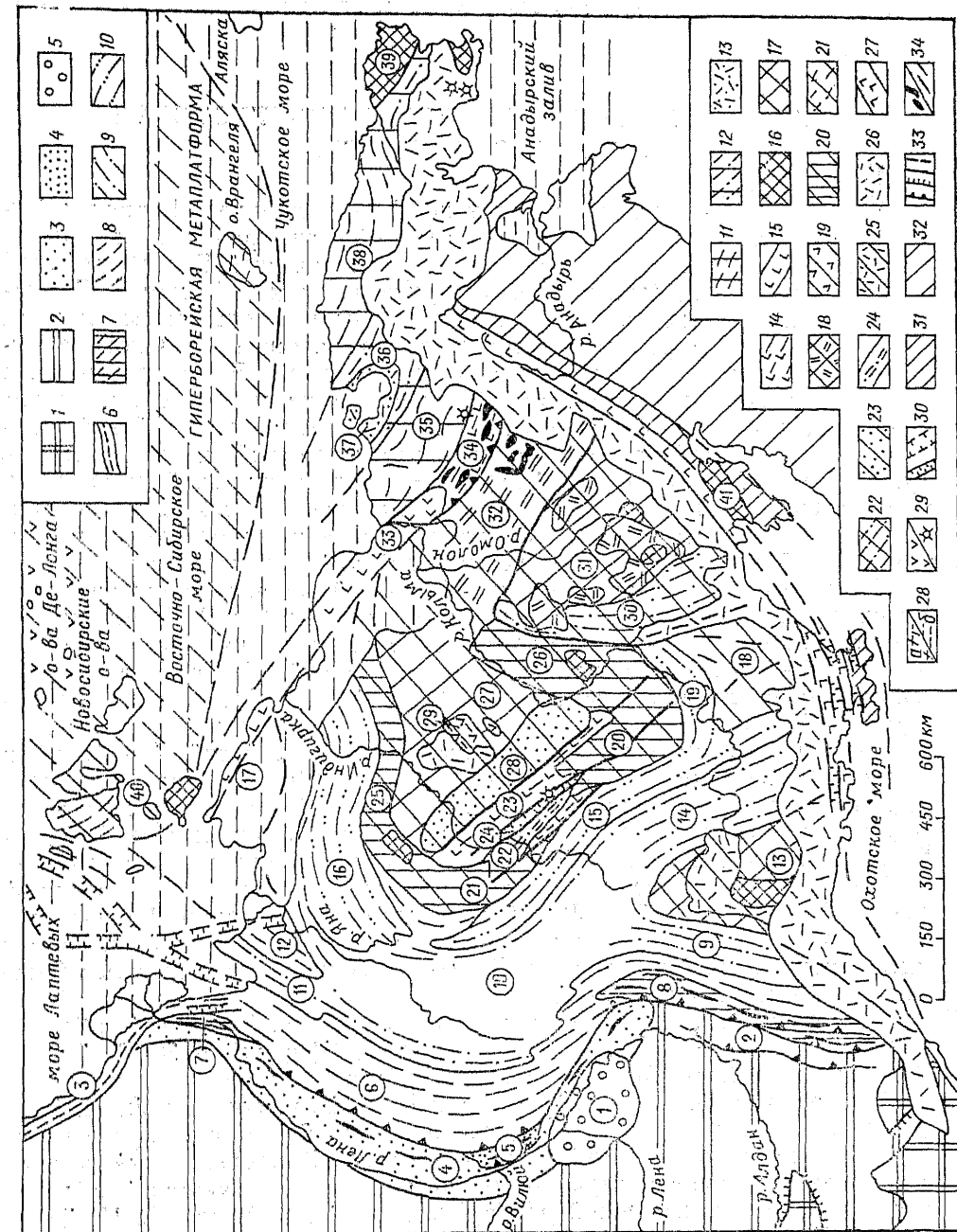


Рис. 80. Схема тектонического строения Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканического пояса.

1—2 — Сибирская платформа; 1 — Алдано-Становой щит, 2 — Лена-Енисейская плита; 3 — Предверхоанский краевой прогиб, выполненный меловой молассой; 4 — его приподнятый средний участок; 5 — наложенная кайнозойская Нижнеалданская впадина; 6 — Оленекская авлакогенно-клиническая складчатая зона; 7—10 — Верхояно-Индигарская складчатая система: 7 — ядра антиклинорий, сложенные рифеом — средним палеозоем, 8 — антиклинорий, сложенные верхним палеозоем, 9 — синклинорий, выполненные перьбой и триасом, 10 — наиболее глубокие синклинорий, выполненные юрой; 11—15 — Новосибирско (Алюйско) Чукотская складчатая система: 11 — антиклинорий, сложенные средним палеозоем и нижним-средним триасом, 12 — синклинорий, выполненные верхним триасом — лейасом, 13 — наложенные впадины, выполненные мелом — нижним мелом, 14 — складчатые и складчато-надвиговые зоны, возникшие на месте позднеюрских — раннемеловых эвгеосинклинальных прогибов (=рифтов) (также на Колымском массиве), 15 — раннемеловой Южноанойско-Святоносский вулканический пояс; 16—25 — срединные массивы и Гиперборейская металагора; 16 — выступы дорифейского метаморфического фундамента, 17 — пологозалегавший рифейско-палеозойско-мезозойский чехол, 18 — девонские вулканы в чехле Омолонского массива, 19 — складчатые зоны, сложенные средне-верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами, 20 — горст-антиклинорий в краевых зонах Колымского массива, в основном сложенные рифеом — средним палеозоем, 21 — мезозойские складчатые деформации в чехле массивов и металагор, 22 — наложенные мезозойские прогибы, 23 — раннемеловые внутренние впадины, выполненные угленосной молассой, 24 — Момо-Селенянский раннемеловой прогиб; 25 — покровы наземный ранне- и позднемеловых вулканитов; 26—27 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, в основном сложенный наземными вулканитами верхов нижнего — низов верхнего мела; 28 — внешняя зона «фланги» (окончания) и апофизы в Верхояно-Чукотской области, 27 — внутренняя зона; 29 — субгоризонтально залегающий верхнемеловой — кайнозойский чехол на массивах (а) и на складчатых системах (б); 29 — покровы кайнозойских базальтов (а) и четвертичные базальтовые вулканы (б); 30 — кайнозойские грабены на суше и на дне морей; 31—32 — Тихоокеанский подвижный пояс; 31 — Конн-Тайгонская складчатая система, 32 — Корякская и Олоторско-Камчатская системы; 33 — взбросы и надвиги, соросы, разломы без разделения и погребенные; 34 — выходы офиолитового комплекса (а) и складки (б) в некоторых зонах Верхояно-Чукотской области.

Цифрами в кружках обозначены: 1 — Нижнеалданская впадина; 2 — Нельканская зона надвига; 3 — Оленекская авлакогенно-клиническая складчатая зона; 4 — Предверхоанский краевой прогиб; 5 — Китчанское поперечное поднытие в его внутренней зоне; 6 — Верхоянский мегантиклинорий; 7 — Туора-Сисское краевое поднытие; 8 — Сетта-Дабанский антиклинорий; 9 — Южно-Верхоанский синклинорий; 10 — Эльги-Адчанская пологоскладчатая зона; 11 — Омолойский синклинорий; 12 — Кударское поднытие; 13 — Охотский срединный массив; 14 — Индигиро-Колымский синклинорий; 15 — Иньяли-Дебянский синклинорий; 16 — Ольджойский (Полоусенский) синклинорий; 17 — Хромский массив; 18 — Балыгачанское поднытие; 19 — Аг-Юряхский (Полоусенский) синклинорий; 20 — Момский (Омулевский) горст-антиклинорий; 21 — Тас-Хаяхтакский горст-антиклинорий; 22 — Момо-Селенянский прогиб; 23 — Илльи-Тасский антиклинорий; 24 — Момо-Селенянский кайнозойский грабен; 25 — Полоусный горст-антиклинорий; 26 — Приколымский (Юагарский) горст-антиклинорий; 27 — внутренняя часть Колымского срединного массива; 28 — Зырянский внутренний прогиб; 29 — Алазейское поднытие; 30 — Приомолонский прогиб; 31 — Омолонский срединный массив; 32 — Олойская зона; 33 — Святоносско-Южноанойская зона; 34 — Южно-Аноийский обращенный антиклинорий; 35 — Аноийский мегантиклинорий; 36 — Чаунский синклинорий; 37 — Раучуанская наложенная впадина; 38 — Чукотский мегантиклинорий; 39 — Восточно-Чукотский срединный массив; 40 — Новосибирский массив; 41 — Тайгонский массив

в ее юго-западной и северо-восточной частях и разделяющий их обширный Колымо-Омолонский срединный массив (s. 1.).

Предверхоанский краевой прогиб протягивается в виде выпуклой к юго-западу дуги от низовий Лены до среднего течения Алдана. На востоке он граничит с надвинутыми на него северным и средним сегментами Верхоянского мегантиклинория. Дорифейский фундамент погружен в нем от 5 до 10—15 км. Прогиб был заложен на окраине Сибирской платформы и выполнен отложениями палеозоя — юры платформенного типа, а также мощными (до 4—5 км) тонко-обломочными угленосными молассами нижнего и отчасти верхнего мела. На большей части площади прогиба они залегают полого монотонально и лишь в узкой внутренней зоне смяты в линейные складки, осложненные надвигами.

В строении Верхояно-Чукотской складчатой области участвуют архейско-нижнепротерозойский метаморфический фундамент, несогласно перекрывающий его мощный мегакомплекс верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских (доверхнемеловых) отложений, деформированных в эпоху позднекимерийской (колымской) складчатости, и маломощный прерывисто распространенный постскладчатый комплекс верхнего мела и кайнозоя. Складчатый мегакомплекс складывается из рифейского терригенно-карбонатного, юдомско-среднепалеозойского существенно карбонатного, верхнепалеозойско-среднеюрского морского терригенного (верхоянского) комплексов, среднеюрско-нижнемелового комплекса морских и континентальных вулканогенно-терригенных, частично молассовых отложений, местами залегающего с перерывом и угловым несогласием. Первые два комплекса отвечают метаплатформенному, третий — геосинклинальному, четвертый — протоорогенному этапам развития области.

Верхояно-Индибирская складчатая система представляет широкий S-образно изогнутый пояс складчатых сооружений и небольших срединных массивов, лежащий между Предверхоанским прогибом и обширным Колымо-Омолонским массивом. Ее главными элементами являются Верхоянский мегантиклинорий и Яно-Индибирский мегасинклинорий. Верхоянский мегантиклинорий, выраженный в рельефе одноименным хребтом, в основном сложен мощными терригенными отложениями карбона и перми, из-под которых местами, главным образом в наиболее приподнятом южном его сегменте — в Сетта-Дабанском антиклинории, надвинутом на краевую Нельканскую зону Сибирской платформы, — выступают отложения рифея — среднего палеозоя авлакогеосинклинального типа (рис. 81). Палеозой смят в линейные складки, нередко скошенные к западу и осложненные взбросами и надвигами. На севере мегантиклинорий расщепляется на узкую западную (Оленекскую) и северную ветви, разделенные в районе дельты Лены Лаптевским срединным массивом.

На северо-востоке Верхоянский мегантиклинорий сменяется асимметричным Яно-Индибирским мегасинклинорием. Его широкая западная часть — Эльгин-Адычанская зона, сложенная полого, а местами субгоризонтально залегающими отложениями триаса, образовалась над несколькими небольшими погребенными блоками фундамента. Узкую восточную, глубоко прогнутую часть мегасинклинория занимает выполненный мощными юрскими отложениями Иньяли-Дебинский синклинорий, прорванный массивами раннемеловых гранитоидов.

На юго-востоке Яно-Индибирский мегасинклинорий расщепляется на два синклинория — Южно-Верхоянский и Индибирско-Колымский. Их разделяет Охотский срединный массив с архейским фундаментом и

слабдеформированным чехлом из рифейских, пермских и мезозойских образований, в том числе меловых наземных вулканитов, прорванных гранитоидами. На юге Южно-Верхоянский синклинорий вырождается, а южное продолжение Охотского массива, скрытое под Охотско-Чукотским вулканическим поясом, смыкается с Алдано-Становым щитом. На северо-западе мегасинклинорий также расщепляется на две ветви — узкий субмеридиональный Омолонский и отклоняющийся к востоку более широкий и глубокий Ольджойский синклинорий; их разделяют Куларское складчато-глыбовое поднятие и скрытый (как и северное крыло Ольджойского прогиба) под кайнозойским чехлом Яно-Индигирской низменности гипотетический Хромский массив.

Колымо-Омолонский срединный массив (s. l.), занимающий центральную часть Верхояно-Чукотской области, состоит из двух сближенных массивов — обширного Колымского на западе и Омолонского на востоке. Архейский фундамент Омолонского массива почти повсеместно перекрыт пологозалегающим чехлом из терригенно-карбонатных отложений рифея, ордовика, наземных вулканитов девона, карбонатных отложений нижнего карбона и терригенных — перми и мезозоя. Омолонский массив отделяется от Колымского постепенно сужающимся к северу Приомолонским прогибом, выполненным мягкими в пологие брихискладки отложениями триаса и юры.

Природа Колымского мегаблока вызывает разногласия. Наряду с мнением о наличии здесь крупной глыбы жесткого фундамента, тектонически переработанной лишь в ее краевых зонах, в 60-х годах была высказана альтернативная идея о том, что в его внутренней части в палеозое существовала эвгеосинклинальная зона с корой океанического типа, фрагменты которой выступают на Алазейском поднятии. Эта идея, однако, недостаточно обоснована.

В структуре и рельефе Колымского массива выделяют три концентрические зоны: внешнюю подковообразную зону складчато-глыбовых поднятий, внутреннюю кольцеобразную зону позднемезозойских и кайнозойских депрессий и Алазейское поднятие в его центре. Главными элементами внешней зоны являются сформированные в ходе позднеюрско-раннемеловых деформаций горст-антиклинории, в основном сложенные породами рифея — среднего палеозоя (с востока на запад): Приколымский (Юкагирский), Момский (Омулевский), Тас-Хаяхтахский и Полоусный. В Приколымском и Полоусном поднятиях местами выступает нижнепротерозойский метаморфический фундамент. Верхоянский комплекс отсутствует или представлен отдельными фрагментами разреза. На среднем участке зоны, к северо-востоку от Тас-Хаяхтахского поднятия, на разные горизонты палеозоя несогласно налегает мощный бат-верхнеюрский вулканогенно-терригенный комплекс, выполнявший наложенный рифтоподобный Илинь-Тасский прогиб. В раннем мелу он испытал инверсию и превратился в поднятие, а к югу и северу от него возникли Момско-Селеняхский и Зырянский межгорные прогибы, заполненные мощными угленосными молассами. Внутренняя депрессионная зона массива выполнена субгоризонтально залегающими вулканогенно-осадочными толщами верхней юры, угленосными молассами нижнего мела (на юго-западе) и маломощными континентальными отложениями верхнего мела и кайнозоя.

В основании разреза Алазейского поднятия выступают нижнепротерозойские (?) метаморфические породы и плагиограниты, несогласно перекрытые терригенно-кремнисто-базальтовой толщей нижнего карбона. Некоторые геологи рассматривают ее в качестве эвгеосинклинальной формации, предположительно распространенной во всей

внутренней части Колымского мегаблока, что явилось одним из оснований для отрицания существования древнего Колымского массива. Выше на Алазейском поднятии залегают терригенно-туфогенные толщи верхнего палеозоя, триаса и юры, смятые в пологие складки юго-западного простирания, и несогласно покрывающие их субгоризонтально залегающие континентальные молассы и наземные вулканиты мелового возраста.

Севернее Колымо-Омолонского массива лежит Новосибирско-Чукотская складчатая система, ограниченная с севера, в области шельфа Восточно-Сибирского моря, гипотетической Гиперборейской платформой (?) или, скорее, метаплатформой. Эта система к западу постепенно сужается и вырождается в районе архипелага Новосибирских островов. Она состоит из ряда складчатых зон восток-юго-восточного простирания. В ее континентальной части выделяются (с юга на север) Олойская зона, Южно-Анюйская шовная зона, Анюйский мегантиклинорий, Чаунский синклинорий, Чукотский мегантиклинорий и Чукотский срединный массив. Относимая к Новосибирско-Чукотской системе несколько условно Олойская зона, ограничивающая Омолонский массив с севера, имеет сложную складчато-блоковую структуру. В одних ее блоках обнажается докембрийский метаморфический фундамент, в других — дислоцированные карбонатные, терригенные, кремнистые и вулканогенные толщи девона — нижнего карбона, местами несогласно перекрытые вулканогенно-терригенным верхним палеозоем, а в восточной ее части — ультраосновные и основные породы средне-верхнекарбонной (?) офиолитовой ассоциации. В ряде блоков палеозой несогласно перекрывают туфогенно-терригенные отложения триаса и юры. До девона Олойская зона представляла, вероятно, приподнятый северо-восточный участок Колымо-Омолонского массива. В девоне ее континентальная кора была раздроблена, растянута и превратилась в эвгеосинклиналиный прогиб, а в карбоне деструкция коры в ее восточной части дошла до новообразования «рвов» с корой океанического типа. Растяжение в Олойской зоне неоднократно чередовалось со сжатием.

Севернее простирается узкая Южно-Анюйская шовная зона, по видимому, продолжающаяся к западу до пролива, отделяющего Азию от южной части Новосибирских островов. В ее строении участвуют поздние(?) палеозойская офиолитовая, верхнеюрская кремнисто-вулканогенная, неокомские флишевая и молассово-вулканогенная формации и раннемеловые гранитоиды. В этой зоне в позднем палеозое произошел разрыв континентальной коры, возможно, возобновившийся в поздней юре, а в раннем мелу, после глубокого погружения, она испытала сжатие и превратилась в обращенный антиклинорий, осложненный чешуйчатыми надвигами.

Более северные складчатые зоны сформированы на континентальной коре и сложены терригенно-карбонатными отложениями среднего палеозоя и мощными терригенными толщами триаса и нижней юры. Эти образования, испытавшие складчатость в средней юре, выступают в Анюйском и Чукотском мегантиклинориях и разделяющем их Чаунском синклинории. На последний наложена Раучуанская впадина, выполненная несогласно залегающими молассами и вулканитами верхней юры — неокома. Мезозой прорван юрскими гранодиоритами и меловыми гранитами и сиенитами. Восточную часть Новосибирско-Чукотской системы ограничивает с севера выступ дорифейского метаморфического фундамента — Чукотский срединный массив с его продолжением на Аляске — массивом Сьюард, а его самую западную часть —

выступ докембрия на о. Большой Ляховский в южной части архипелага Новосибирских островов. В более северной его части, на о. Котельный, а также на о. Врангеля, обнажаются смятые в простые складки относительно маломощные терригенно-карбонатные отложения нижнего — среднего палеозоя и терригенные — перми и триаса, по-видимому, представляющие деформированный в мезозое чехол Гиперборейской метаплатформы. В восточной части Новосибирских островов эти структуры несогласно перекрываются субгоризонтально залегающими меловыми и палеогеновыми континентальными образованиями.

Мезозойская тектоническая структура Верхояно-Чукотской области была несколько осложнена наложенными кайнозойскими деформациями. В пределах большей южной ее части в результате позднекайнозойского дейтероорогенеза возникли пологие сводово-глыбовые поднятия, в основном наследующие положительные элементы позднекеммерийского структурного плана и выраженные в виде современных хребтов. Меньшая северная часть области испытала некоторые опускания и была покрыта относительно маломощным чехлом кайнозойских, а в южной части шельфа — и морских отложений. Большую часть широкого шельфа Арктических морей занимает Гиперборейская метаплатформа, в пределах которой в кайнозое продолжалось развитие обширных плоских субизометричных поднятий — Новосибирского и Де-Лонга (к которому приурочены покровы неогеновых базальтов) — и впадин типа синеклиз, общая мощность осадочного чехла в которых составляет от 2 до 4—8 км.

На юго-восточном продолжении внутриокеанической рифтовой системы Арктического океана, выраженной подводным хребтом Гаккеля и глубоководными котловинами Нансена и Амундсена, возникла Лаптевско-Момская континентальная рифтовая система, состоящая из нескольких коленаобразно изогнутых, ветвящихся крупных кайнозойских грабенов на шельфе моря Лаптевых и многочисленных более мелких грабенов юго-восточного простирания, пересекающих северную часть Верхоянского мегантиклинория, Ольджойский синклинорий, Полоусный горст-антиклинорий и наложенных на позднемезозойский Момско-Селенняхский прогиб. Вдоль него протягивается одноименный кайнозойский грабен, к которому приурочены неогеновый липаритовый купол и голоценовый базальтовый вулкан. По разломам Момской рифтовой системы происходят сбросовые, взбросовые и правосдвиговые перемещения.

Мощность континентальной коры в пределах большей части складчатых систем Верхояно-Чукотской области составляет 40—45 км, уменьшаясь до 35—40 км в срединных массивах и до 20—30 км на шельфах арктических морей. Дорифейский фундамент, выступающий на поверхность в срединных массивах, погружается в некоторых зонах складчатых систем до 10—20 км. Мощность литосферы с учетом геотермических данных оценивается в 75—100 км. Складчатые системы характеризуются пониженными значениями силы тяжести, а внутренняя часть Колымского массива и приморские равнины — значительными положительными гравияномалиями. Складчатые системы, сложенные очень мощными осадочными комплексами, обладают маловыразительным магнитным полем, а срединные массивы, где древний магнитоактивный фундамент приближен к поверхности, — высококонтрастным полем с преобладанием мозаичного или линейного рисунка аномалий (на Колымском массиве). Линейные магнитные максимумы в Южно-Ануйской и Олойской зонах связаны с телами базитов и ультрабазитов. Плотность теплового потока на Колымо-Омолонском мас-

сиве составляет 45—50 мВт/м², на большей части площади складчатых систем — 60—70 мВт/м², в грабенах Момской рифтовой зоны и обрамляющих ее поднятиях, а также на Охотском массиве достигает 80—100 мВт/м².

Момско-Лаптевская рифтовая система высокосейсмична, особенно в ее континентальной части, где выделяются зоны 8- и даже 9-балльных землетрясений, тогда как большая часть Верхояно-Индибирской складчатой системы попадает в 6-балльную, а Анюйско-Чукотская система и большая часть Колымо-Омолонского массива — в 5-балльную зону.

Стратиграфические комплексы и этапы развития. В срединных массивах Верхояно-Чукотской области выступает дорифейский метаморфический фундамент, вероятно, присутствующий на большей части ее территории. В Охотском массиве обнажается метаморфизованный в условиях гранулитовой фации комплекс архейских гнейсов, гранулитов, кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов, сходный с алданским комплексом Алдано-Станового щита, с которым этот массив, вероятно, представлял единое целое. В Омолонском массиве архей выражен комплексом кристаллических сланцев базит-гипербазитового состава, комплексом гнейсов, кварцитогнейсов и сланцев серогнейсового типа, образовавшимся по вулканогенно-осадочным породам с возрастом 3,4 млрд лет, и метабазит-кремнистым комплексом амфиболовых гнейсов и кварцитов. В целом архей Омолонского массива напоминает разрезы гранит-зеленокаменных областей. К архею, вероятно, относится также комплекс кристаллических сланцев и гнейсов Чукотского массива.

На разных участках Колымского массива вскрываются нижнепротерозойские амфиболит-сланцевый, базит-гипербазитовый и сланцево-кварцитовый осадочно-вулканогенный комплексы с возрастом метаморфизма амфиболитовой фации 1,9—2 млрд лет, а также несогласно перекрывающий их комплекс менее метаморфизованных терригенных пород с возрастом более 1,55 млрд лет. Территория Колымского массива, по-видимому, представляла раннепротерозойскую протозеосинклинальную область, вероятно, возникшую на меланократовом основании и завершившую свое развитие в конце раннего протерозоя деформациями сжатия и метаморфизмом амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, а на Алазейском поднятии — глаукофансланцевой фации и формированием небольших тел плагиогранитов. Однако региональная гранитизация в области Колымского массива не произошла и сформированная в ней континентальная кора оказалась не вполне зрелой. К нижнему протерозою относятся также метаморфические комплексы Олойской зоны, Чукотского массива и о. Большой Ляховский. Их присутствие указывает на широкое развитие протозеосинклинальных обстановок в северной части Верхояно-Чукотской области.

Верхнепротерозойские почти не измененные или очень слабо метаморфизованные отложения, несогласно залегающие на дорифейском фундаменте, обнажаются на некоторых участках Верхоянского мегантиклинория и в ряде срединных массивов и, по-видимому, присутствуют на многих других участках Верхояно-Чукотской области.

Рифей сложен терригенными (кварцитовидные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы) и карбонатными (мелководные известняки и доломиты со строматолитами) отложениями (с подчиненными им туффидами, основными лавами) и субвулканическими телами, обычно свойственными рифейским авлакогенам и авлакогеосинклинальным зонам. Мощность рифея не превышает 1—3 км, но местами, как в Юдомо-Майском прогибе южного Верхоянья, отделившем Охотский

Массив от Алдано-Станового щита, достигает 7—10 км. По характеру тектонического строения в позднем протерозое Верхояно-Чукотская область была близка к Сибирской платформе, но отличалась несколько большей подвижностью и дифференцированностью движений и, в частности, заложением более глубоких, чем авлакогены, прогибов авлакогеосинклинального типа, что позволяет рассматривать режим ее развития в позднем протерозое, а также в раннем и среднем палеозое как метаплатформенный.

Байкальская тектоническая эпоха в Верхояно-Чукотской области проявилась лишь в перерыве и местами слабом несогласии в основании юдомия. В венде или юдомии и начале палеозоя опускания постепенно распространились почти на всю территорию Верхояно-Чукотской области. На большей ее части юдомий, нижний и средний палеозой, как и на соседней с ней Сибирской платформе, слагают преимущественно карбонатный комплекс общей мощностью в несколько километров, обнажающийся в Верхоянском мегантиклинории, в краевых и внутренней зоне Колымского массива, в Омолонском массиве и поднятиях Новосибирско-Чукотской системы. Основную роль в нем играют обычно мелководные известняки, доломиты, мергели, а подчиненную — терригенные, главным образом алеврито-глинистые и кремнистые отложения. Наибольшей мощностью (до 10—12 км) и полнотой этот комплекс обладает в Сетта-Дабанской зоне южного Верхоянья, представлявшей в раннем-среднем палеозое глубокий авлакогеосинклинальный прогиб. Напротив, во внутренних частях срединных массивов его разрез отличается меньшей мощностью и полнотой. В некоторых зонах Верхояно-Чукотской области этот комплекс разделяется перерывом на два подкомплекса — юдомско (или кембрийско)-нижнедевонский и трансгрессивно залегающий среднедевонско (живетско)-нижнекаменноугольный. В некоторых горизонтах нижнего подкомплекса местами присутствуют вулканиты трахибазальтового состава, однако наиболее широко вулканические образования распространены в верхнем подкомплексе, формирование которого происходило в обстановке растяжения и деструкции континентальной коры в ряде зон.

В Сетта-Дабанской зоне и северо-западной части Верхоянского сооружения, в юго-западной и восточной краевых зонах Колымского массива в живетском веке среднего и в позднем девоне, а в его внутренней части (на Алазейском поднятии) в раннем карбоне происходили извержения базальтов и щелочных базальтов, по-видимому, связанные с активизацией авлакогеосинклинальных прогибов. На Омолонском массиве в среднем-позднем девоне накопилась мощная (2—4 км) серия трахибазальтов, андезитов и игнимбитов и туфов трахилипаритового и липаритового состава, чередующихся с континентальными и мелководно-морскими отложениями. Севернее, в Олойской зоне, в результате сильного растяжения и раздробления континентальной коры возник эвгеосинклинальный прогиб, вероятно, являвшийся апофизом Тихоокеанского подвижного пояса, в котором в среднем девоне — раннем карбоне накапливались толщи терригенных, кремнистых и вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава. Некоторые геологи предполагают, что этот прогиб продолжался к западу в пределы центральной части Колымского массива.

В середине раннего карбона Верхояно-Чукотская область вступила в новый, собственно геосинклинальный этап своей геологической истории. Длительно развивавшиеся относительно узкие авлакогеосинклинальные прогибы стали расширяться, углубляться и постепенно сливаться в более обширные миеосинклинальные

прогибы и их системы. Существенно карбонатные отложения нижнего-среднего палеозоя согласно или с перерывом перекрываются в них морскими отложениями верхоянской серии, охватывающей верхи нижнего, средний и верхний карбон, пермь, триас, нижнюю и среднюю юру. Повсеместная смена карбонатной седиментации терригенной была обусловлена усилением поднятий в восточной части Сибирской платформы и, вероятно, на Гиперборейской метаплатформе, служивших основными источниками питания прогибов в Верхояно-Чукотской области, а также тем, что в связи с относительным перемещением Северного полюса она перешла в конце среднего палеозоя из тропической зоны в зону умеренного, а затем (в перми) и холодного климата Северного полушария.

К западу и югу от Колымо-Омолонского массива в позднем палеозое образовалась широкая Верхояно-Индибирская миогеосинклинальная система, а к северу от него в триасе — аналогичная Новосибирско-Чукотская система.

Отложения верхоянской серии в основном выражены различными сочетаниями аргиллитов, алевролитов и песчаников, чередование которых нередко носит ритмичный, а иногда и типично флишевый характер (юра Иньяли-Дебинского прогиба). Они накапливались в мелководных, реже глубоководных или прибрежных условиях (угленосный верхний палеозой западного Верхоянья). В нижнем триасе в западном Верхоянье присутствуют горизонты базальтовых лав и туфов («отголоски» траппового магматизма на Сибирской платформе). Общая мощность верхоянской серии в Верхояно-Индибирской системе достигает 10—15 км, но мощности верхнего палеозоя, триаса и юры сильно варьируют в разных ее зонах. Так, в карбоне и перми наибольшее опускание испытала зона будущего Верхоянского сооружения (6—8 км), а в триасе ось погружения сместилась в Яно-Индибирскую зону и в юре — в Иньяли-Дебинский прогиб. В Новосибирско-Чукотской миогеосинклинальной системе карбон и пермь развиты ограниченно, а трансгрессивно залегающий триас и лейас выражены морскими терригенными и подчиненными им туфогенно-кремнистыми отложениями (до 4—5 км).

В позднем палеозое продолжалось и даже активизировалось развитие Олойского эвгеосинклинального прогиба; в нем возникла зона с корой океанического типа, в которой на гипербазитовом основании отложились толщи диабазов, спилитов, кератофиров, кремнистых и терригенных пород среднего-верхнего карбона. Раскрытие океанической коры произошло и в лежащей несколько севернее Южно-Анюйской (Южноанюйско-Святоносской) зоне. Колымский, Омолонский и Охотский массивы испытывали в позднем палеозое и раннем мезозое менее значительное, чем геосинклинальные прогибы, прерывистое погружение. Аналоги верхоянской серии выражены в них менее мощными (не более 2—3 км) и стратиграфически неполными разрезами, в которых терригенные отложения сочетаются с карбонатными, кремнистыми, а также туфами и лавами андезитобазальтов и базальтов.

В средней юре в Верхояно-Чукотской области имели место первые импульсы сжатия и поднятия; наиболее сильно они проявились в Олойской эвгеосинклинальной зоне и более северных миогеосинклинальных зонах Новосибирско-Чукотской системы, где они сопровождались внедрением средне-позднеюрских массивов гранодиоритов, а также в Верхоянской геоантиклинальной зоне Верхояно-Индибирской системы.

Поздняя юра и ранний мел в истории Верхояно-Индигирской геосинклинальной области в целом представляют завершающий ее развитие протоорогенный этап, отличающийся большим разнообразием формационного состава отложений, сложностью и изменчивостью тектонического режима и характера деформаций. В самой внутренней северо-восточной части Верхояно-Индигирской системы, в остаточных Ольджойском и Иньяли-Дебинском миогеосинклинальных прогибах, в поздней юре накапливались завершающие их разрез терригенные, флишеидные и флишевые отложения (3 км). Примыкающая к последнему юго-западная краевая зона Колымского массива в конце средней юры испытала горизонтальное растяжение и в ней образовался наложенный глубокий рифтоподобный Илинъ-Тасский прогиб, заполнявшийся в бате и поздней юре толщами конгломератов, вулканитов базальтового, андезитового и липаритового состава и терригенных флишеидных отложений общей мощностью до 7 км. В начале раннего мела растяжение сменилось сжатием и внутри Илинъ-Тасского прогиба возникло одноименное инверсионное поднятие, которое разделило узкий Момско-Селенняхский межгорный прогиб к югу от него и более широкий, наложенный на внутреннюю зону Колымского массива Зырянский. В этих прогибах в течение раннего мела накапливались толщи континентальных лимнических моласс (3—8 км) с мощными пластами углей.

На других участках западной, южной и восточной окраин Колымского массива в раннем мелу возникли складчато-глыбовые поднятия — Полоусное, Тас-Хаяхтаское, Момское и Приколымское. Вся Верхояно-Индигирская миогеосинклинальная система в течение раннего мела подверглась сильному сжатию (колымская фаза складчатости), испытала общее поднятие и превратилась в складчатую систему, к западу и юго-западу от которой на окраине Сибирской платформы образовался краевой Предверхоанский прогиб, а затем западная часть этой системы — Верхоянский мегантиклинорий — была надвинута на краевой прогиб и на восточный край Сибирской платформы к югу от него.

Не менее сложно развивалась в орогенном этапе Новосибирско-Чукотская геосинклинальная система. В Олойской зоне после среднеюрской фазы деформаций и поднятия в поздней юре возобновилось погружение и накапливались туфогенно-терригенные отложения, а в раннем мелу — толщи основных и кислых вулканитов. К северу от нее в начале поздней юры произошел (возобновился) раздвиг континентальной коры и образовалась рифтоподобная Южно-Аньюйская зона. В этой раздвиговой зоне, возникшей почти одновременно с параллельной ей Илинъ-Тасской, накопились верхнеюрские толщи диабазов, спилитов, кератофиров, кремнистых и терригенных пород, перекрытые флишеидными, олистостромовыми и молассовыми толщами неокомского возраста. В течение раннего мела в Южно-Аньюйской зоне, подобно Илинъ-Тасской, растяжение сменилось сжатием, и она превратилась в надвинутый к югу узкий инверсионный антиклинорий со складчато-чешуйчатой структурой.

Более северные зоны Новосибирско-Чукотской системы в орогенном этапе в основном испытывали поднятие, но в районе Чаунской губы возникла наложенная Раучуанская впадина, выполненная несогласно залегающими на складчатом раннемезозойском комплексе верхнеюрскими и нижнемеловыми грубообломочными молассами и вулканитами андезитового и липаритового состава. Мощные вспышки наземного вулканизма происходили в конце раннего мела и продолжа-

лись в позднем мелу в пределах Охотского, центральной части Колымского массива (Алазейского поднятия) и Приомолонского прогиба. Они начались с извержений лав и пирокластолитов трахиандезитового, дацитового и трахилипаритового состава и завершились излияниями андезитобазальтов и трахибазальтов. Меловые вулканиты срединных массивов коррелируются с таковыми располагавшегося восточнее Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и по крайней мере частично представляют его апофизы.

На протяжении протоорогенного этапа в ряде зон Верхояно-Чукотской области происходило формирование интрузивных тел, состав которых последовательно изменялся от диоритов и гранодиоритов (в поздней юре) до гранитов (в раннем мелу) и лейкократовых гранитов (в начале позднего мела). Большинство штоков и батолитов гранитоидов внедрилось вдоль западного и южного краев Колымского массива, на Охотском, Омолонском и Чукотском массивах, в Иньяли-Дебинской, Олойской, Анюйской и Чукотской складчатых зонах. Со становлением разных генераций гранитоидов связано формирование многочисленных золотых, оловянных и вольфрамовых месторождений. Мощные проявления орогенного позднемезозойского магматизма и связанной с ним металлогении сближают Верхояно-Чукотскую область с Тихоокеанским подвижным поясом и дают основание некоторым геологам включать ее в состав последнего.

В позднем мелу Верхояно-Чукотская область вступила в более спокойный, посторогенный этап развития, в течение которого ее южная часть оставалась приподнятой и подвергалась денудации, а северная испытывала слабое опускание и была покрыта чехлом континентальных терригенных, частично лимнических отложений палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена мощностью до 0,5—1 км, выстилающих приморские низменности, восточную часть архипелага Новосибирских островов, а также шельфы арктических морей. На последних отлагались также четвертичные морские осадки, а в районе островов Де-Лонга в неогене образовались покровы базальтов.

В северо-западной и центральной частях области в кайнозойе формировалась Лаптевско-Момская континентальная рифтовая система, в грабенах которой присутствуют лимнические отложения олигоцена — среднего миоцена и грубообломочные аллювиально-пролювиальные образования верхнего миоцена — антропогена. В неогене и антропогене большая часть Верхояно-Чукотской области была вовлечена в процесс дейтероорогенеза, создавшего ее современный среднегорный рельеф. Резкое похолодание климата в четвертичном периоде в сочетании с его сухостью обусловило почти повсеместное (за исключением речных долин) формирование многолетнемерзлого слоя мощностью до 0,5—1 км; четвертичное оледенение, напротив, было незначительным и охватывало лишь наиболее высокие хребты и нагорья.

Среди полезных ископаемых Верхояно-Чукотской области ведущее место принадлежит золоту, олову, вольфраму. Формирование их коренных месторождений было связано с орогенным этапом позднекеммерийского цикла. Золото-кварцевая формация в Яно-Колымском золотоносном поясе, вытянутом вдоль зоны сочленения Яно-Индигирской складчатой системы и Колымского массива, парагенетически связана с позднеюрскими интрузиями диоритов, но основная часть золота добывается из россыпей в континентальных, главным образом четвертичных, аллювиальных отложениях. К другим золотоносным поясам относятся Анюйско-Чаунский, Охотский (в одноименном массиве) и Аллах-Юньский (в южном Верхоянье). Оловянные и олово-вольфра-

мовые месторождения пегматитового, скарнового и гидротермального типов также приурочены к Алюйско-Чукотской и северо-восточной части Верхояно-Индигирской складчатых областей, а в более западных частях последней размещены оловополиметаллические месторождения, связанные с меловыми гранитоидами.

Угольные месторождения лимнического типа приурочены к континентальным нижнемеловым отложениям Предверхоянского краевого прогиба (Сангар), Момско-Селенныхского и Зырянского межгорных прогибов, вмещающих ряд мощных угольных пластов.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ КРАЕВОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Этот пояс, образовавшийся в середине и второй половине мела, приурочен к крупнейшему тектоническому шву, отделяющему поздне-кimmerийскую Верхояно-Чукотскую складчатую область от более молодых складчатых сооружений Тихоокеанского подвижного пояса. По своей тектонической позиции Охотско-Чукотский пояс напоминает девонский крайовой вулканоплутонический пояс Казахского нагорья, но по протяженности (3200 км), площади (500 тыс. км²) и объему вулканитов (1,1 млн км³) во много раз превосходит его. В рельефе он выражен рядом среднегорных хребтов и плоскогорий, служащих водоразделами между реками бассейна Северного Ледовитого океана и впадающими в Охотское и Берингово моря (Пенжина, Анадырь и др.). Охотско-Чукотский пояс был впервые выделен и описан Е. К. Устиевым в конце 50-х годов и в дальнейшем изучался В. Ф. Белым, Н. И. Филатовой и др.

В структуре пояса различаются внешняя (северо-западная) и внутренняя (юго-восточная) зоны, разделенные погребенным глубинным швом (рис. 82). Полого, нередко субгоризонтально залегающие наземные вулканогенные образования внешней зоны резко несогласно наложены на разновозрастные сильносмятые образования складчатых зон Верхояно-Чукотской области, которые уходят под нее под разными углами к простиранию пояса и «утыкаются» в этот шов, а также на разделяющие их срединные массивы (Охотский, Омолонский, Чукотский и др.), а на ее южном участке — на восточный край Алдано-Станового щита. Одновозрастный вулканический комплекс внутренней зоны пояса налегает без углового несогласия на верхнеюрские и нижнемеловые осадочно-вулканогенные образования самой внешней — Кони-Тайгоносской позднемеловой складчатой зоны Тихоокеанского подвижного пояса, простирательной параллельно крайовому шву, и был смят в пологие брахиморфные и линейные складки совместно с ними. Кора вулканического пояса имеет континентальный характер, а ее мощность уменьшается вкост его простирания к юго-востоку от 40 до 35—30 км. Формирование основной части вулканического комплекса происходило от альба до сеномана, однако местами извержения начались еще в апте или в неокоме, а на юго-западном фланге пояса — даже в поздней юре, и продолжались кое-где до конца мела или палеогена. Общая мощность вулканитов во внешней зоне достигает 3—3,5 км (в среднем 1,5—2 км), а во внутренней — 7 км (в среднем 4—5 км). Наземные вулканиты такой мощности могли накопиться лишь в условиях почти полной компенсации извержений вулканотектоническим проседанием их субстрата. Вулканические образования пояса обладают разнообразным составом. В целом, почти среднего состава составляют среди них

37%, основные — 32, кислые, существенно игнимбритовые — 26 и конт-
растные — 5%.

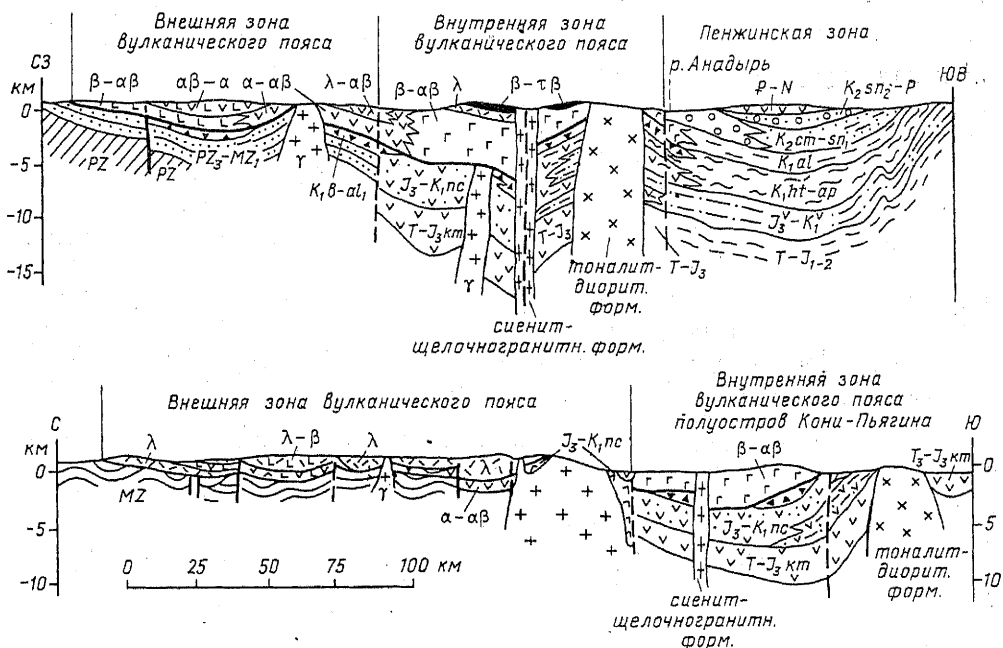


Рис. 82. Схематические разрезы через северную и среднюю части Охотско-Чукотского вулканического пояса (по В. Ф. Белому, 1978, с упрощениями)

Разрезы комплекса существенно различаются во внешней и внутренней зонах и в меньшей мере — в разных их сегментах. Во внешней зоне преобладают вулканы среднего (андезиты с подчиненными андезитобазальтами) и кислого (липаритодацитовые игнимбриты) состава, а в верхах разреза появляются контрастные трахилипарит-базальтовые формации. Во внутренней зоне, напротив, доминируют лавы и пирокластолиты основного состава (базальты и андезитобазальты), а в верхах появляются липаритовые игнимбриты, субщелочные базальты, трахибазальты. В обеих зонах в верхах разреза несколько повышается щелочность вулканитов. Преобладание кислых и средних вулканитов во внешней зоне, видимо, связано с наличием более мощной континентальной коры, в которой в эпоху формирования пояса существовали анатектические очаги, тогда как во внутренней зоне с более тонкой, растянутой и проницаемой корой большая часть магмы поступала из мантийных очагов. С вулканитами тесно связаны интрузивные массивы типа батолитов и штоков, занимающие до 20% площади пояса. Во внешней зоне распространены интрузивы гранодиорит-гранитной формации (диориты, гранодиориты, граниты, лейкократовые граниты), комагматичной с кислыми игнимбритовыми формациями, а во внутренней — диорит-тоналитовой формации (габбро, диориты, тоналиты, плагиограниты), являющейся продуктом дифференциации и контаминации базальтовой магмы. Обе формации во времени близки к прорываемым ими вулканитам и датируются концом альба — первой половиной позднего мела. В обеих зонах присутствуют также более молодые тела субщелочной сиенит-диорит-щелочногранитной формации.

Залегание вулканического комплекса осложняется густой сетью крутых различно ориентированных разломов, превращающих поля его распространения в мозаику грабенов и горстов, а также наличием обширных вулканотектонических депрессий и кальдер (субизометричных во внешней и удлиненных во внутренней зоне пояса), возникавших над внутрикоровыми очагами кислой магмы при их опорожнении. Развитие вулканотектонических структур нередко было связано со становлением массивов гранитоидов.

Формирование вулканоплутонического пояса было обусловлено интенсивным разогревом верхов мантии и коры в полосе сочленения Тихоокеанского подвижного пояса и Верхояно-Чукотской области на завершающей, протоорогенной стадии ее геосинклинального развития. Главными каналами для подъема тепла и летучих веществ служили разделяющие эти области глубинный шов и отходящие от него в глубь Верхояно-Чукотской области глубокие разломы. По мнению некоторых геологов, вулканический пояс возник на активной континентальной окраине андийского типа над гипотетической, наклоненной к северо-западу палеозоной Беньофа.

В палеогене и неогене территория пояса находилась в относительно спокойном состоянии и подвергалась денудации. В плиоцене-антропогене она была активизирована и испытала глыбовые поднятия умеренной амплитуды, а юго-восточный фланг пояса подвергся раздроблению и обрушению, был частично погребен под континентальными отложениями, выполняющими ряд грабенообразных впадин в районе Магадана, и скрыт под водами прибрежных зон Охотского и Берингова морей.

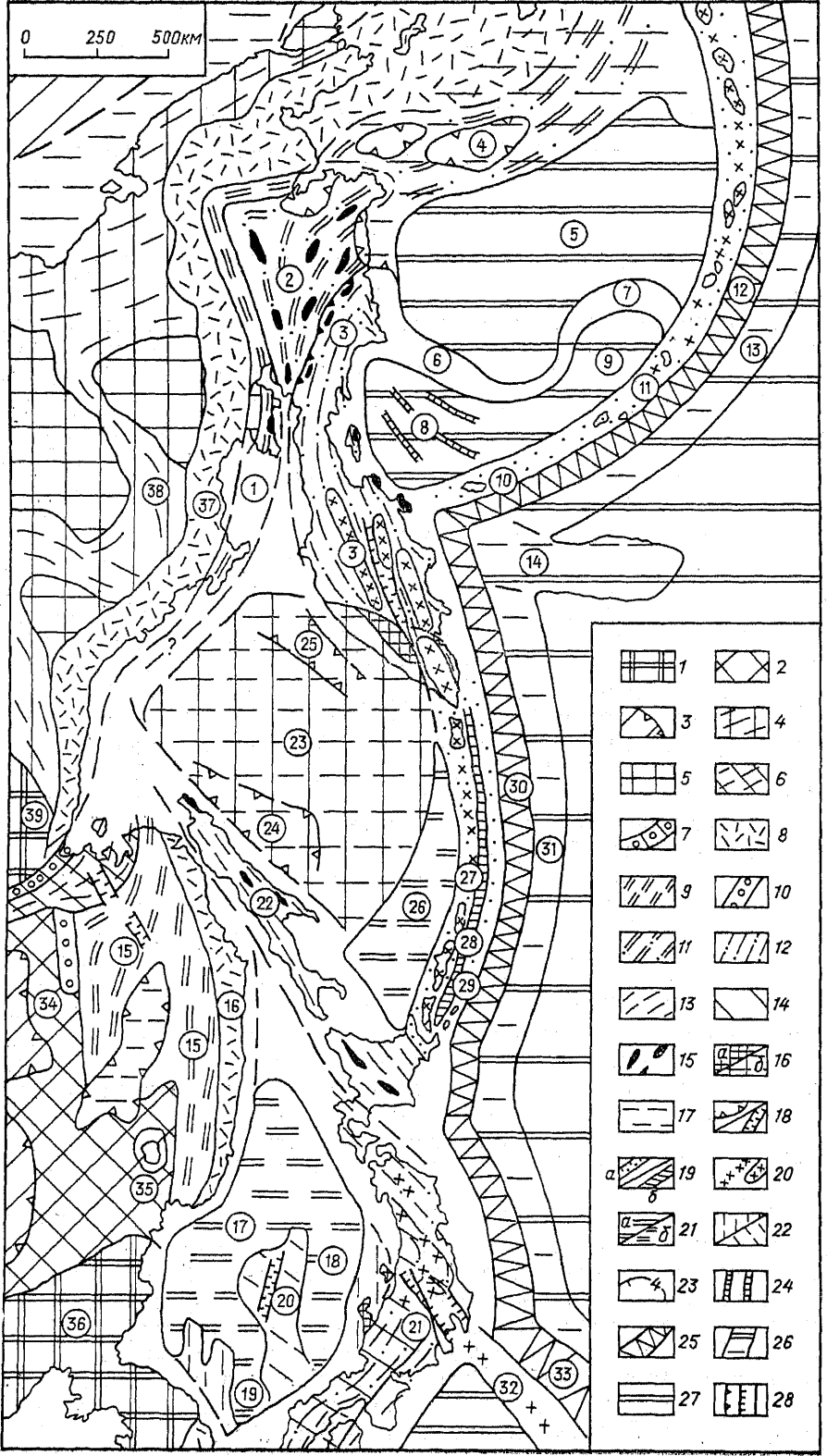
С кислыми вулканитами внешней зоны Охотско-Чукотского пояса в основном связана серебряная и золото-селенидо-серебряная, а с основными вулканитами — золотая и золото-серебряно-теллуридная минерализация. С меловыми эффузивами ассоциируются также ртуть, сурьма, медь, олово, флюорит, самородная сера, а с гранитоидами — месторождения молибдена, вольфрама, свинца и цинка.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РАЙОНИРОВАНИЕ

Тихоокеанский подвижный пояс, к северо-западной части которого принадлежат дальневосточные районы России и ложе омывающих их окраинных морей, в отличие от Урало-Монгольского и Средиземноморского, на всем своем протяжении является окраинно-континентальным и отделяет окаймляющие его с разных сторон древние платформы — Сибирскую, Китайскую, Австралийскую, Антарктическую, Южно-Северо-Американскую — от расположенной внутри него самой обширной области Земли с корой океанического типа — ложа Тихого океана. В отличие от Урало-Монгольского подвижного пояса, где геосинклинальный мегаэтап повсеместно завершился в палеозое и частично в мезозое, и Средиземноморского, где он также либо закончился, либо близок к завершению, на всем протяжении западной половины Тихоокеанского пояса геосинклинальный процесс еще продолжается, хотя отдельные его области и зоны уже вступили в постгеосинклинальный мегаэтап эволюции.

В отличие от подвижных поясов и их областей, тяготеющих к Атлантическому океану, где отчетливо выражены каледонский, герцинский и альпийский геотектонические циклы, в северной части Тихоокеанского пояса проявились циклы, завершившиеся в начале раннего палеозоя (салаирский), в мезозое, и еще не заверченный кайнозойский цикл. В ряде областей Тихоокеанского пояса широко распространены позднедокембрийские, палеозойские, мезозойские, а местами и кайнозойские офиолитовые ассоциации. Это связано с тем, что в его пределах значительно большую роль, чем в интраконтинентальных подвижных поясах, играли принадлежавшие к окраинам Тихого океана зоны с корой океанического типа, на которых закладывались геосинклинальные прогибы. Развитие Тихоокеанского пояса в позднем мезозое и кайнозое сопровождалось мощными проявлениями вулканизма и гранитоидного плутонизма, приуроченными к протяженным вулканоплутоническим поясам, а также вулканоактивным островным дугам. Для мезозойской эндогенной металлогении этого пояса характерны многочисленные, в том числе крупнейшие, месторождения золота и олова, а для кайнозойской — месторождения меди. В поперечном сечении Тихоокеанский пояс резко асимметричен. В его западной половине, к востоку от древних платформ Евразии и Австралии, мы наблюдаем (с некоторыми вариациями) такую последовательность тектонических зон: палеозойские или мезозойские складчатые области, котловины окраинных морей (в том числе их глубоководные зоны), кайнозойские складчатые сооружения или современные островные дуги, глубоководные желоба и окраинно-океанические валы, переходящие в ложе Тихого океана. От оси глубоководных желобов уходят до глубин 500—600 км наклоненные под окраину континента Азия сейсмофокальные зоны (или зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа).



Рассматриваемая часть Тихоокеанского пояса граничит на северо-западе с Верхояно-Чукотской позднекиммерийской складчатой областью и на небольшом участке — с Алдано-Становым щитом Сибирской платформы по глубинному шву, скрытому под меловыми эффузивами Охотско-Чукотского вулканического пояса (рис. 83). В самой западной части Охотского моря с Тихоокеанским поясом непосредственно смыкается восточное окончание восточного, Забайкало-Охотского, сегмента Урало-Монгольского пояса. Южнее Тихоокеанский пояс граничит на западе с Буреино-Дунбэйской метаплатформенной областью, а в районе южной части Японского моря — с Китайской (Китайско-Корейской) древней платформой.

Непосредственно к юго-востоку от Охотско-Чукотского вулканического пояса простирается позднемезозойская (среднемеловая) Кони-Тайгоноская складчатая зона с заключенным внутри нее небольшим Тайгоносским массивом, южное подводное продолжение которой, возможно, смыкается с окончанием Урало-Монгольского пояса или с Си-

Рис. 83. Схема тектонического строения северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса:

1 — щиты древних платформ; 2 — выступы складчатого основания метаплатформенных областей; 3 — их чехол; 4 — складчатые системы Верхояно-Чукотской позднекиммерийской области; 5 — срединные массивы в этой области; 6 — Приохотский сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса; 7 — его краевой прогиб; 8 — позднемезозойские вулканические пояса; 9—25 — Тихоокеанский подвижный пояс; 9 — складчатые системы, геосинклинальное развитие которых завершилось в начале позднего мела, 10 — их краевые прогибы, 11 — покровно-складчатые системы, геосинклинальное развитие которых завершилось в конце мела — раннем палеогене, 12 — то же, в миоцене, 13 — то же, в плиоцене, 14 — мезозойские (киммерийские) складчатые системы, регенерированные в кайнозое, 15 — выходы пород офиолитовой ассоциации, 16 — выступы докембрийского фундамента срединных массивов (а) и их опущенные участки, покрытые чехлом (б), 17 — покрытые чехлом участки мезозойских и раннекайнозойских складчатых систем, 18 — впадины (а) и грабены (б), наложенные на складчатый фундамент, 19 — современные геантиклиналы (островные дуги) (а) и междуговые прогибы в двойных дугах (б), 20 — четвертичные вулканы в островных дугах и складчатых системах, 21 — глубоководные впадины окраинных морей с субокеанической корой (а) и с подвергшейся частичной деструкции утоненной континентальной корой (б), 22 — фрагменты докембрийского (а) и палеозойско-раннемезозойского (б) фундамента во впадинах окраинных морей, 23 — мощность осадочной толщи во впадинах окраинных морей, 24 — гряды (древние зоны спрединга?) во впадинах окраинных морей; 25 — глубоководные желоба; 26 — краевые валы и поднятие Обручева; 27 — глубоководные котловины; 28 — разломы взбросо-надвигового, сбросового типа и без подразделения.

Цифрами в кружках обозначены: 1 — Кони-Тайгоноская складчатая зона; 2 — складчато-покровная система Корякского нагорья; 3 — Олюторско-Камчатская складчатая система; 4 — Наваринская впадина; 5 — Алеутская глубоководная впадина; 6—7 — островная дуга Ширшова — Бауэрс; 8 — Командорская глубоководная впадина; 9 — впадина Бауэрс; 10—11 — Командорско-Алеутская островная дуга; 12 — Алеутский желоб; 13 — Алеутский краевой вал; 14 — поднятие Обручева; 15 — Сихотэ-Алинская складчатая область; 16 — Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 17 — Центральная Япономорская впадина; 18 — впадина Хонсю; 19 — Цусимская впадина; 20 — поднятие Ямато; 21 — складчатое сооружение Хонсю; 22 — Сахалинское складчатое сооружение; 23 — Охотоморский массив; 24 — впадина Дерюгина; 25 — впадина Тинро; 26 — Южно-Охотская (Курильская) глубоководная впадина; 27 — Большебуринская островная дуга; 28 — междуговой прогиб Витязя; 29 — Малокурильская островная дуга; 30 — Курило-Камчатский желоб; 31 — вал Зенкевича; 32 — островная дуга Идзу — Бонин; 33 — желоб Идзу — Бонин; 34 — Буреинский метаплатформенный массив; 35 — Ханкайский метаплатформенный массив; 36 — Китайско-Корейская платформа; 37 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 38 — Верхояно-Чукотская складчатая область; 39 — Алдано-Становой щит

хотэ-Алинской позднемезозойской складчатой системой. На восточный фланг последней в сеноне был наложен Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс, развитие которого продолжалось в палеогене и миоцене. К северной части Кони-Тайгоносской зоны с востока примыкает Коряжская покровно-складчатая система, образовавшаяся в конце мела — начале палеогена на месте геосинклинали, заложенной в раннем палеозое на коре океанического типа.

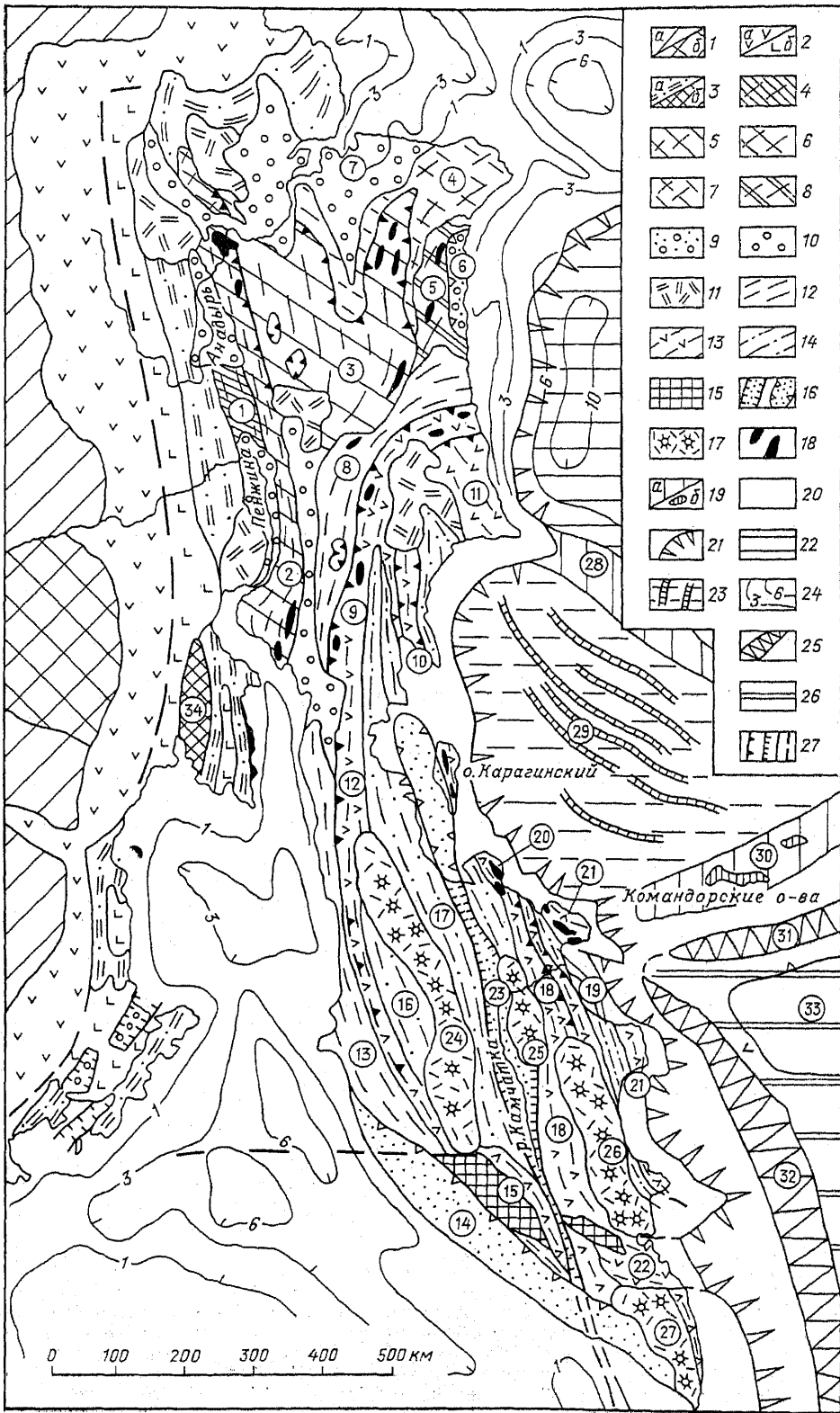
Выполненный кайнозойскими отложениями Татарский прогиб отделяет Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс от кайнозойского складчатого сооружения о. Сахалин, возникшего в итоге развития Сахалин-Хоккайдской геосинклинальной системы, вырождающейся к северу от Сахалина. К востоку от Кони-Тайгоносской и Сахалинской складчатых зон расположен обширный гипотетический Охотоморский срединный массив. Кайнозойское складчатое сооружение Камчатки с его северным продолжением — Олюторской зоной — в основном возникло на месте эвгеосинклинали, развитие которой прослеживается с позднемеловой эпохи. В конце кайнозоя в центральной и восточной зонах Камчатского сооружения возникло несколько вулканических поясов, восточный из которых продолжается в виде Курильской островной дуги, достигающей на юго-западе сооружения о. Хоккайдо. С северо-запада к Курильской дуге примыкает Южно-Охотская (Курильская) глубоководная впадина, а с юго-востока — Курило-Камчатский глубоководный желоб, граничащий на востоке с ложем Тихого океана.

К Коряжской и северной части Камчатско-Олюторской складчатой системы прилегает с востока глубоководная впадина Берингова моря с субокеанической корой, отделенная от ложа Тихого океана Алеутско-Командорской островной дугой и Алеутским глубоководным желобом. К югу от южной части Сихотэалинской системы и Корейского щита Китайской платформы расположена глубоководная впадина Японского моря. С юго-востока ее обрамляет позднекимерийское, но сильно переработанное альпийскими движениями и надстроенное молодыми вулканами складчатое сооружение Японских островов. Северная его часть ограничена с востока глубоководным желобом Хонсю.

Мы рассмотрим строение северо-западной части Тихоокеанского пояса, условно разделив его на два сегмента: северный — Коряжско-Камчатский (с прилегающей впадиной Берингова моря и Командорско-Алеутской островной дугой) и южный — Сихотэалинско-Курильский (с прилегающими впадинами Охотского и Японского морей).

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ КОНИ-ТАЙГОНОССКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Эта узкая складчатая зона, возникшая в середине мела, слагает основание внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса и частично обнажается к востоку от него на п-овах Кони, Тайгонос и северо-восточнее Пенжинской губы. К юго-западу от Магадана она либо выклинивается, либо продолжается под западной частью дна Охотского моря, смыкаясь в районе Шантарских островов с восточным концом Урало-Монгольского складчатого пояса или с Сихотэ-Алинской складчатой системой. На северо-западе она граничит по погребенному под меловыми вулканитами Охотско-Чукотского пояса глубинному шву с Верхояно-Чукотской складчатой областью, на юго-востоке — с Коряжской покровно-складчатой системой, а южнее — с гипотетическим Охотоморским срединным массивом (рис. 84).



См. подпись на обороте

На наиболее изученном участке зоны — п-ове Тайгонос — в ее структуре с северо-запада на юго-восток выделяются небольшой Тайгоносский срединный массив, сложенный в основном метаморфическим комплексом архея, асимметричный Северо-Тайгоносский синклинорий, выполненный терригенно-вулканогенными толщами триаса — нижнего мела, и узкий Южно-Тайгоносский антиклинорий, сложенный из интенсивно смятых толщ палеозоя и мезозоя, с интрузиями гранитоидов и протрузиями гипербазитов, который возник на границе зон с корой континентального и океанического типов (рис. 85). Более северные и южные участки зоны построены принципиально сходно с Тайгоносским, за исключением отсутствия в них выступов докембрия. Кони-Тайгоносская зона обладает зрелой континентальной корой мощностью до 35—40 км. К ее юго-восточному краю приурочены крупные линейные максимумы геомагнитного поля.

Архейский метаморфический комплекс Тайгоносского массива, служащего восточным продолжением Омолонского, сложен гранат-биотитовыми, плагиоклазовыми гнейсами, гиперстеновыми сланцами и ам-

Рис. 84. Схема тектонического строения Кони-Тайгоносской, Коряжской, Олюторско-Камчатской складчатых систем:

1 — Верхояно-Чукотская среднемезозойская (позднекеммерийская) складчатая область: а — складчатые зоны, б — срединные массивы; 2 — Охотско-Чукотский вулканический пояс: а — внешняя зона (наложенная на область 1), б — внутренняя зона (в пределах системы 3); 3—19 — Тихоокеанский подвижный пояс: 3 — Кони-Тайгоносская позднемеозойская складчатая зона (а) и Тайгоносский блок дорифейского фундамента в ней (б); 4—9 — позднемеозойско-раннекайнозойская покровно-складчатая система Коряжского нагорья: 4 — Пенжинская зона, 5 — Таловско-Пекульнейская зона и связанные с ней аллохтонные блоки, 6 — Алганско-Майницкая зона, 7 — Алякватаямская зона, 8 — Эконайская зона, 9 — Нижнехатырский кайнозойский прогиб; 10 — неоген-четвертичные наложенные впадины в Кони-Тайгоносской зоне и Коряжской системе; 11 — позднекайнозойские наземные вулканические покровы в них и Олюторской зоне; 12—17 — Олюторско-Камчатская кайнозойская складчатая система: 12 — Укелятская зона и ее продолжение на Камчатке, 13 — поднятия в Олюторской зоне, в основном сложенные верхним мелом — нижним эоценом, и их продолжение на Камчатке, 14 — прогибы в Олюторской зоне, в основном выполненные верхним эоценом — плиоценом, и их продолжение на Камчатке, 15 — выступы докембрийского и палеозойского метаморфического фундамента на юге Камчатки, 16 — плиоцен-четвертичные впадины и грабены, 17 — плиоцен-четвертичные наземные вулканические покровы и крупные вулканы; 18 — выходы пород офиолитовой ассоциации в Коряжской и Камчатско-Олюторской системах; 19 — островные дуги (а) и выходы кайнозойских осадочно-вулканогенных образований на островах (б); 20—26 — структуры дна морей и океана; 20 — кайнозойский чехол на разновозрастном складчатом фундаменте в пределах шельфа, 21 — континентальный склон, 22 — глубоководные впадины окраинных морей с мезозойской корой субокеанического типа, 23 — то же, с кайнозойской корой субокеанического типа и отмершие зоны спрединга (?), в них, 24 — стратонизогипсы подошвы осадочной толщи, 25 — глубоководные желоба, 26 — окраинно-океанические валы и поднятия; 27 — разрывы покровно-надвигового, сбросового типа, без разделения и погребенные. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Пенжинская зона; 2 — Таловско-Пекульнейская зона; 3 — Алганско-Майницкая зона; 4 — Алякватаямская зона; 5 — Эконайская зона; 6 — Хатырский прогиб; 7 — Анадырская впадина; 8 — Укелятская зона; 9 — Западно-Олюторское поднятие; 10 — Говенское поднятие; 11 — поднятие Олюторского хребта; 12 — Лесновское поднятие; 13 — Тигильское поднятие; 14 — Большерецкий прогиб; 15 — поднятие Срединного хребта Камчатки; 16 — Паланско-Воямпольский прогиб; 17 — Центральнокамчатский (Камчатско-Литкинский) прогиб; 18 — Восточно-Камчатский горст-антиклинорий; 19 — Тюшевский прогиб; 20 — поднятие п-ова Озерного; 21 — зона поднятий восточных полуостровов; 22 — Малкинско-Петропавловская зона поперечных дислокаций; 23 — Срединно-Камчатский грабен; 24 — Срединно-Камчатская вулканическая зона; 25 — то же, Ключевская; 26 — то же, Восточно-Камчатская; 27 — то же, Южно-Камчатская; 28 — подводное поднятие (островная дуга) Ширшова; 29 — Командорская глубоководная впадина; 30 — Командоро-Алеутская островная дуга; 31 — Алеутский желоб; 32 — Курило-Камчатский желоб; 33 — поднятие Обручева; 34 — Тайгоносский массив

фиболитами (более 4 км) с возрастом метаморфизма 2,7—2,8 млрд лет. Чехол массива образуют несогласно залегающие кварциты, известняки и филлиты рифея. В отдельных блоках обнажаются слабометаморфизованные нижне-среднепалеозойские терригенно-кремнистые и вулканогенные образования (до 3 км). Шире распространены мощный (до 10—12 км) эвгеосинклинальный комплекс верхнепермского, триасового и юрского возраста из циклически построенных толщ морских, терригенных и глинисто-кремнистых терригенных отложений, а также лав и туфов андезитобазальтов, андезитов и дацитов. Выше залегают вулканогенно-молассовые морские и континентальные толщи нижнего мела (до 3—5 км), сложенные чередованием продуктов наземных извержений (от липаритовых игнимбритов до туфов и лав андезитов и базальтов) и конгломерато-песчано-глинистых, частично угленосных отложений. Разрез венчает лавовая толща контрастного базальт-липаритового состава, коррелируемая с альб-сенноманскими вулканитами внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса. После ее накопления Кони-Тайгоноская зона подверглась сжатию, приобрела линейную складчато-надвиговую структуру с юго-восточной вергентностью и была прорвана интрузиями габбро-диорит-гранитного и граносиенитового состава.

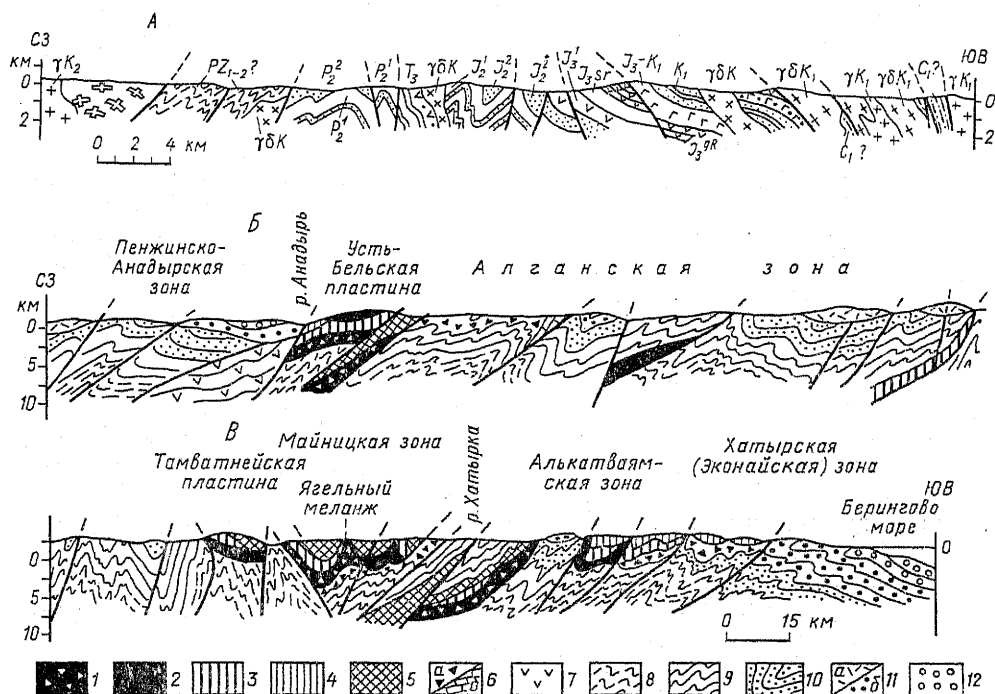


Рис. 85. Геологические разрезы: А — п-ова Тайгонос (по Г. Е. Некрасову, 1976);

Б и В — Корякского нагорья (по С. М. Тильману и др., 1980):

1 — серпентинитовый меланж; 2 — ультрабазиты; 3 — габбро-плагиогранитный комплекс; 4 — палеозойские кремнисто-вулканогенные образования; 5 — то же, мезозойские; 6 — олистостромы (а) и олистоплаки (б) известняков; 7 — нижнемезозойский туфогенно-терригенный комплекс; 8 — верхнеюрско-нижнемеловой терригенный комплекс; 9 — альб-туронский флишевый (с олистостромами) комплекс; 10 — сенонский флишевый (местами нижнемолассовый) комплекс; 11 — палеогеновый эффузивный (а) и терригенный (б) комплексы; 12 — неогеновые терригенные отложения

ЛАРАМИЙСКАЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Корякское нагорье привлекает в последнее время интерес исследователей как складчатая система с наиболее широким, по сравнению с другими областями Дальнего Востока, развитием тектонических покровов, офиолитовых комплексов и полным отсутствием калиевых гранитоидов. Это позволяет предполагать, что она образовалась на месте талассогеосинклинальной системы, заложенной на коре океанического типа, и даже после завершающих фаз складчатости, относящихся к концу мела — палеоцену и, может быть, к началу эоцена в ней еще не сформировалась зрелая континентальная кора. Морфологически Корякское нагорье представляет среднегорную область с высотами до 1,5—2,5 км.

Изучение Корякского нагорья было начато в первые послевоенные десятилетия геологами Института геологии Арктики (Б. Х. Егизаров и др.), выделившими в ней ряд синклиналий и антиклиналий, в ядрах которых обнажается палеозой. Последующие исследования С. М. Тильмана, Н. А. Богданова, С. В. Руженцева, С. Д. Соколова и других привели к выводам о шарьяжно-складчатой структуре нагорья, в которой тектонически совмещены образования различных первоначально далеко отстоящих одна от другой структурно-формационных зон («террейнов»), и большой роли разновозрастных офиолитовых ассоциаций.

На северо-западе и севере Корякская покровно-складчатая система граничит с Кони-Тайгоносской складчатой зоной, на юго-востоке — с Олюторской кайнозойской складчатой зоной, а на востоке погружается под кайнозойские осадки шельфа Берингова моря. В юго-западном направлении Корякская система сужается от 400 до 100 км и под северной частью Охотского моря, возможно, выклинивается (см. рис. 84 и 85). В понимании тектонического строения Корякской системы остается много дискуссионных вопросов. Вдоль ее границы с Кони-Тайгоносской зоной простирается самая внешняя, Пенжинско-Анадырская зона, которая может рассматриваться как краевой, Предкорякский прогиб, выполненный ниже- и верхнемеловыми терригенными и туфогенными морскими отложениями, а в верхах разреза — прибрежными и континентальными молассами. Этот комплекс смят в складки, вероятно, возникшие в палеоцене, и несогласно перекрыт слабдеформированными континентальными и прибрежными терригенными и вулканокластическими третичными и четвертичными отложениями (2—3 км), выполняющими ряд наложенных впадин — Пенжинскую, Анадырскую и другие, а также наземными вулканическими покровами того же возраста. К юго-востоку от Пенжинской зоны С. Д. Соколовым и другими выделяются 4 зоны сложного покровно-чешуйчатого строения, включающие наряду с различными мезозойскими образованиями пластины и блоки палеозойских отложений и пород нескольких офиолитовых ассоциаций.

Более западные зоны надвинуты на более восточные, и их сближение и горизонтальное сжатие сопровождалось общим относительным смещением масс в юго-восточном направлении. В сложении тектонических чешуй самой западной — узкой прямолинейной Таловско-Пекульнейской — зоны участвуют габбро-гипербазитовый комплекс, серпентинитовый меланж, вулканогенно-осадочные образования девона и карбона, а также туфо-терригенные отложения юры и нижнего мела, слагающие самые нижние чешуи. Несогласно залегающий неавтох-

тонный комплекс сложен верхнесенонско-датской молассой. Эта зона надвинута на гораздо более широкую, но суживающуюся к юго-западу Алганско-Майницкую зону, представляющую сложный пакет тектонических пластин. Нижнюю часть ее аллохтонного комплекса образует серпентинитовый меланж, включающий блоки гипербазитов, габбро, плагиогранитов, амфиболитов, метаморфических сланцев, различных пород палеозоя, триаса и юры. На нем трансгрессивно залегают титон-неокомские отложения, обладающие складчато-чешуйчатой структурой. Эта зона надвинута по пологой шарьяжной поверхности на Алякватваамскую зону. В основании ее также обнажается серпентинитовый меланж, по набору включенных в него пород близкий к меланжу более западной зоны. В основном Алякватваамская зона сложена терригенными толщами верхней юры, нижнего и верхнего мела, образующими несколько покровных чешуй, и несогласно перекрывающим их неавтохтонным эоценовым комплексом.

Алякватваамская зона надвинута на Эконайскую зону. Ее видимое основание образует сильномятый параавтохтонный (?) позднеюрско-меловой базальт-яшмово-терригенный комплекс, тектонически перекрытый аллохтонным комплексом, состоящим из нескольких пластин. Нижняя из них сложена из туфо-терригенных и олистостромовых толщ верхней юры — нижнего мела, средние — из пород офиолитовой ассоциации, а верхняя — из вулканогенно-кремнистых пород верхнего палеозоя и триаса. Аллохтонный комплекс несогласно перекрыт неавтохтонным маастрихтским комплексом. Эконайская зона надвинута на кайнозойские отложения Нижнехатырской впадины, уходящей под дно Берингова моря, а южнее — на флишеидные сенон-палеоценовые отложения Укэлятской зоны, принадлежащей к Камчатско-Олюторской складчатой системе. К юго-западу Алякватваамская и Эконайская зоны выклиниваются.

Глубинное строение Корякской системы еще слабо изучено. Предполагается, что, хотя мощность коры достигает в ней 30 км, она имеет здесь не зрелый континентальный, а субконтинентальный характер, так как типичный гранито-метаморфический слой в ней не сформировался, и ее утолщение в основном происходило за счет надвигания одной на другую пологих пластин из коры океанического типа и мощных вулканогенно-осадочных толщ при горизонтальном сжатии.

Древнейшими образованиями, по-видимому, слагавшими меланократовый фундамент в эпоху заложения Корякской талассогеосинклинальной системы, являются породы офиолитовой ассоциации — ультрабазиты, габброиды, диабазы, подушечные базальтовые лавы, а также ассоциирующиеся с ними кремнистые, терригенные и карбонатные породы. Возраст этого фундамента, судя по присутствию в Корякском нагорье ордовикских и силурийских вулканогенно-осадочных толщ, не может быть моложе ордовикского. Пока недостаточно ясно, принадлежал ли этот меланократовый фундамент к окраине древней Тихоокеанской впадины или к зоне с новообразованной корой океанического типа, возникшей в начале палеозоя при раздвиге континентальной коры. Однако признаки былого существования последней в Корякской системе, за исключением ее северо-западной окраины (Пенжинской зоны), неизвестны.

В Корякской системе распространен также серпентинитовый меланж гораздо более молодого возраста, заключающий обломки и глыбы пород среднего, верхнего палеозоя и даже мезозоя. В составе меланжа и изолированных выходов местами присутствуют метаморфические породы зеленосланцевой и глаукофансланцевой фаций — амфибо-

ловые, хлоритовые, эпидотовые, слюдяные сланцы, кварциты и мраморы.

В западной части Корякской системы имеются выходы мраморизованных известняков и терригенных пород ордовика и силура (возможно, в виде олистолитов). Шире (но также в виде тектонических блоков и олистолитов) распространены образования девонского, каменноугольного и пермского возраста, представленные органогенными известняками, граувакками, кремнистыми породами, туффитами, туфами, а местами и лавами основного и среднего состава. Разнообразие пород указывает на сложную палеотектоническую обстановку, в которой прогибы сочетались с вулканическими грядами. Общая мощность среднего-верхнего палеозоя, вероятно, достигает нескольких километров.

Вопрос о взаимоотношениях пермских и триасовых отложений недостаточен ясен. В разрезе мезозоя выделяются 3 или 4 комплекса, разделенные перерывами и несогласиями, отвечающими фазам интенсивных деформаций. Нижнемезозойский комплекс включает отложения нижнего (?), среднего, верхнего триаса и лейаса. В северо-западной части Корякского нагорья он выражен песчано-глинистыми отложениями с подчиненными туффитами и туфами, а также олистостромовыми толщами верхнего триаса с обломками палеозойских и триасовых пород общей мощностью до 2 км. В восточной части нагорья распространены кремнистые, туфогенно-кремнистые, базальтово-кремнистые, а также вулканогенные толщи из основных и средних лав и туфов известково-щелочного ряда. Маломощные кремнистые толщи накапливались в глубоководных некомпенсированных прогибах, а вулканогенные — в островодужных зонах. Раннемезозойские терригенные отложения западной части нагорья принадлежат к бореальной зоогеографической провинции, общей с Верхояно-Чукотской областью, а кремнистые и вулканогенные отложения ее восточной части — к более теплолюбивой провинции, общей с Японией, Сахалином и Приморьем. По-видимому, отложения этих «террейнов» впоследствии испытали тектоническое сближение, однако его масштаб остается недостаточно ясным. Раннемезозойский этап завершился деформациями сжатия и поднятием, обусловившим отсутствие отложений доггера и нижней части мальма.

В поздней юре сжатие сменилось растяжением, приведшим (как и в некоторых зонах Верхояно-Чукотской области) к частичной деструкции коры субокеанического или переходного типа и раскрытию новых офиолитовых зон. Среднемезозойский комплекс, включающий отложения верхов юры (киммеридж — титон) и нижнего мела, залегает несогласно на различных образованиях, вплоть до ультрабазитов. В северо-западной части Корякского нагорья в его разрезе выделяются толщи основных лав и кремнистых пород, перекрытые толщами граувакк, а в юго-восточной — туфо-терригенные толщи и олистостромовые горизонты с обломками пород триаса, палеозоя и офиолитового комплекса (до 2 км).

В середине мела Корякская система, как и Кони-Тайгоноская зона, подверглась сжатию и поднятию, затем возобновилось погружение и в прогибах Корякской системы началось накопление верхнемеловых (сеноман — кампан), а местами также маастрихтских и палеоценовых отложений. Они выражены широко распространенными на ее территории песчано-глинистыми толщами — от континентальных (в том числе угленосных) и прибрежно-морских на северо-западе до относительно глубоководных, нередко флишеидных на юго-востоке — и подчиненными

им горизонтами кремнистых пород, туфов, гиадокластитов, базальтовых лав и олистостром. Терригенный материал сносился с Охотско-Чукотского пояса и зон внутренних поднятий.

Перед маастрихтом произошли складчато-покровные деформации, сопровождавшиеся поднятиями. В этих зонах маастрихт и палеоцен образуют самостоятельный несогласно залегающий континентально-молассовый или терригенно-вулканогенный комплекс. Общая мощность верхнего мела — палеоцена достигает 3—6 км. Перед эоценом или в раннем эоцене имела место новая фаза сжатия, завершившая формирование современной складчато-покровной структуры Корякской системы. Позднее ее большая внутренняя часть испытывала поднятие, а в ее периферических зонах на гетерогенном фундаменте заложилась Пенжинская, Анадырская, Нижнехатырская и другие впадины, заполнявшиеся верхнепалеогеновыми, неогеновыми и четвертичными континентальными, а на востоке также мелководно-морскими молассовыми терригенными отложениями, а также диатомитами, туфами и лавами. Наземные излияния андезитобазальтов, андезитов и липаритов происходили кое-где и во внутренней, приподнятой части Корякской системы. В Анадырской и Нижнехатырской впадинах проявилась последняя, предсреднемиоценовая, фаза складкообразования.

Таким образом, длительное развитие Корякской геосинклинальной системы, заложенной в раннем палеозое на коре океанического типа, неоднократно осложнялось фазами сжатия, формирования пологих надвигов и офиолитовых аллохтонов с общим смещением масс к юго-востоку (в средней — начале поздней юры, середине и конце мела), сменяющимися фазами растяжения и частичной деструкции коры. Завершающие фазы сжатия имели место в начале эоцена и перед средним миоценом. С конца мела Корякская система вступила в раннеорогенную, а со среднего миоцена — в позднеорогенную стадию, которой сопутствовали местами неогеновые извержения.

Полезные ископаемые Корякской системы недостаточно изучены. В отложениях верхов мела и палеогена на побережье Анадырского залива имеются месторождения каменных и бурых углей. С кайнозойскими отложениями Анадырской и Нижнехатырской впадин и их продолжений под шельфом Берингова моря связаны перспективы нефтегазоносности. К выходам офиолитового комплекса приурочены проявления хрома, никеля, кобальта и асбеста.

КАЙНОЗОЙСКАЯ КАМЧАТСКО-ОЛЮТОРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта система, охватывающая юго-восточную часть Корякского нагорья, п-ов Камчатка и разделяющий их самый западный мелководный участок Берингова моря, простирается в юго-западном направлении на 1600 км при ширине 250—400 км. Ее современная складчато-надвиговая структура в основном была сформирована в позднем миоцене, что позволяет считать Камчатско-Олюторскую складчатую систему кайнозойской.

Северная часть системы характеризуется среднегорным гляциально-эрозионным рельефом. Среднюю ее часть занимают низкогорный перешеек, связывающий п-ов Камчатка с континентом, гористый о. Карагинский и разделяющий их пролив Литке. В южной, собственно камчатской ее части выделяются два среднегорных хребта — Средний и Восточный, — разделенные узкой центральной депрессией с приу-

роченной к ней продольной долиной р. Камчатки. Вдоль западного побережья полуострова протягивается Западно-Камчатская низменность. Своеобразие рельефу Камчатки придают многочисленные действующие и потухшие вулканы, группирующиеся в 4 продольные цепи.

Первые данные о природе Камчатки были получены С. Крашенинниковым в середине XVIII в. Ее геологическое изучение было начато в конце XIX в. К. Дитмаром и К. И. Богдановичем. По инициативе Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и А. Н. Заварицкого в предвоенные годы началось исследование современного и новейшего вулканизма Камчатки. Большой вклад в него внесли В. И. Влодавец, Г. С. Горшков, Б. И. Пийп, А. Е. Святловский, С. А. Федотов. Здесь была основана вулканологическая станция (ныне Институт вулканологии).

Тектоническое строение и развитие Камчатки рассматривались Г. М. Власовым, В. К. Ротманом, Г. С. Гнибиденко, В. И. Марахановым и С. В. Потапьевым, а в последние годы — М. Н. Шапиро, В. А. Ермаковым, А. Е. Шанцером и В. И. Шульдинером.

В тектоническом строении Камчатско-Олюторской системы участвуют три структурных этажа — доверхнемеловой метаморфический фундамент, мел-миоценовый геосинклинальный складчатый этаж и плиоцен-четвертичный постгеосинклинальный этаж, рассматриваемый в качестве орогенного или рифтогенного (см. рис. 84). Метаморфический фундамент на юго-западе Камчатки выражен глубокометаморфизованными породами докембрия (в том числе архея) и менее метаморфизованными — палеозоя, юры и нижнего мела, а на северо-востоке Камчатки местами обнажаются меланократовый фундамент, аналогичный таковому Корякской системы. Геосинклинальный складчатый этаж подразделяется на три подэтажа, разделенных перерывами и несогласиями. Почти повсеместно распространенный нижний подэтаж, в основном отвечающий верхнему мелу, выражен в западной части системы мощными терригенными, а в ее большей восточной части — существенно вулканогенными образованиями. Средний подэтаж (верхний палеоцен — нижний эоцен) развит ограниченно, а верхний подэтаж (верхняя часть эоцена — миоцен) сложен широко распространенными морскими и континентальными терригенными и вулканическими образованиями. Несогласно залегающий, почти не деформированный плиоцен-четвертичный этаж, сильно маскирующий структуру доплиоценовых комплексов, выражен континентальными осадками и вулканитами, приуроченными в основном к грабенообразным впадинам и цепям молодых вулканов.

Продольная тектоническая зональность выражена в наличии ряда дугообразно выпуклых к северо-западу формационных и структурных зон. Поперечная зональность проявляется в наличии четырех сегментов — Олюторского (относительно приподнятого), Северо-Камчатского (относительно опущенного в восточных зонах), Среднекамчатского (относительно опущенного в центральных зонах) и наиболее приподнятого, с выступами докембрийского фундамента Южно-Камчатского.

В Олюторском сегменте выделяются две зоны, продолжающиеся на юг в пределы Камчатки — Укеляятская, сложенная терригенными флишеидными отложениями сенона и палеоцена, и более восточная Олюторская. На Укеляятскую зону с северо-запада надвинуты разные зоны Корякской системы, а с юго-востока — Олюторская зона. Она состоит из нескольких расходящихся к югу поднятий, сложенных вулканогенно-кремнистыми толщами верхнего мела — палеоцена и обладающих покровно-складчатой структурой, в которой участвуют аллохтонные чешуи офиолитового комплекса. Два западных поднятия продол-

жаются к юго-западу в антиклинориях Западной и Восточной Камчатки, а южным продолжением восточного (поднятия Олюторского хребта) служит подводный хребет Ширшова. Западный из разделяющих их прогибов, выполненных туфо-терригенными флишоидными отложениями палеогена и миоцена, продолжается к юго-западу в структурах Центральнокамчатского синклинория, а восточный, расширяясь к югу, вливается в глубоководную Командорскую впадину Берингова моря. Складчатые структуры Олюторского сегмента несогласно перекрываются субгоризонтально залегающими молассами верхнего миоцена и плиоцена и покровами нижнечетвертичных вулканитов.

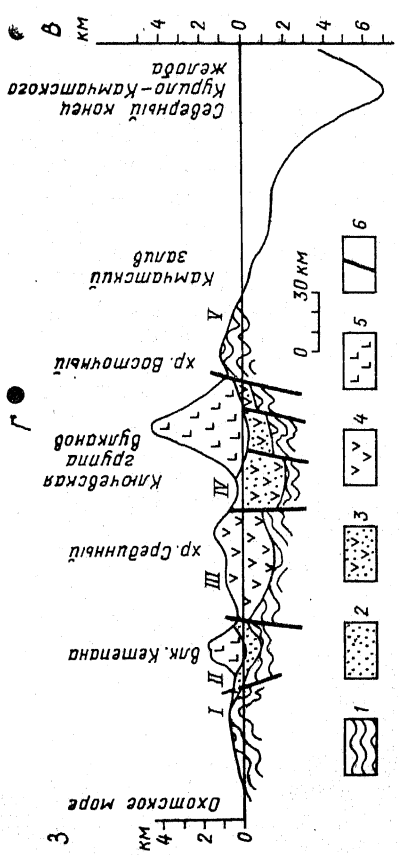
В структуре доплиоценового складчатого основания п-ова Камчатка выделяются Западно- и Восточно-Камчатская антиклинальные и разделяющая их Центральнокамчатская синклиналиная зона. В северном сегменте Камчатки Западно-Камчатская антиклинальная зона выражена Лесновским антиклинорием, в структуре которого различаются два верхнемеловых комплекса — автохтонный терригенный (на южном продолжении Укеляятской зоны) и надвинутый на него в палеоцене с востока аллохтонный кремнисто-вулканогенный. В миоцене верхнемеловые образования вместе с несогласно перекрывающими их палеогеновыми были прорваны гранитоидами, смяты в складки и нарушены взбросо-надвидами. В западной части среднего сегмента Лесновский антиклинорий кулисно подставляется Тигильским, сложенным существенно терригенными отложениями верхнего мела — миоцена. В южном сегменте на его продолжении расположено глыбовое поднятие Срединного хребта (Малкинский хребет), сложенное метаморфическими толщами докембрия и несогласно перекрывающими их пологозалегающими палеозойскими и верхнемеловыми образованиями (рис. 86). На погребенное западное продолжение Малкинского блока, возможно, первоначально связанного с Охотоморским срединным массивом, в кайнозое была наложена Западно-Камчатская впадина.

Центральнокамчатская синклиналиная зона, выполненная палеогеновыми и миоценовыми отложениями, достигает в среднем сегменте Камчатки ширины 200 км и резко сужается в южном. Ее складчатая структура сильно замаскирована наложенными палеоцен-четвертичными грабенами и вулканическими постройками. Вдоль оси зоны проходит Центральнокамчатский глубинный разлом. Восточно-Камчатская антиклинальная зона сложена верхнемеловыми, палеогеновыми и отчасти ниже-среднемиоценовыми вулканогенными, а в верхней части разреза — также терригенными образованиями, обладающими сложной складчато-чешуйчатой структурой (с надвиганием масс к востоку), сформированной в течение раннепалеогеновой и позднемиоценовой фаз сжатия. В строении некоторых чешуй (на о. Карагинский, п-ове Озерном) участвуют породы позднедокембрийского (?) меланократового фундамента. В южной части зоны структуры приобретают юго-восточное простирание. Здесь в небольшом Ганальском блоке обнажается метаморфический архейский (?) фундамент. Узкий Тюшевский прогиб отделяет эту зону на востоке от частично выступающего из-под вод Тихого океана антиклинория Восточных полуостровов, сложенного породами меланократового фундамента, верхнего мела и палеогена.

Плиоцен-четвертичная структура Камчатки формировалась в обстановке некоторого горизонтального растяжения, подвижек по разломам сбросо-сдвигового типа, обособивших ряд горстов, грабенов и односторонне наклоненных блоков, и мощного наземного существенно базальтового и андезитобазальтового вулканизма. Мы охарактеризуем ее при рассмотрении новейших образований региона.

Рис. 86. Геологические разрезы Камчатки:

А — Восточная Камчатка на широте Кроноцкого полуострова (по М. Н. Шапиро и В. А. Селиверстову, 1976); Б — южная часть Срединного хребта (по А. И. Ханчуку, 1987): 1—2 — кайнозой; 3 — песчаники и конгломераты, 2 — дациты и туфы; 4—5 — меловая система, песчаники и глинистые сланцы; 6 — средний-верхний палеозой, малкинская серия; 7 — метатеррилиты и метабазалты, 5 — метасадочные породы; 8 — позднепалеозойско-мезозойские тоналиты; В — восточная часть о. Карагинский (1) и северная часть хр. Кумроч (II) (по М. И. Шапиро и др., 1984); 1 — неоген; 2—4 — мел — палеоген о. Карагинский (2 — алевролит-аргиллитовая толща, 3 — кремнисто-аргиллитовая толща, 4 — хнхлонайская свита); 5—7 — маастрихт — данный хр. Кумроч (5 — грубообломочные туфы и лавы и мелкообломочные туфы; 6 — грубозернистые песчаники; 7 — кремнистые аргиллиты и кремни); 8 — домаастрихтские верхне-меловые отложения; 9 — гипербазиты и габброиды; 10 — разрывные нарушения; Г — принципиальный схематический разрез (по А. Е. Шанцеру, 1987): 1 — мел-палеогеновый фундамент; 2 — осадочные формации позднего кайнозоя; 3 — то же, вулканогенно-осадочные; 4 — то же, вулканогенно-осадочные; 5 — крупные четвертичные вулканы; 6 — разломы. I — Тигильское поднятие, II — Паланско-Воямпольский прогиб, III — Срединный вулкано-Воямпольский прогиб, IV — Восточно-Камчатский горст-антиклинарий



разрез через основные новейшие структуры Камчатки (по А. Е. Шанцеру, 1987): 1 — мел-палеогеновый фундамент; 2 — осадочные формации позднего кайнозоя; 3 — то же, вулканогенно-осадочные; 4 — то же, вулканогенно-осадочные; 5 — крупные четвертичные вулканы; 6 — разломы. I — Тигильское поднятие, II — Паланско-Воямпольский прогиб, III — Срединный вулкано-Воямпольский прогиб, IV — Восточно-Камчатский горст-антиклинарий

Мощность коры на Камчатке достигает 35—42 км, а в Олюторской зоне снижается до 30 км. Наиболее зрелой континентальной корой обладает юго-западная часть Камчатско-Олюторской системы, а в ее средней и северо-восточной частях процесс формирования «гранитно-метаморфического слоя» еще не завершился, и «вулканогенно-осадочный слой» может в них подстилаться «сланцево-базитовым», «гранулитогаббровым» и петрофизическими слоями с v_p около 6,6—6,7 и 7,1—7,2 км/с.

В геомагнитном поле западной части системы выделяется широкая полоса отрицательных аномалий, обусловленных мощными толщами немагнитных терригенных мел-кайнозойских отложений, а на юге — приподнятым положением гнейсового фундамента. В средней и восточной частях системы прослеживаются продольные зоны геомагнитных максимумов, разделенные узкой зоной минимума, к которой приурочена Центральнокамчатская депрессия. Южному участку Восточной антиклинальной зоны и зоне Восточных полуостровов отвечает система геомагнитных аномалий юго-восточного простирания. Величина теплового потока на большей части Камчатско-Олюторской системы составляет 50—75 мВт/м², а в южной части Камчатки — 75—125 мВт/м². В зонах активного вулканизма наблюдаются резкие локальные геотермические максимумы, связанные с конвективным переносом тепла при подъеме магматических расплавов и термальных вод. В Восточно-Камчатской вулканической зоне известны современные гейзеры. В связи с тем что к востоку от среднего и южного сегментов Камчатки расположена северная часть Курило-Камчатского желоба, от которого к западу, под Азиатский континент, погружается сейсмофокальная зона, восточная и центральная части полуострова отличаются высокой сейсмичностью с очагами землетрясений в верхней мантии на глубинах, возрастающих к западу от 50 до 200—300 км. Очаги магнообразования во всех зонах Камчатки расположены выше сейсмофокальной зоны, и их возникновение в модели тектоники плит связывается с субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты под кору и верхнюю мантию Камчатки.

О геологическом развитии Камчатско-Олюторской системы в допозднемеловое время мы располагаем фрагментарными данными. Ее юго-западная часть, вероятно уже в раннем докембрии, обладала корой континентального типа и входила в состав Охотско-Южнокамчатского массива, отколотого от фундамента Сибирской платформы в позднем протерозое. Древнейшими среди метаморфических образований Южной Камчатки являются нижнеархейские гранат-биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, кварциты и мраморы ганальской серии, прорываемые метагабброидами и метатоналитами с возрастом 3—3,5 млрд лет, и верхнеархейские (2,65—3 млрд лет) кислые, средние и основные метавулканиды стеновой серии. Поздние фазы метаморфизма пород обеих серий датируются 1—1,7 млрд лет. Западнее, в Малкинском выступе, обнажаются высокоглиноземистые гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты и кальцифиры среднего рифея (1,3 млрд лет), несогласно (?) перекрываемые чехлом из слабдеформированных метатерригенных и метавулканогенных образований с остатками девонских, каменноугольных и пермских спор, а также вулканидами и туфогенно-обломочными породами юры — нижнего мела (?), метаморфизованными в условиях глаукофансланцевой фации.

В северо-восточной части Камчатско-Олюторской системы уже в позднем рифее (?) существовала кора океанического типа, принадлежавшая к окраине ложа древнего Тихого океана либо возникшая в

зонах раздвигов более древней континентальной коры. В качестве образований меланократового фундамента некоторые исследователи рассматривают обнажающиеся на северо-восточных полуостровах Камчатки и о. Карагинский доверхнемеловые габброиды и ультрабазиты, гранатовые амфиболиты, основные кристаллосланцы с абсолютным возрастом 0,87—0,95 млрд лет, что согласуется с доордовикским возрастом меланократового фундамента Коряжской системы. По аналогии с ней можно предполагать, что допалеозойское основание Камчатско-Олюторской системы в палеозое, раннем и среднем мезозое покрывалось вулканогенно-осадочными толщами и подвергалось тектоническим деформациям.

На рубеже раннего и позднего мела кора большей восточной части Камчатско-Олюторской системы подверглась растяжению и деструкции, возможно, вплоть до возникновения новых зон с корой океанического типа.

В западной, миогеосинклинальной, зоне Камчатки и ее продолжении — Укеляйтской зоне южной Корякии верхний мел выражен песчано-глинистыми, нередко флишoidalными отложениями с отдельными прослоями углей, а также базальтовых лав и туфов. Обломочный материал сносился с запада — с Охотоморского массива и Малкинского выступа фундамента. Восточнее, в широкой эвгеосинклинальной зоне Камчатско-Олюторской системы в более глубоководных условиях окраинного моря (?) происходили излияния пиллоу-базальтов и накапливались гиалокластиты и кремнисто-глинистые отложения. Вверх по разрезу и отчасти по латерали они сменяются мощными толщами андезитобазальтовых лав, туфов и туфогенно-терригенных отложений. На м. Камчатский они сменяются кверху сенонскими субаркозовыми песчаниками, терригенный материал которых поступал с востока.

В Укеляйтской и северной частях Западно-Камчатской зоны выше залегают отложения нижнего палеоцена, а также верхнего палеоцена — нижнего эоцена, выраженные континентальными, частично угленосными и прибрежно-морскими песчано-глинистыми осадками с отдельными пачками вулканитов (1—4 км). В Срединно-Камчатской зоне они отсутствуют, а в Восточно-Камчатской и Олюторской представлены туфами, туфобрекчиями и лавами андезитобазальтов и кремнисто-терригенными флишoidalными толщами. В палеоцене (?) и среднем эоцене Камчатско-Олюторская система испытала деформации сжатия, в ходе которых возникли шарьяжные структуры Западно-Олюторской и Западно-Камчатской зон и чешуйчато-надвиговые — в Восточно-Камчатской зоне (с надвиганием соответственно к западу и востоку).

В позднем эоцене в Камчатско-Олюторской системе возобновилось геосинклинальное погружение, продолжавшееся в олигоцене и миоцене. В западной зоне Камчатки к этому интервалу относятся две циклически построенные серии терригенных континентальных (в том числе угленосных) и мелководно-морских отложений с подчиненными горизонтами диатомитов, туфов и базальтовых лав общей мощностью до 3—5 км. В миоцене в опускание была вовлечена Западно-Камчатская впадина.

В Центральнокамчатской зоне в позднем эоцене — среднем миоцене происходили наземные извержения вулканитов контрастного состава, выраженных сочетанием базальтовых лав и туфов с дацитовыми и липаритовыми туфами, игнимбритами и лавами (до 1—1,5 км). В Восточно-Камчатской зоне распространены вулканогенно-терригенные образования (до 2—3 км), а в зоне Восточных полуостровов — субаквальные толщи базальтов верхнего эоцена и терригенные, нередко флишoidalные и угленосные, с прослоями диатомитов и туфов отложения олиго-

цена и миоцена. Этап геосинклиналиного погружения Камчатско-Олюторской системы завершился в позднем миоцене фазой сильного сжатия, приведшей к формированию ее складчато-надвиговой структуры, и общим поднятием.

Последующий, плиоцен-четвертичный орогенный этап ее развития протекал в обстановке преобладания горизонтального растяжения коры, сбросовых и сдвиговых деформаций и мощных, существенно базальтовых наземных извержений. На этом этапе развивался ряд горстовых и сводово-глыбовых поднятий южной части Срединного хребта, Восточных полуостровов и других, и наложенных впадин и грабен (Западно-Камчатская впадина, Центральнокамчатский грабен с его северным продолжением в проливе Литке и др.), заполнявшихся континентальными мелководно-морскими терригенными осадками (до 0,5—1 км). Они заключают прослой пеплов, а в стороны вулканических зон замещаются пирокластолитами и лавами. Эти зоны — Срединного хребта, Ключевская (в Центральной депрессии), Восточная и Южная — представляют удлиненные вулканотектонические впадины, перекомпенсированные накоплением продуктов извержений и увенчанные цепочками вулканов. Две последние из них служат северным продолжением Курильской вулканической гряды.

В раннем и позднем плиоцене происходили извержения субщелочных базальтовых лав и подчиненных им дацитовых игнимбритов, образующих контрастные ассоциации (до 0,5—1 км). В эоплейстоцене начались мощные базальтовые излияния и образовались крупные щитовые вулканы центрального типа и лавовые плато (мощность лав до 0,5 км). В течение плейстоцена и голоцена вулканическая активность сохранялась в Южной и Восточной зонах, усиливалась в Центральной (Ключевской) и постепенно сошла на нет в зоне Срединного хребта. В этот период на Камчатке действовало более 250 полигенных вулканов (28 из них сохраняют активность) и более 2 тысяч мелких моногенных конусов. Большинство их извергало лавы базальтового и андезитобазальтового состава, главным образом в фазы усиления растяжения и повышения проницаемости глубоких магмовыводящих разломов и трещин, и питалось из очагов, расположенных в верхах мантии на глубинах более 40 км (Ключевская Сопка, Толбачик, Кроноцкий и другие вулканы). Значительно меньше вулканов извергало лавы и пирокластику базальт-андезит-дацитового и андезит-дацит-липаритового состава и питалось из промежуточных или самостоятельных внутрикоровых очагов, в которых происходила дифференциация магмы. Общая площадь четвертичных вулканигов Камчатки превышает 50 тыс. км², а их объем — 18 тыс. км³, из которого на породы среднего и кислого состава приходится лишь 12%. В северном сегменте Камчатки новейшие наземные вулканы развиты ограниченно, а в Олюторском — слагают обширные покровы общей площадью до 15 тыс. км² и мощностью до 1 км.

Полезные ископаемые Камчатско-Олюторской системы изучены недостаточно. С меловыми вулканогенно-кремнистыми сериями связаны проявления и месторождения меди, железа, марганца, с ультрабазиитами — хрома, с габброидами — меди и никеля, с гидротермальными процессами в позднем мелу и раннем кайнозое — золота, с плиоцен-четвертичными вулканитами в зонах их гидротермальной переработки — меди, полиметаллов, мышьяка, ртути, висмута, сурьмы, а также серы, пемзы, перлитов и различных строительных материалов. С палеогеновыми и неогеновыми отложениями Западно-Камчатской зоны связаны залежи каменных и бурых углей и естественные нефтепроявления.

В вулканогидротермальных системах имеются большие ресурсы природного тепла. На базе использования перегретого пара работает Паужетская ТЭЦ на юге Камчатки.

ЛОЖЕ БЕРИНГОВА МОРЯ, КОМАНДРО-АЛЕУТСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА И АЛЕУТСКИЙ ЖЕЛОБ

В рельефе этого региона, лежащего к югу от побережья северо-восточной Азии и Аляски, выделяются следующие зоны: 1) шельф северной части Берингова моря, узкий у берегов Камчатки и Корякского нагорья и широкий к югу от Чукотки и к юго-западу от Аляски; 2) узкий и крутой континентальный склон между шельфом и глубоко-водными котловинами; 3) обширная Алеутская котловина с плоским дном на глубинах 3—4 км; 4) S-образная в плане узкая зона подводных хребтов Ширшова и Бауэрс, протягивающаяся от Олюторского полуострова до средней части Алеутской гряды; 5) котловины Командорская и Бауэрс с глубинами 3—4 км; 6) выпуклая к югу дугообразная гряда Командорских (о-ва Беринга и Медный), Алеутских островов и п-ова Аляска; 7) Алеутский глубоководный желоб с глубинами до 6—7,8 км, на западе под прямым углом смыкающийся с Курило-Камчатским; 8) Приалеутский краевой вал ложа Тихого океана, переходящий на участке стыка этих глубоководных желобов в более широкую подводную возвышенность Обручева с глубинами от 1,5 до 3—4 км.

В северо-восточной части шельфа Берингова моря и смежной части Аляски находится Эскимосский срединный массив (массив Сьюорд). С юга к нему примыкает восточное продолжение Охотско-Чукотского мелового вулканоплутонического пояса, обнажающееся на о-вах Св. Лаврентия и Нунивак. Южную часть шельфа занимают дугообразные, выпуклые к югу складчатые зоны, связывающие позднемезозойские складчато-покровные системы Корякского нагорья и Южной Аляски. Они повсеместно несогласно перекрыты пологозалегающим чехлом палеогеновых и неогеновых терригенных и кремнистых (диатомиты) отложений мощностью от 0,5—1 до 6,5 км в самой глубокой Наваринской впадине. С ними связываются перспективы нефтегазоносности Беринговоморского региона.

С континентальным склоном совпадает зона выклинивания к югу «гранитно-метаморфического слоя» и резкого уменьшения мощности коры от 25—30 до 12—13 км в Алеутской глубоководной впадине, где кора имеет субокеанический характер (рис. 87). Мощность кайнозойских и меловых осадков в ее центральной части составляет 4—5 км, а в периферических зонах возрастает до 7—11 км (у подножия хр. Бауэрс). Под осадочной толщей погребены субмеридиональные гряды в кровле базальтов 2-го слоя океанической коры. Общая мощность 2-го и 3-го слоев последней составляет от 7 до 10 км (в пределах гряд). В магнитном поле котловины выделяются субмеридиональные линейные аномалии неоконского (?) возраста. Они «срезаются» на севере магнитными аномалиями юго-восточного простирания, связанными с поздними мезозоидами Корякско-Аляскинской системы, которая, возможно, была надвинута на ложе Алеутской котловины. Плотность теплового потока в котловине лишь немного превышает ее среднееземное значение. Согласно широко распространенному предположению, Алеутская котловина представляет окраинный участок ложа Тихого океана, который был отрезан от его основной части в позднемеловое время. (?) при заложении Алеутской островной дуги.

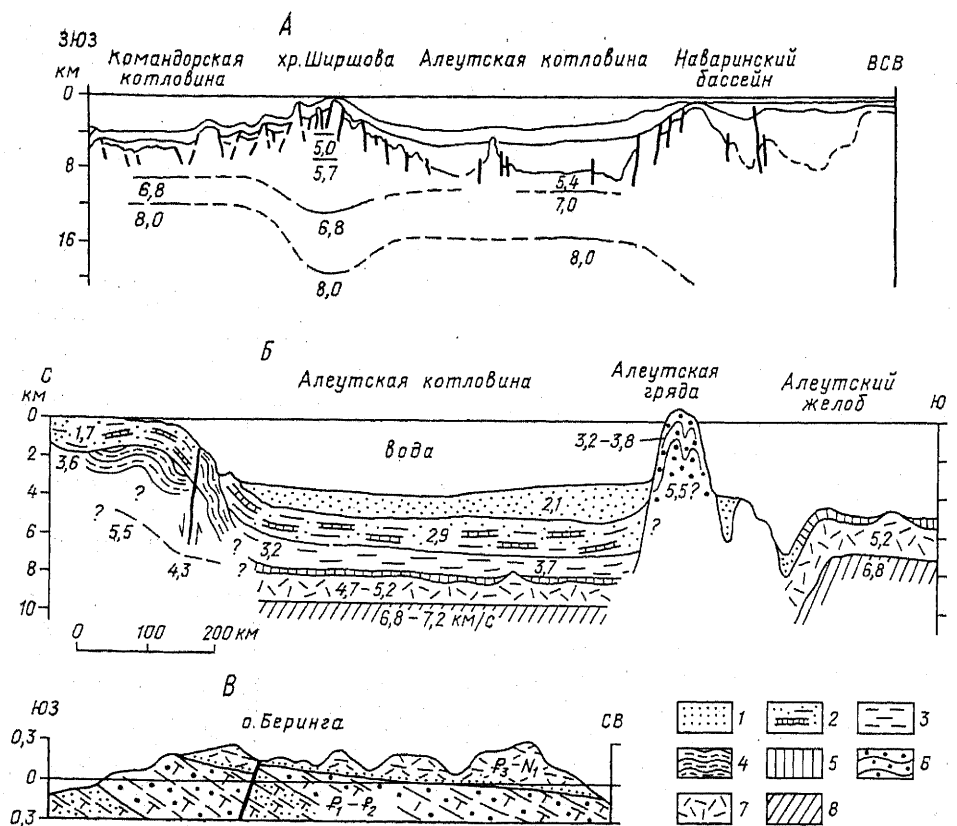


Рис. 87. Разрезы впадин Берингова моря и Командоро-Алеутской островной дуги: А — сводный сейсмический разрез через глубоководные впадины Берингова моря (по Н. А. Богданову и Ю. П. Непрочнову, 1988); Б — геолого-геофизический разрез через Алеутскую островную систему (по Shall et al., 1975): 1 — турбидиты; 2 — терригенные пелагические осадки; 3 — терригенные осадки; 4 — флишевые толщи; 5 — пелагические отложения; 6 — осадочные, вулканические и plutонические породы островной дуги; 7 — второй слой океанической коры; 8 — третий слой океанической коры; В — поперечный геологический разрез через о. Беринга (по О. А. Шмидту, 1978, с упрощениями)

Подводные хребты Ширшова и Бауэрс представляют асимметричные глыбовые поднятия между разновозрастными субокеаническими впадинами. Кора их мощностью около 25 км в хр. Бауэрс и 18 км в хр. Ширшова имеет субконтинентальный характер. По данным драгирования, верхняя часть разреза осевой части поднятия Ширшова сложена базальтами и кремнистыми породами сенона — палеоцена, аналогичными слагающим поднятие Олюторского хребта, а его западное крыло — тектонизированными габброидами, амфиболитами, а также олигоценовыми и миоценовыми базальтами, несогласно перекрытыми терригенными отложениями верхнего миоцена. Возникновение этого поднятия, возможно, было связано с надвижением блока Командорской котловины под блок Алеутской котловины перед поздним миоценом. Судя по наличию платообразных поверхностей на оси хребтов Ширшова и Бауэрс, они в свое время подвергались абразии, а затем опустились на сотни-тысячу метров ниже уровня океана.

Командорская впадина по сравнению с Алеутской обладает субокеанической корой с меньшей общей мощностью (8—9 км) и меньшей

мощностью осадочной толщи (0,5—2 км), сложенной миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными глубоководными терригенно-диатомито-пепловыми отложениями. Они налегают на расчлененную субмеридиональными грядами, выраженными линейными аномалиями магнитного поля, поверхность олигоценовых (29 млн лет) и, может быть, миоценовых базальтов. Тепловой поток, в отличие от Алеутской впадины, очень высок (120—150 мВт/м²). По-видимому, Командорская впадина образовалась в результате сосредоточенного или рассеянного в нескольких зонах возрастающего к югу и уменьшающегося к северу (клино-раздвигового) спрединга в олигоцене — среднем миоцене и последующего некомпенсированного погружения. До ее образования район современного поднятия Ширшова, вероятно, располагался значительно ближе к Камчатке, чем после него, и его южная часть временами в позднем мелу — эоцене служила источником терригенного материала, сносившегося с востока в зону Восточных полуостровов Камчатки.

Командорско-Алеутская островная дуга представляет узкое глыбовое поднятие, сложенное на поверхности вулканогенно-осадочными кайнозойскими образованиями. Мощность коры континентального типа составляет в ней 25—30 км, из которых до 10 км приходится на геофизический «гранитный слой». Ей свойственны линейные магнитные аномалии, в том числе крупный максимум на ее южном крыле. Присутствие в кайнозойских лавах и эруптивных брекчиях западной части дуги обломков ультрабазитов и расслоенных габброидов, а также яшм с верхнепалеозойскими и мезозойскими радиоляриями, указывает на ее заложение на древней океанической коре, перекрытой палеозойскими (?) и мезозойскими отложениями мощностью до 6—8 км. Видимый разрез Командорских островов выражен туфами, туфобрекчиями и лавами базальтового, андезитового и липаритоацитового состава и туфогенно-обломочными отложениями эоцена — миоцена, а также несогласно залегающего плиоцена общей мощностью 4 км. Они слагают моноклинали, разбитые сбросами, и прорываются олигоценовыми гранитоидами.

Разрез пологозалегающего кайнозоя на Алеутских островах отличается большей мощностью и наличием четвертичных, в том числе действующих, вулканов. Позднекайнозойское поднятие островной дуги происходило в обстановке растяжения. В пределах крутого, осложненного сбросами северного склона Алеутского глубоководного желоба кора резко сокращается в мощности до 8—9 км и приобретает океанический характер. На этом крыле бурением вскрыты деформированные, а на плоском дне желоба — горизонтально залегающие плиоцен-четвертичные осадки. От оси желоба под островную дугу до глубины в 200 км круто погружается Алеутская сейсмофокальная зона. Согласно плитотектонической модели, первоначально происходил подвиг (субдукция) Тихоокеанской литосферной плиты, перемещавшейся к север-северо-западу, под всю Командоро-Алеутскую дугу, но, когда это направление изменилось в неогене на запад-северо-западное, субдукция сохранилась лишь в восточной части желоба, а в его западной части, имеющей запад-северо-западное простирание, она сменилась правосторонним сдвигом. С этим связывается отсутствие проявлений четвертичного вулканизма в западной половине островной дуги.

Подводная возвышенность Обручева, расположенная к югу от самого западного участка Алеутского желоба, по данным бурения, сложена кайнозойскими осадками (1 км), подстилаемыми толщей щелочных и толеитовых базальтов маастрихтского возраста со следами латеритного выветривания в кровле, что указывает на ее осушение в начале кайнозоя.

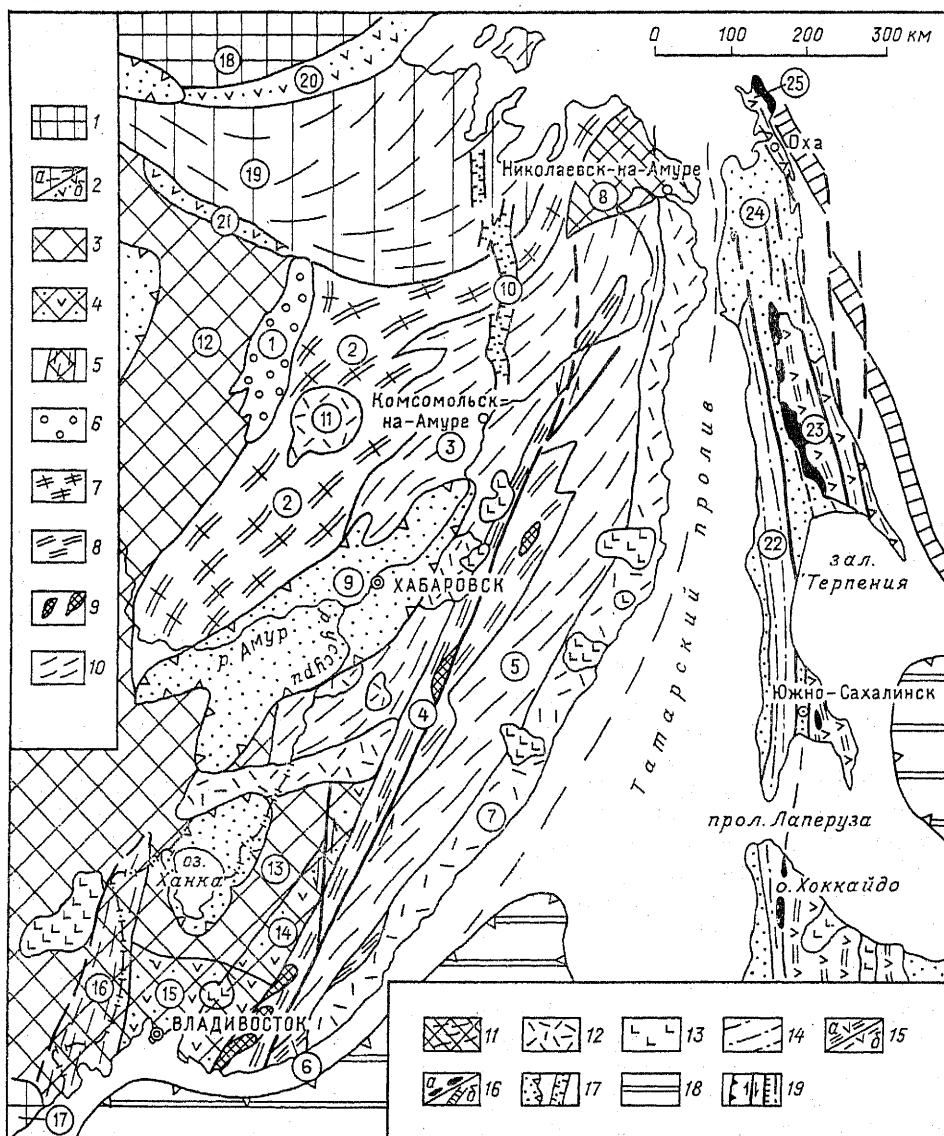


Рис. 88. Схема тектонического строения Сихотэ-Алинской и Сахалинской областей: 1 — щиты древних платформ; 2 — герцинско-позднекиммерийские складчатые зоны (а) и краевые прогибы (б) Амура-Охотского сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса; 3—5 — Буреинно-Дунбэйская метаплатформенная область: 3 — приподнятые метаплатформенные массивы, 4 — краевые участки Ханкайского массива, подвергшиеся опусканиям и тектономагматической переработке в палеозое и мезозое; 5 — Западно-Приморская авлакогесинклинальная палеозойская складчатая зона; 6—18 — Тихоокеанский подвижный пояс: 6—13 — Сихотэ-Алинская позднемезозойская складчатая область: 6 — Буреинский краевой прогиб, 7 — Хингано-Буреинский мегантиклинорий, сложенный протерозойскими, палеозойскими и нижнемезозойскими отложениями, 8 — Сихотэ-Алинский и Прибрежный антиклинории, сложенные верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими отложениями, 9 — блоки метаморфического фундамента в зоне Сихотэ-Алинского антиклинория, 10 — синклинии, в основном выполненные юрскими и меловыми отложениями, 11 — гипотетический Тахтинский массив с мезозойским пологоскладчатым чехлом, 12 — сенонско-палеогеновый Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс и синхронные ему наложенные вулканические

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта система занимает среднее и нижнее Приамурье и Приморье от восточного края Буреинно-Дунбэйской метаплатформенной области до берегов Японского моря и Татарского пролива. Она выражена среднегорными хребтами (до 1,5—2 км) север-северо-восточного простира-ния — Буреинским, Баджальским, Малохинганским на западе и Си-хотэ-Алинским на востоке — и разделяющей их депрессионной зоной, занятой мелководным озером Ханка, долиной вытекающей из него и впадающей в Амур р. Уссури и долиной среднего и нижнего течения Амура. Первые шаги в геологическом изучении этой области в начале XX в. связаны с именами Э. Э. Анерта и А. Н. Криштофовича. В после-военные десятилетия большой вклад в ее исследование внесли работы Н. А. Беляевского, И. И. Берсенева, Л. И. Красного, П. Н. Кропоткина, Е. А. Радкевич, С. А. Салуна, М. А. Фаворской, Ф. К. Шипулина и др.

В тектоническом строении Сихотэ-Алинской системы участвуют три главных структурных комплекса: 1) протерозойско-кембрийский фунда-мент, 2) среднепалеозойско-меловой (досенонский) геосинклинальный и 3) сенонско-кайнозойский постгеосинклинальный комплексы. С запада на восток в структуре геосинклинального комплекса выделяют пять ос-новных зон: Хингано-Буреинский антиклинорий, Амуру-Уссурийский синклинорий, Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий, Восточно-Си-хотэалинский синклинорий и Прибрежный антиклинорий. Шарниры этих зон воздымаются к югу и погружаются к северу (рис. 88).

Широкий Хингано-Буреинский антиклинорий, сформиро-ванный на байкало-салаирском фундаменте восточной части Буреин-ского метаплатформенного массива, в своей южной части примыкает к нему, а севернее отделяется от него наложенным на его восточную ок-раину Буреинским позднекимерийским краевым прогибом, выполнен-ным мощными терригенными отложениями юры и угленосными молас-сами мела. На северо-востоке Хингано-Буреинский антиклинорий, постепенно погружаясь, смыкается с самым восточным, Удско-Шантар-ским участком Урало-Монгольского пояса и доходит до Охотского моря. Основание его разреза слагают метаморфические образования нижнего

структуры, 13 — плиоцен-четвертичные базальтовые покровы; 14—17 — Сахалинско-Хоккайдская кайнозойская складчатая система: 14 — Западно-Сахалинская мезогео-синклинальная зона, испытавшая складчатость в неогене, 15 — Восточно-Сахалинская эвгеосинклинальная зона, испытавшая складчатость в конце мела; а — транс-сено-манский комплекс, б — верхнемеловой комплекс, 16 — офиолитовые комплексы на поверхности (а) и погребенные и предполагаемые по геофизическим данным (б), 17 — неоген-четвертичные впадины, грабены и прогибы во всех тектонических зонах; 18 — глубоководные впадины окраинных морей; 19 — надвиги, сдвиги, сбросы и разломы без расчленения.

Цифрами в кружках обозначены: 1 — Буреинский краевой прогиб; 2 — Буреинно-Хинганский мегантиклинорий; 3 — Амуру-Уссурийский синклинорий; 4 — Главный Сихо-тэ-Алинский антиклинорий; 5 — Восточно-Сихотэалинский синклинорий; 6 — При-брежный (Тетюхинский) антиклинорий; 7 — Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 8 — Тахтинский массив; 9 — Среднеамурская впадина; 10 — Тугурская зона грабенов; 11 — Баджальская вулканотектоническая впадина; 12 — Буреинский ме-таплатформенный массив; 13 — Ханкайский метаплатформенный массив; 14 — Ар-сеньевская зона; 15 — Южно-Приморская зона; 16 — Западно-Приморская авлако-геосинклинальная складчатая зона; 17 — Китайско-Корейская платформа; 18 — Ал-дано-Становой щит Сибирской платформы; 19 — Амуру-Охотская складчатая систе-ма; 20 — Зейско-Удский краевой прогиб; 21 — Селемджинский краевой прогиб; 22 — Западно-Сахалинская складчатая зона; 23 — Восточно-Сахалинская складчатая зо-на; 24 — Северо-Сахалинский поперечный прогиб; 25 — Охинское поднятие

протерозоя, слабометаморфизованные толщи рифея — нижнего кембрия и раннепалеозойские гранитоиды. Фундамент несогласно перекрыт мощными существенно терригенными отложениями девона — перми, смятыми в умеренно сжатые складки и прорванными позднепалеозойскими гранитоидами, а последние — несогласно залегающими терригенными и вулканогенными толщами верхнего триаса — валанжина, слагающими пологоскладчатые структуры. Все эти образования несогласно перекрываются континентальными молассами и вулканитами баррема — альба и верхнего мела, выполняющими Баджальскую наложенную мульду и ряд более мелких брахиморфных впадин, и прорываются телами поздне меловых гранитоидов. Таким образом, в Хингано-Буреинской зоне проявились байкало-салаирский, герцинский и позднекиммерийский тектонические циклы.

Амуро-Уссурийский синклинорий выполнен мощными терригенными, а также кремнистыми и вулканогенными толщами перми и мезозоя (до турона включительно), смятыми в сжатые линейные складки и прорванными поздне меловыми гранитоидами. Перерывы и несогласия перед верхним триасом и внутри неокома указывают на фазы сжатия, предшествовавшие завершающей, предсенонской складчатости. На севере в связи с погружением и выклиниванием Главного Сихотэ-Алинского антиклинория Амуро-Уссурийский синклинорий сливается с Восточно-Сихотэалинским. На юге большая западная часть синклинория «утыкается» в выступ фундамента Ханкайского метаплатформенного массива, но на продолжении его восточного крыла прослеживается узкий Арсеньевский грабен-синклинальный прогиб, наложенный на восточный край этого массива. Он выполнен умеренно деформированными девонскими, пермскими, триасовыми и юрскими вулканогенными и осадочными образованиями.

Узкий прямолинейный Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий протягивается более чем на 1 тыс. км от зал. Петра Великого на юго-западе до широты г. Комсомольска на северо-востоке, где постепенно погружается. По традиционным представлениям, его южная часть сложена в основном верхнепалеозойскими вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями, несогласно перекрываемыми аналогичными отложениями триаса, юры и отчасти нижнего мела. Новейшие исследования, однако, показали, что морские отложения, принимавшиеся за коренные образования палеозоя, в действительности представляют нижнемезозойские олистостромовые толщи с обломками и пластинами карбонатных и кремнистых пород среднего и верхнего палеозоя. В южной части антиклинория имеются также чешуи и блоки гипербазитов, габброидов, плагιοгранитов, гнейсов, амфиболитов, метаморфических сланцев и серпентинитовый меланж, указывающий на присутствие фрагментов доверхнепалеозойского (может быть, докембрийского?) меланократового фундамента (рис. 89).

С востока антиклинорий ограничен Центральносихотэалинским разломом с большой (около 100 км) левосдвиговой компонентой, а с запада — падающим на восток Арсеньевским взбросо-надвигом. Меридиональный Фудзино-Иманский сдвиг косо пересекает южную часть антиклинория. Южные участки Главного Сихотэ-Алинского антиклинория и Арсеньевский грабен-синклинорий частично несогласно перекрыты слабдеформированными меловыми и кайнозойскими образованиями, выполняющими наложенные впадины.

Расположенный восточнее Восточно-Сихотэалинский синклинорий на юге очень узок, а на севере расширяется и близ устья Амура сливается с Амуро-Уссурийским. Он выполнен кремнисто-тер-

ригенными, частично флишоидными отложениями триаса, юры и мела (до турона включительно), смятыми в сжатые линейные складки, вытянутые к северо-востоку под острым углом к простиранию Центральносихотэалинского взбросо-сдвига и прорванные позднемеловыми гранитоидами.

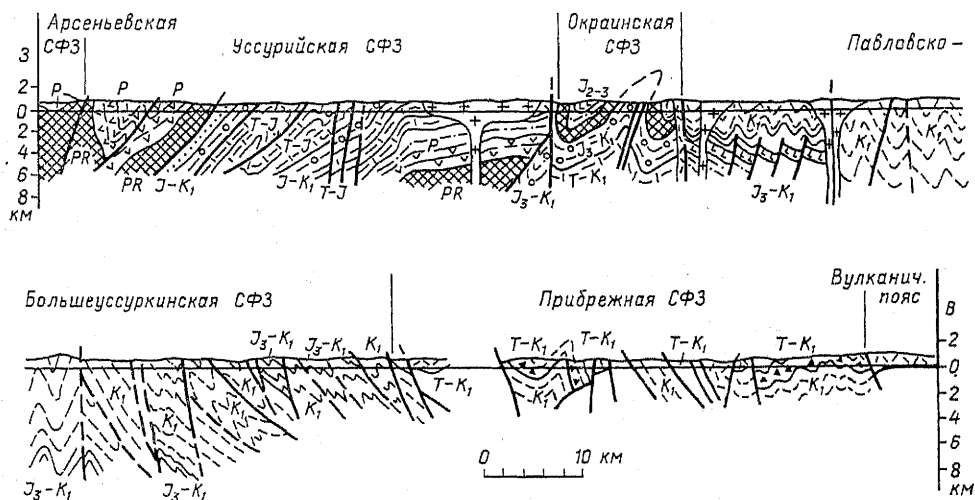


Рис. 89. Геологический разрез через южную часть Сихотэ-Алинской складчатой системы (по А. А. Врублевскому, 1987, с упрощениями). Уссурийская и Окраинская структурно-фациальные зоны соответствуют Главному Сихотэ-Алинскому антиклинорию, Павловско-Большеуссуркинская зона — Восточно-Сихотэалинскому синклинорию, Прибрежная — одноименному антиклинорию принятой в этой книге схемы

Прибрежный антиклинорий прослеживается лишь в самой южной части складчатой системы, а севернее постепенно скрывается, как и восточное крыло Восточно-Сихотэалинского синклинория, под несогласно залегающими сенонскими вулканитами одноименного вулканического пояса. В Прибрежном антиклинории обнажаются карбонатно-кремнистые отложения карбона и перми, а также кремнисто-терригенные и вулканогенные — триаса и юры, смятые в опрокинутые и надвинутые на запад складки. В целом позднемезозойская система Сихотэ-Алиния обладает синвергентной складчатой структурой.

Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс, вытянутый под острым углом к простиранию складчатых зон Сихотэ-Алинской системы и частично скрытый под водами Японского моря и Татарского пролива, представляет несогласно наложенную на эту складчатую систему зону развития наземных кислых и средних вулканитов верхнего сенона, а также основных, средних и кислых вулканитов палеогена и миоцена мощностью в несколько километров, прорванных интрузивными телами среднего и кислого состава предпалеогенового и палеогенового возраста. Возможно, что на севере под дном Охотского моря он смыкается с южной частью Охотско-Чукотского вулканического пояса. Как и в последнем, вулканический комплекс в целом залегает полого, но разбит различно ориентированными прямолинейными и дугообразными разломами на множество приподнятых и опущенных блоков, частично представляющих вулканотектонические впадины и кальдеры. Изолированные поля развития наземных вулканитов того же

возраста распространены к западу от Главного антиклинория и наложены на его южное окончание.

В Сихотэ-Алинской области имеется также ряд наложенных кайнозойских впадин. Крупнейшая — Среднеамурская — впадина наложена на южную часть Амура-Уссурийского синклинория и Хингано-Буреинского антиклинория. Впадина выполнена континентальными молассами эоценового, олигоценового, неогенового и четвертичного возраста. Нижние горизонты кайнозоя приурочены в ней к ряду грабен и односторонних грабен, разделенных горстами, сложенными докайнозойскими породами, а верхние горизонты кайнозоя образуют единую плоскую депрессию с небольшими «островными» выступами складчатого фундамента. Южнее расположена Ханкайская впадина, наложенная на одноименный метаплатформенный массив. В плиоцене—антропогене возникла субмеридиональная зона узких грабен, пересекающая северную часть Сихотэ-Алинской системы и восточное окончание Урало-Монгольского пояса от Комсомольска на Амуре до Охотского моря. Одновременно западная и восточная части Сихотэ-Алинской системы испытали поднятие.

Мощность континентальной коры в Сихотэ-Алинской системе колеблется от 40 км в зонах поднятий до 30 км в Среднеамурской впадине и на побережье Японского моря. Большая часть площади Сихотэ-Алинской системы характеризуется средними значениями плотности теплового потока (около 50—70 мВт/м²), но в Восточно-Сихотэалинском вулканическом поясе они быстро возрастают, достигая у побережья Японского моря 100—120 мВт/м² и более. В юго-восточной части Сихотэ-Алинской системы имеется ряд очагов глубокофокусных (до 300—600 км) землетрясений, приуроченных к южной части падающей под континент Азии Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны.

Стратиграфические комплексы и этапы развития. Западная часть Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы, несомненно, обладает дорифейским метаморфическим фундаментом, сходным с фундаментом Буреинского и Ханкайского метаплатформенных массивов и, вероятно, в конце раннего протерозоя вместе с ними и дорифейским ядром нынешней Китайской платформы входила в состав единой обширной протоплатформенной области. В Хингано-Буреинском антиклинории этот фундамент сложен нижнепротерозойскими породами амфиболитовой ступени метаморфизма — гнейсами, амфиболитами, слюдяными сланцами, кварцитами (свыше 4 км). В позднем протерозое он подвергся деструкции, и в пределах Хингано-Буреинской зоны и южной части Ханкайского массива были заложены многочисленные прогибы, в которых накопились и впоследствии подверглись метаморфизму зеленосланцевой фации толщи рифейских и вендских отложений, выраженные графит-серицит-кварцевыми сланцами, филлитами, метапесчаниками, мраморизованными известняками и доломитами (4 км), без несогласия перекрытые нижнекембрийскими кремнистыми, глинистыми и углистыми сланцами, железистыми кварцитами и известняками (до 1,5 км). Эти прогибы входили во внешнюю зону северо-западного сектора Тихоокеанского геосинклинального пояса, а разновозрастные им авлакогеосинклинальные прогибы, наложенные на южную часть Ханкайского массива, возможно, отделили Буреино-Дунбэйскую метаплатформенную область от Китайской платформы.

В середине кембрия, в салаирскую эпоху, прогибы внешней западной зоны Сихотэ-Алинской системы, а также Ханкайского массива подверглись складчатым деформациям и слабому метаморфизму и были прорваны телами раннепалеозойских гранитоидов.

Менее ясен вопрос о возрасте и характере субстрата, на котором были заложены более восточные, внутренние зоны Сихотэ-Алинской системы. Вероятно, деструкция древней дорифейской континентальной коры оказалась здесь более значительной и могла дойти до полного ее разрыва в некоторых зонах, но вряд ли здесь была повсеместно распространена кора океанического типа, так как даже восточнее, на западном побережье Японии, известен метаморфический комплекс Хида с возрастом до 1,5 млрд. лет. В зоне Главного Сихотэ-Алинского антиклинория в виде тектонических клиньев и чешуй выступают метаморфические и интрузивные породы протерозойского и раннепалеозойского возраста. В ее южной части известны блоки гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев, прорванных телами габбро-диоритов и плагиогранитов с возрастом 1,89 млрд лет, но в других блоках присутствуют дуниты, пироксениты и серпентинитовый меланж, а в более северных районах — блоки гнейсов, слюдяных сланцев, кварцитов, а также гранитоидов с раннепалеозойским возрастом метаморфизма.

Новый длительный и сложный цикл геосинклинального развития Сихотэ-Алинской системы начался в силуре или девоне и завершился в ее восточных зонах лишь во второй половине мела. В ее западной части он распадается на герцинский и позднекимерийский подциклы. Здесь, в Хингано-Буреинской зоне, на салаирском комплексе несогласно залегают толщи конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов нижнего-среднего девона (до 2,5 км) и толщи основных и средних вулканитов, силицитов и песчано-глинистых отложений карбона и перми (до 8 км), смятых в складки и прорванных гранитоидами в самом конце палеозоя.

Регенерация южной части Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы сопровождалась возникновением в восточной красной части Ханкайского массива — в Арсеньевской зоне — краевого вулканического пояса, в котором в течение всего девона в наземной и прибрежно-морской обстановке накапливались существенно кислые вулканиты и грубообломочные отложения. Во внутренних зонах Сихотэ-Алинской системы, по-видимому, на подвергшейся сильной деструкции утоненной континентальной коре и на меланократовом фундаменте в зонах ее раздвига в девоне и карбоне накапливались относительно глубоководные карбонатно-кремнистые и терригенные осадки, а также основные лавы и пирокластиты. В Приморской зоне отложения этого возраста известны в коренном залегании, а в зоне Главного Сихотэ-Алинского антиклинория — в виде олистолитов и олистоплак в составе мезозойских толщ. В Арсеньевской зоне и южном Приморье пермские образования, как и девонские, выражены континентальными и прибрежно-морскими толщами лав и туфов кислого и среднего состава и углисто-глинистых пород, песчаников и конгломератов (до 5 км). На рубеже перми и триаса эта зона испытала деформации, внедрение гранодиоритов и временное поднятие.

В Амуро-Уссурийской, Центральносихотэалинской и более восточных зонах в перми происходило накопление мощных терригенно-кремнистых толщ с прослоями известняков, а также вулканитов базальтового и андезитового состава мощностью до 5—8 км и перерыв перед триасом, по-видимому, не имел места.

Хингано-Буреинская зона в раннем-среднем триасе, за исключением отдельных межгорных впадин, где накапливались молассовые толщи, испытывала поднятия, но в позднем триасе была вновь вовлечена в погружение и перекрыта континентальными и прибрежными сероцветными терригенными отложениями с прослоями углей, а затем терригенными,

местами флишеидными, с прослоями кремнистых пород и основных вулканитов толщами юры и низов мела общей мощностью до 5—8 км. В неокоме эта зона подверглась сжатию и поднятию и приобрела антиклинорную структуру, осложненную наложенными впадинами, в которых накапливались молассовые толщи (до 2 км) баррема—альба, а в Баджальской впадине—также кислые вулканиты и континентальные молассы верхнего мела (3 км). К западу от Хингано-Буреинского антиклинория образовался наложенный на окраину Буреинского массива Буреинский краевой прогиб, заполненный терригенными юрскими и угленосными лимническими нижнемеловыми отложениями общей мощностью до 4—6 км.

В Арсеньевской зоне на палеозое несогласно залегают прибрежно-мелководные терригенные отложения с прослоями известняков и туфогенных пород триаса (до 2 км) и нижней-средней юры (до 1 км). В Амуру-Уссурийской, Главной Сихотэ-Алинской и Восточно-Сихотэалинской зонах триасовая система выражена толщами относительно глубоководных кремнистых, кремнисто-терригенных и кремнисто-терригенно-вулканогенных (основного состава), а в последней зоне также карбонатных образований (до 2—3 км). Близкими по составу породами представлены в Амуру-Уссурийском и Восточно-Сихотэалинском прогибах отложения всех отделов юры, а в зоне Главного Сихотэ-Алинского антиклинория присутствуют также терригенные олистостромовые толщи с блоками и пластинами известняков и кремнистых пород девона, карбона, перми и триаса, указывающие на начало поднятия в ее пределах.

В Арсеньевской зоне несогласно залегающие на триасе и юре баррем-альбские отложения выражены терригенной толщей с прослоями углей, а верхнемеловые—вулканитами среднего и кислого состава и грубообломочными образованиями (до 5 км). В Амуру-Уссурийском прогибе отложения нижнего альба, сеномана и турона сложены песчано-глинистыми, нередко флишеидными или флишевыми отложениями с подчиненными туфами и лавами андезитов. В разделяющей их зоне Главного антиклинория в раннем мелу началось становление батолитов гранитоидов и усиливалось поднятие.

На рубеже турона и сенона большая восточная часть Сихотэ-Алинской системы испытала наиболее интенсивное сжатие, приведшее к формированию ее современной складчато-надвиго-покровной и сдвиговой структуры, и превратилась в орогенную область. В результате тектонического сжатия и гранитизации глубоких этажей коры ее мощность существенно возросла. В середине позднего мела деформации сжатия прекращаются, а восточная периферия Сихотэ-Алинской системы—Восточно-Сихотэалинский вулканоплутонический пояс—и некоторые участки внутри нее становятся ареной мощного наземного вулканизма. В сеноне и начале палеоцена здесь происходили извержения туфов, лав и игнимбритов андезитового, дацитового и липаритового состава (до 2—4 км) и внедрение комагматичных им массивов габро-диоритов и гранитоидов. После некоторой паузы вулканическая активность возобновлялась в эоцене (извержения базальтов и андезитов) и олигоцене (липариты, дациты и андезиты), сочетаясь с интрузиями диоритов, гранодиоритов, гранитов и щелочных гранитов, а также в миоцене (базальты и андезитобазальты) и плиоцене—раннем плейстоцене (излияния толеитовых и щелочных базальтов).

В эоцене началось формирование грабенов, позднее объединившихся в обширную Среднеамурскую межгорную наложенную впадину, заполняющуюся континентальными толщами галечников, песков, глин с

прослоями диатомитов и бурых углей эоценового, миоценового, плиоценового и четвертичного возраста общей мощностью до 1—2 км.

Полезные ископаемые Сихотэ-Алинской системы разнообразны. В нижнем кембрии южной части Хинганно-Буреинского антиклинория известны самые молодые в России месторождения железистых кварцитов, а также марганцевых руд и фосфоритов (Малохинганский район). С завершающими стадиями геосинклинального мегаэтапа и образованием наложенных вулканоплутонических поясов и зон (мел — палеоген) связано формирование месторождений олова, вольфрама, молибдена, золота, свинца, цинка, серебра, висмута, сурьмы, ртути. В Хинганно-Буреинской зоне находится Баджальский оловорудный район, в Амуро-Уссурийской — Комсомольский олово-бороносный район с касситерит-турмалиновыми месторождениями, в Восточно-Сихотэалинской — Кавалеровский оловорудный и Арминский олово-вольфраморудный районы, а в Прибрежной зоне — Дальнегорский (Тетюхинский) и Ольгинский районы скарнового свинцово-цинкового и в меньшей мере оловянного оруденения.

Месторождения каменных и бурых углей имеются в нижнемеловых лимнических отложениях Буреинского прогиба, в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях южного Приморья (Партизанск, Артем) и в кайнозойских отложениях Среднеамурской впадины.

ЛОЖЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Обширная котловина Японского моря отделяет позднемезозойскую складчатую систему Сихотэ-Алиня и северо-восточную часть Китайской платформы на западе от дугообразной гирлянды альпийских складчатых сооружений о-вов Сахалина, Хоккайдо и Хонсю на востоке. Ее узкая неглубокая северная часть — Татарский пролив — переходит к югу в более широкую и глубокую (до 3—3,4 км) южную часть, в центре которой находится подводная возвышенность Ямато с глубинами от 0,3 до 2 км. К северо-западу от нее находится Центральная Япономорская впадина (с глубинами до 3—3,4 км), к юго-западу — Цусимская впадина (до —2,5 км), а к юго-востоку — впадина Хонсю (до —2—3 км). О происхождении котловины Японского моря в 40—60-х годах были высказаны три гипотезы: 1) она образовалась в результате раскола и раздвига континентальной коры (Т. Кобаяси, П. Н. Кропоткин и др.); 2) впадина возникла при опускании блока континентальной коры и его базификации (В. В. Белоусов и др.) и 3) она представляет реликт западного участка ложа Тихого океана, отсеченного при возникновении Японской островной дуги (Н. П. Васильковский и др.). Геолого-геофизические исследования 60—80-х годов показали, что Япономорская впадина возникла в кайнозое в результате сочетания процессов опускания и горизонтального растяжения континентальной коры (рис. 90, 91).

Узкие периферические зоны впадины представляют недавно опущенные участки Корейского щита Китайской платформы и обрамляющих ее мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений. Районы возвышенности Ямато и поднятий в юго-западной части Японского моря являются блоками раздробленной и утоненной (20—25 км) континентальной коры. По данным драгирования, возвышенность Ямато сложена в разной степени метаморфизованными терригенными и вулканогенными породами позднепротерозойского, палеозойского и триасового возраста, разновозрастными (от вендских до меловых) гранитоидами, палеогеновыми и неогеновыми базальтами, липаритовыми игнимбритами и трахитандези-

тами, а также неогеновыми и четвертичными континентальными (в низах) и главным образом морскими терригенными и кремнистыми осадками. По-видимому, эта возвышенность представляет фрагмент эпи-

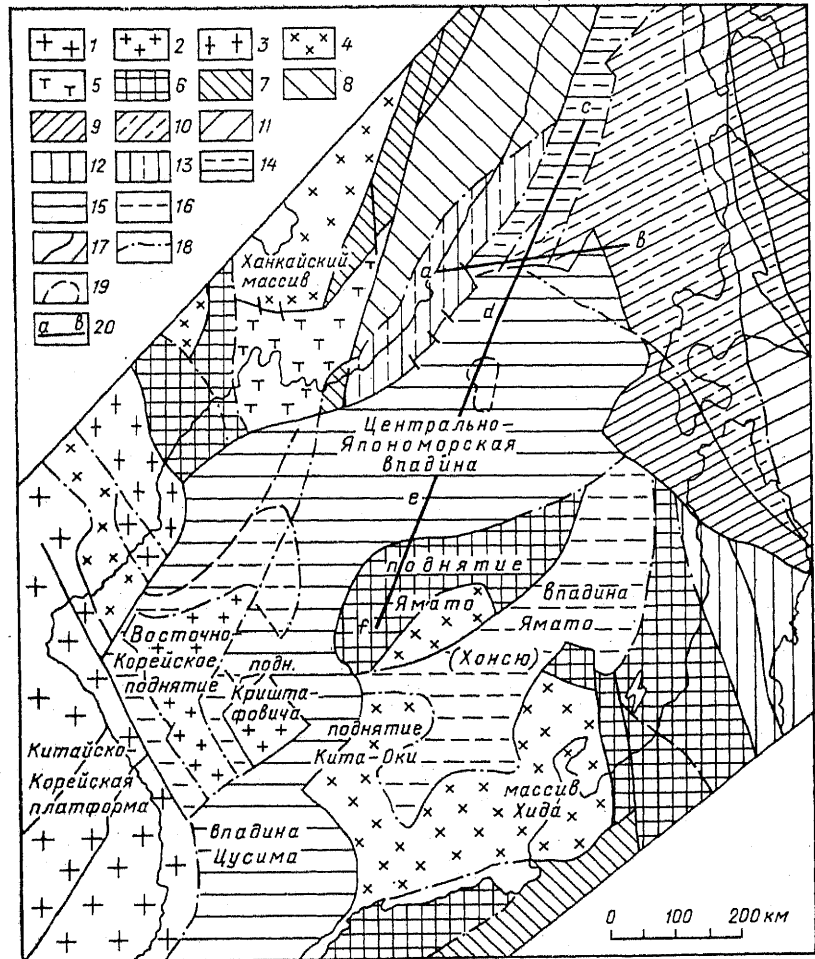


Рис. 90. Схема тектонического строения дна Японского моря и его обрамления (по И. И. Берсеневу и В. Л. Безверхнему, 1988, с изменениями).

1—11 — доорогенные структурно-формационные комплексы: 1 — архейский, 2 — архейско-раннепротерозойский, 3 — раннепротерозойский, 4 — позднепротерозойский, существенно сиалический, 5 — то же, существенно мафический, 6 — средне-позднепалеозойский, 7 — пермско-юрский, 8 — юрско-раннемеловой, 9 — позднепалеозойско-юрский, 10 — позднепалеозойско-раннемеловой, 11 — юрско-раннемеловой; 12—13 — субплатформенные (пригеосинклинальные) комплексы: 12 — позднепалеозойско-юрский, 13 — позднепалеозойско-раннемеловой; 14—16 — син- и посторогенные комплексы (вулканогенно-осадочный чехол впадин дна Японского моря): 14 — сенонско-плиоценовый, 15 — коньякско-плиоценовый, 16 — среднемиоценово-плиоценовый; 17 — крупные разломы на суше и морском дне установленные; 18 — то же, предполагаемые; 19 — предполагаемые границы комплексов в глубоководных впадинах; 20 — положение линий разрывов, показанных на рис. 91

геосинклинальной складчатой зоны, развитие которой началось в позднем протерозое и завершилось раннекиммерийской складчатостью и становлением нескольких комплексов гранитоидов. С юры (?) до миоцена район Ямато был приподнят и с палеогена являлся ареной наземных извержений, а с миоцена стал вовлекаться в слабое погружение, сопровождавшееся формированием в его средней части узкого грабена.

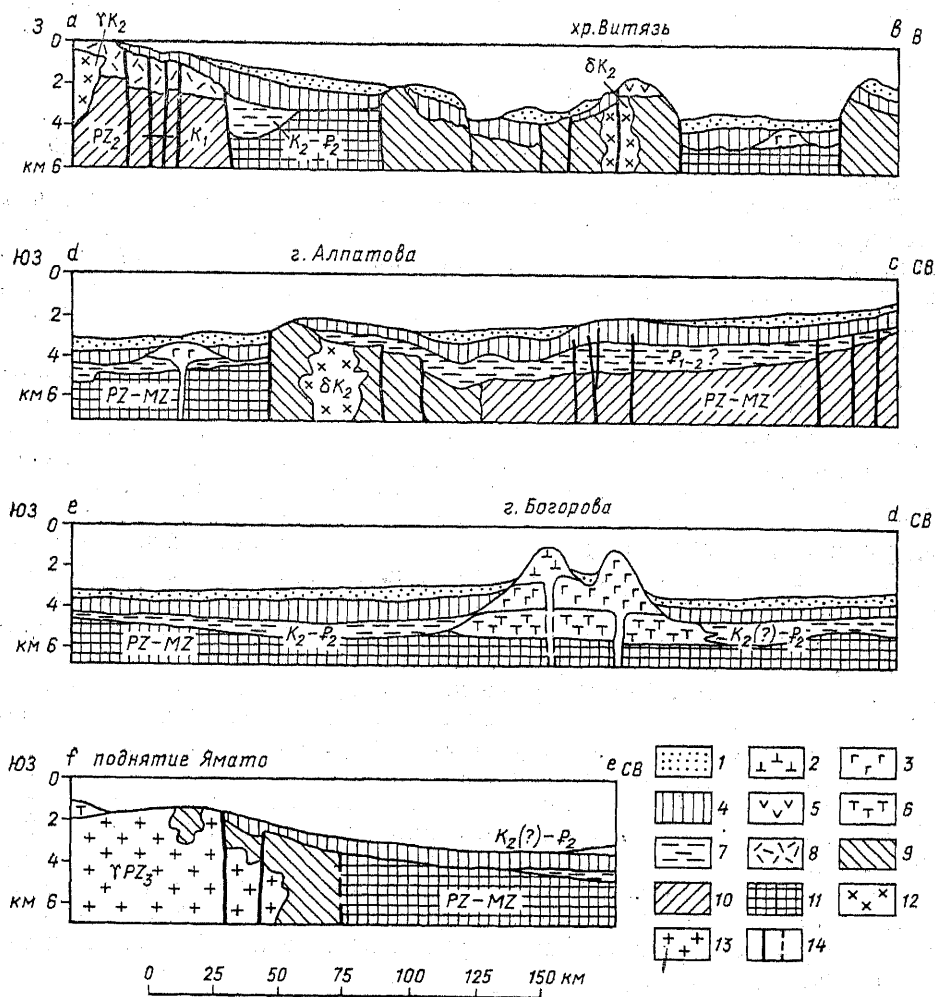


Рис. 91. Сейсмологические разрезы дна Японского моря по линиям а—в и с—d—e—f (см. рис. 90) (по И. И. Берсеневу и В. Л. Безверхнему, 1988):
 1 — плиоцен — голоцен; 2 — верхний миоцен (трахидациты, трахилипариты) и плиоцен (базальты); 3 — олигоцен — миоцен, щелочные базальты; 4 — олигоцен — миоцен; 5 — олигоцен — нижний миоцен, вулканические породы смешанного состава; 6 — палеоцен — эоцен, базальты; 7 — палеоцен — эоцен (P₁₋₂) и верхний мел — эоцен (K₂ — P₂); 8 — верхний мел; 9 — средний палеозой; 10 — средний палеозой — нижний мел (PZ₂—K₁) и средний палеозой — мезозой (PZ₂—MZ); 11 — породы акустического фундамента палеозойско-мезозойского (PZ—MZ) и неустоявшегося возраста; 12 — позднемезозойские граниты (γK₂) и диориты (δK₂); 13 — позднепалеозойские граниты (γPZ₃); 14 — установленные и предполагаемые крутые разломы

Глубоководные впадины выстланы терригенными, кремнистыми и пепловыми осадками мощностью до 1,5—2 км в Центральнойпономорской впадине и 0,5—1,5 км во впадине Хонсю. Их верхняя вскрытая бурением часть относится к верхнему миоцену — антропогену, а нижняя, вероятно, к олигоцену — среднему миоцену и подстилается и частично прослаивается покровами палеогеновых и миоценовых вулканитов. Мощность коры составляет в них соответственно 12—13 и 14—18 км. Сетчатый рисунок линейных магнитных аномалий северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания почти на всей площади Японского моря позволяет предположить, что эти впадины возникли на сильноутоненной континентальной коре, разбитой в процессе разнонаправленного растяжения на множество линейных блоков, разобщенных узкими раздвиговыми зонами. Таким образом, эти впадины образовались в процессе рассеянного спрединга. К ним приурочены крупные гравитационные максимумы.

Плотность теплового потока в Япономорской котловине более чем вдвое превышает ее средние значения, но достигает максимума в наиболее проницаемых зонах разломов. Под Япономорской впадиной предполагается существование обширного горячего мантийного диапира, верхняя часть которого испытывала в кайнозойе подъем и разнонаправленное горизонтальное расширение.

По всей вероятности, до начала формирования Япономорской котловины (до олигоцена) складчатая система о. Хонсю находилась примерно вдвое ближе к Сихотэ-Алиню и Корее, чем ныне, а на месте Японского моря существовали древнекиммерийская складчатая зона Ямато и участок с докембрийским фундаментом между ней и Кореей. В сеноне в пределах ложа будущего моря происходили наземные извержения липаритовых игнимбритов, а в палеогене — также излияния андезитовых и базальтовых лав и началось и продолжалось в миоцене значительное, но неравномерное растяжение континентальной коры; оно было сосредоточено главным образом в узких раздвиговых зонах различного простирания, по которым из верхней мантии поднималась базальтовая магма. Горизонтальное расширение коры сопровождалось проседанием ее поверхности и формированием постепенно углублявшегося бассейна. Наиболее интенсивно процессы растяжения, утоньшения, раздробления и опускания ложа Японского моря проявились сначала в Центральной впадине, а позднее — во впадине Хонсю и относительно слабее — в районе Ямато. С позднего миоцена котловина Японского моря в основном испытывала общее неравномерное погружение.

Северная часть моря — Татарский пролив — обладает более мощной (не менее 30 км) континентальной корой, верхняя часть которой образует глубокий прогиб, выполненный верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями.

КАЙНОЗОЙСКОЕ СКЛАДЧАТОЕ СООРУЖЕНИЕ САХАЛИНА

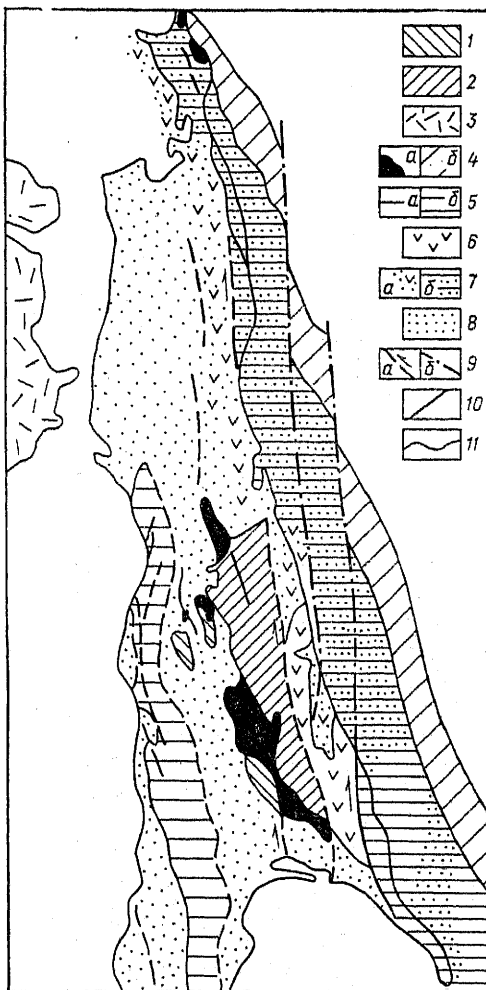
Остров Сахалин с прилегающей к нему с востока полосой шельфа представляет длительно вытянутое кайнозойское складчатое сооружение, продолжающееся к югу в пределы японского о. Хоккайдо. В рельефе Сахалина выделяются два средневысотных хребта — Западно- и Восточно-Сахалинский, разделенные узкой Центральносакхалинской (а на юге острова — Сусунайской) депрессией. На севере преобладают низменности с отдельными невысокими грядами (на п-ове Шмидта). Геологическое изучение о. Сахалин было начато в конце XIX — начале XX в.

Ф. Б. Шмидтом, Н. Н. Тихоновичем, П. И. Полевым. Важную роль в его исследовании в послевоенные десятилетия сыграли работы С. Н. Алексейчика, Е. М. Смехова, Е. И. Меланхолиной, О. А. Мельникова, Ю. Н. Разницына, В. С. Рождественского.

Тектоническая структура

(рис. 92, 93). Северная часть Сахалинского складчатого сооружения граничит на западе с Восточно-Сахалинским вулканическим поясом, а южная — с разделяющим их кайнозойским прогибом Татарского пролива. На востоке северную часть сооружения обрамляет гипотетический Охотморский срединный массив, а южную — Южно-Охотская (Курильская) глубоководная

Рис. 92. Структурно-формационные зоны северной и средней частей Сахалина (по В. С. Рождественскому, 1987): 1 — триас — нижнемеловые отложения Западной мегазоны (долдаганская серия); 2 — то же, Восточной мегазоны; 3 — образования Восточно-Сихотэалинского мел-палеогенового вулканического пояса; 4 — офиолито-метаморфические пояса: а — на суше (шовная зона Центрального Сахалина), б — предполагаемые по геофизическим данным под водой и покрывшей осадочных толщ; 5 — верхнемеловые терригенные отложения: а — Западно-Сахалинского задугового прогиба, б — Восточно-Сахалинского преддугового прогиба; 6 — верхнемеловые вулканогенные образования (палеовулканическая островная дуга Восточного Сахалина); 7 — верхнемеловые отложения Восточного Сахалина (а), то же, перекрытые кайнозойскими образованиями (б); 8 — кайнозойские отложения; 9 — глубинные разломы (сдвиги): а — на суше, б — в акватории Охотского моря; 10 — поперечные разломы; 11 — стратиграфические границы



впадина. К северу Сахалинское сооружение вырождается и затухает, а его южное продолжение к югу от Хоккайдо обрывается юго-западным окончанием Курило-Камчатского желоба. В строении Сахалина участвуют триас-нижнемеловой, верхнемеловой, палеоген-неогеновый и четвертичный комплексы, разделенные перерывами и отчасти угловыми несогласиями и отличающиеся по составу и характеру дислокаций.

В структурном плане сооружения выделяются две мегазоны, разделенные зоной Центральносакхалинского глубинного шва. Складчатая структура западной мегазоны — позднекайнозойская, восточной — в основном позднемезозойская (предпалеогеновая), но переработанная позднекайнозойскими деформациями.

Западная, мио- или мезогеосинклиналиная, мегазона сложена мощными терригенными отложениями верхнего мела, палеогена и неогена (до 10—15 км), которым на отдельных уровнях подчинены туфогенные

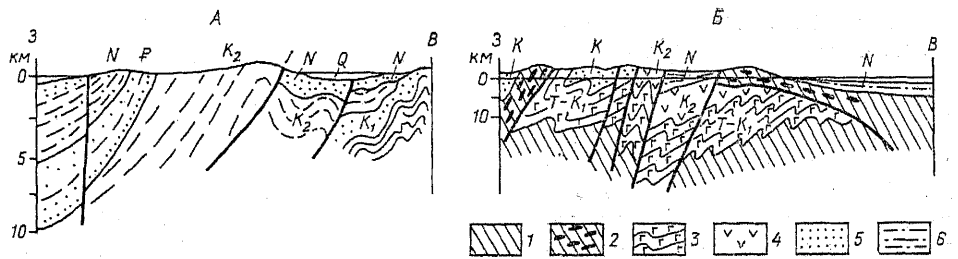


Рис. 93. Схематические геологические разрезы Сахалина: А — Западная мегазона Северного Сахалина (по Д. Ф. Семенову); Б — Восточная мегазона Северного Сахалина (по В. С. Рождественскому, 1987): 1 — меланократовый фундамент (зеленые сланцы, амфиболиты, габброиды, гипербазиты); 2 — серпентинитовый меланж; 3 — триас-сеноманские кремнисто-вулканогенно-граувакковые отложения; 4 — верхнемеловые кремнисто-вулканогенные и флишвидные песчано-алевритовые отложения; 5 — верхнемеловые песчано-алеврито-глинисто-сланцевые отложения; 6 — неогеновые отложения

и вулканические образования. На ее восточном краю выступают терригенно-вулканогенные толщи триас-раннемелового возраста; некоторые геологи допускают, что они могут подстилать всю западную мегазону. Палеогеновый комплекс налегает на верхнемеловой с перерывом, их общая складчатая структура в основном сформировалась лишь в позднем плиоцене, после чего западная мегазона испытывала поднятие. Главным ее элементом является асимметричный Западно-Сахалинский антиклинорий с узким, срезанным взбросо-надвигом восточным крылом и широким западным крылом (моноклинорием), переходящим под дном Татарского пролива в глубокий, не вполне компенсированный прогиб с пологоскладчатой структурой кайнозоя. На южном конце антиклинория находятся несколько действующих грязевых вулканов.

К Центральносахалинской шовной зоне приурочен узкий грабен, выполненный плиоцен-четвертичными отложениями.

Для восточной, эвгеосинклиналиной, мегазоны характерно широкое развитие мезозойских кремнистых и вулканогенных (основного состава) образований и пород офиолитовой ассоциации. В ее западной части протягивается сложное деформированный, надвинутый на восток офиолито-метаморфический пояс, состоящий из серпентинитового меланжа, альб-сеноманской олистостромовой толщи и мезозойских осадочно-вулканогенных образований, метаморфизованных в зеленосланцевой и глаукофансланцевой фации. Формирование структуры и метаморфизация пород этого пояса в основном происходила в середине и конце мела (в австрийскую и ларамийскую фазы). Его южным продолжением служит зона Камуикотан в центральной части о. Хоккайдо. Восточнее простирается зона развития триас-нижнемеловых вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, перекрытых альб-сеноманской олистостромой и совместно смятых в интенсивно сжатые, осложненные надвигами складки ларамийского (?) возраста. Эта зона в свою очередь надвинута на самую восточную зону Сахалина, сложенную сильно смятыми кремнисто-вулканогенными и терригенными толщами верхнего мела; местами они несогласно перекрываются полого залегающим неогеном.

Северная часть Сахалина покрыта мощным (3—9 км), трансгрессивнозалегающим, а в восточной мегазоне — несогласно залегающим терригенным неогеном, смятым в простые брахиморфные складки. К северу от этого Северо-Сахалинского поперечного прогиба на п-ове Шмидта обнажается надвинутый на запад, на верхний мел, офиолитовый комплекс. Судя по расположению полосовых геомагнитных максимумов, он принадлежит к более восточному офиолитовому поясу, в основном погребенному под западной частью Охотского моря. Для позднекайнозойской тектоники Сахалина характерно развитие продольных разрывов с праводвиговыми смещениями амплитудой от 5 до 25 км.

Остров Сахалин обладает относительно мощной (30—35 км) континентальной корой. Мощность «осадочного слоя» в ней варьирует от 0 до 10 км; «гранитно-метаморфического» (включающего доверхнемеловые складчатые комплексы) — 12—15 км, «базальтового» — 15—20 км. В гравитационном поле выделяются западная и восточная зоны максимумов, разделенные центральной зоной минимумов. Относительно спокойное геомагнитное поле Сахалина ограничено с двух сторон зонами максимумов, связанных с Восточно-Сихотэалинским вулканическим поясом и Восточно-Сахалинским офиолитовым поясом. Центральносакхалинский офиолитовый пояс отмечен более слабыми магнитными максимумами.

Стратиграфические комплексы и этапы развития. О домезозойской геологической истории Сахалина мы располагаем отрывочными данными. Западная мегазона, по-видимому, была заложена на коре континентального или переходного типа. Восточная мегазона или, во всяком случае, ее краевые зоны, к которым приурочены офиолитовые пояса, сложенные ультрабазитами, базитами (габбро, амфиболиты), серпентинитовым меланжем, обладали меланократовым фундаментом. В Центральносакхалинском офиолитовом поясе он, возможно, является додевонским, так как в перекрывающей его альб-сенноманской олистостромовой толще присутствуют обломки девонских, каменноугольных и пермских известняков, а также пермских силицитов и плагиобазальтов. Породы триаса, юры и нижнего мела распространены в обеих мегазонах. На восточном краю западной мегазоны они выражены глубоководными кремнисто-вулканогенными образованиями (толеитовые базальты, трахибазальты, реже кератофиры) с прослоями известняков и глинистых сланцев, а в восточной мегазоне — граувакковыми песчано-глинистыми толщами с прослоями основных лав, яшм и окремнелых известняков. На рубеже раннего и позднего мела Сахалинская область испытала деформации сжатия, и в Центральной шовной зоне возникло асимметричное поднятие, с которого в прогиб восточной мегазоны сползали глыбы и обломки сначала мезозойских, затем палеозойских пород и, наконец, пород девонского (?) офиолитового комплекса. В итоге нижнемеловые отложения в восточной мегазоне были перекрыты альб-сенноманскими толщами турбидитов и олистостром, заключающих фрагменты этих пород в глинисто-кремнистом матриксе, а с запада на них были надвинуты чешуи офиолитов и метаморфизованных мезозойских образований, и произошло внедрение тел габброидов и плагиогранитов.

В позднем мелу западная мегазона испытывала значительное погружение и была заполнена мощным (6—9 км) комплексом мелководноморских и прибрежно-континентальных песчано-алеврито-глинистых отложений с горизонтами кислых туфов (отзвуки сенонских извержений в Восточно-Сихотэалинском вулканическом поясе). В прогибах восточной мегазоны накапливались более глубоководные кремнисто-вулкано-

генные, а затем терригенные олистостромовые и угленосные отложения (до 6—7 км).

На рубеже мела и палеогена вся территория Сахалина испытала поднятие, в восточной мегазоне сопровождавшееся деформациями сжатия, формированием узких складок и надвигов с восточной вергентностью, повторным метаморфизмом и интрузиями габброидов, диоритов и гранитоидов.

В западной мегазоне в эоцене возобновилось погружение и стали накапливаться сначала конгломераты и песчаники с прослоями угля, а затем мелководные песчано-глинистые отложения верхнего эоцена и олигоцена (до 4 км). Неоген залегает трансгрессивно и также выражен песчано-алевритово-глинистыми мелководными морскими и континентальными (главным образом в плиоцене), частично угленосными толщами (до 5—9 км в северной части Сахалина). В нижнем и среднем миоцене распространены лавы и туфы основного и среднего состава, а также туффиты и силициты, сопоставляемые с зеленотуфовой формацией Японии. Основные лавы и туфы локально присутствуют и в верхнем плиоцене на юге Сахалина. В неогене в опускание была вовлечена также восточная часть восточной мегазоны. В позднем плиоцене Сахалин испытал последнюю фазу сжатия, в ходе которой возникли Западно-Сахалинский антиклинорий, Центральносакхалинский грабен, Восточно-Сахалинское сводово-глыбовое поднятие и Северо-Сахалинский поперечный прогиб.

К **полезным ископаемым Сахалина** относятся нефть, месторождения которой приурочены к миоценовым отложениям Северо-Сахалинского поперечного прогиба (Охинский нефтеносный район) и примыкающих к острову шельфов, а также каменные и бурые угли, приуроченные к нескольким горизонтам в верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых угленосных толщах южной и средней частей западной мегазоны.

ЛОЖЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

Дно северной и средней частей Охотского моря, кроме мелководных прибрежных зон, характеризуется глубинами от 0,2—0,5 до 1—1,5 и даже 1,78 км в котловине Дерюгина (к востоку от Сахалина). В южной части моря расположена глубоководная (до 3—3,5 км) Южно-Охотская (Курильская) котловина, постепенно сужающаяся и выклинивающаяся к северо-востоку.

Тот факт, что ложе Охотского моря обрамляется с запада, северо-запада и востока существенно позднемезозойскими складчатыми зонами — Восточно-Сахалинской, Кони-Тайгоносской и Западно-Камчатской, — позволяет предполагать, что в его северной и средней частях находится блок более древней, скорее всего домезозойской, консолидации — Охотоморский срединный массив. В пользу этого говорит относительно спокойный характер магнитного поля, резко отличный от контрастного, с линейными максимумами поля обрамляющих складчатых зон. Кора мощностью 25—32 км имеет здесь континентальный характер и включает осадочный (0—10 км), «гранитный» (10—12 км) и «базальтовый» (15—17 км) слои.

Наиболее древним, по-видимому, раннедокембрийским основанием обладает Северо-Охотоморское сводовое поднятие, вероятно, представляющее подводное продолжение Охотского срединного массива с архейским фундаментом, отсеченное от него Кони-Тайгоносской зоной и Охотско-Чукотским вулканическим поясом и, возможно, первоначально

связанное с выступами метаморфического фундамента Южной Камчатки. В средней части моря фундамент может быть более молодым, во всяком случае, он подвергся в мезозое тектономагматической переработке. Драгированием здесь были обнаружены гнейсы, кварциты, зеленые сланцы, граувакки, кремнистые породы, гранитоиды поздне-триасового, а также мелового возраста и местами — верхнемеловые лавы и туфы кислого и среднего состава, возможно, принадлежащие к одному из звеньев Восточно-Азиатского позднемезозойского вулканоплутонического пояса. На большей части площади Охотоморского массива фундамент перекрыт чехлом мезозойских (?) и кайнозойских существенно терригенных осадков. Мощность их варьирует от 0—0,5 км в полого-сводовых поднятиях, выраженных в рельефе дна подводными возвышенностями, до 3—5 км в сочетающихся с ними прогибах и впадинах и даже до 6—10 км в грабенообразной впадине Дерюгина. В неогене поверхность Охотоморского массива была приподнята и в значительной части осушена, а в плейстоцене вновь подверглась значительному, хотя и неравномерному опусканию.

Южно-Охотская глубоководная впадина, граничащая на юго-востоке с Курильской островной грядой, выполнена четвертичными и неогеновыми осадками (до 3—4 км), залегающими на акустическом фундаменте, по-видимому, мезозойского и более древнего возраста, так как с обеих крутых ее склонов были подняты юрские граниты, а со стороны самой впадины в начале неогена в пределы Курильского архипелага приносились гальки гранитов, гнейсов и метаморфических сланцев, указывающие на существование на ее месте в раннем кайнозое поднятия. Сейсмические данные о структуре коры Южно-Курильской впадины интерпретируются по-разному. Одни геофизики предполагают наличие здесь несколько утоненной (27 км) растянутой и утяжеленной в нижней части инъекциями мантийного материала континентальной коры; другие — более тонкой (12—15 км) коры субокеанического типа (см. рис. 95). Сложная структура аномального магнитного поля под впадиной, по крайней мере частично, отражает древние неоднородности в нижней части ее коры. В верхах мантии под впадиной выявлена мощная астеносферная линза, или асимметричный мантийный диапир, кровля которого находится на глубине около 40 км. Плотность теплового потока в Южно-Курильской впадине достигает 100 мВт/м² и более. Впадина, по-видимому, имеет рифтогенную природу и образовалась в неоген-четвертичное время в процессе растяжения и утонения континентальной коры и, возможно, зачаточного диффузного спрединга, сопровождавшегося глубоким некомпенсированным погружением.

КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА И КУРИЛО-КАМЧАТСКИЙ ЖЕЛОБ

Выпуклая к юго-востоку Курильская островная дуга, вытянутая на 1200 км между Камчаткой и о. Хоккайдо, выражена гирляндой увенчанных вулканами островов Большой Курильской гряды и расположенной к востоку от ее самой южной части короткой Малой Курильской грядой (о. Шикотан и др.); ее северным продолжением служит подводный хребет Витязя. Средняя часть Большой Курильской гряды, хребта Витязя и разделяющей их продольной депрессии относительно понижена. К юго-востоку от Курильской дуги, а также южной части Камчатки и о. Хоккайдо простирается на 2300 км дугообразный Курило-Камчатский желоб с глубинами дна до 8—10 км, а за ним — широкий асимметрич-

ный вал Зенкевича, плавно переходящий к востоку в ложе Тихого океана. Исследование Курильских островов было начато японскими геологами. После 1945 г., когда острова вошли в состав России, геолого-геофизическое изучение Курильской дуги проводили вулканологи Г. С. Горшков, Е. К. Мархинин, В. Н. Шилов, геологи Г. М. Власов, Г. С. Гнибеденко, К. Ф. Сергеев, Т. И. Фролова, В. Т. Фролов, геофизики И. К. Туезов, Р. З. Тараканов, С. А. Федотов, Т. К. Злобин, М. Л. Красный и др.

В тектоническом отношении Курильская дуга состоит из двух узких сводово-глыбовых линейных поднятий, разделенных неглубоким прогибом — внешнего невулканического (Малая гряда и хр. Витязя) и внутреннего вулканоактивного (Большая гряда) (рис. 94). В сложении фундамента внешней дуги, судя по ксенолитам из его пород, вынесенным на поверхность, участвуют гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, породы офиолитового комплекса и другие, происходящие из мезозойских геосинклинальных образований и более глубоких горизонтов континентальной коры. Остров Шикотан слагают пологонаклоненные к юго-востоку верхнемеловые (сенонские) подушечные базальтовые лавы, вулканогенно-обломочные породы и терригенно-туфогенно-кремнистый флиш, расслоенный потоками и sillами трахибазальтов (до 2 км). Этот комплекс несогласно перекрыт маломощными неогеновыми (?) базальтами и андезитами.

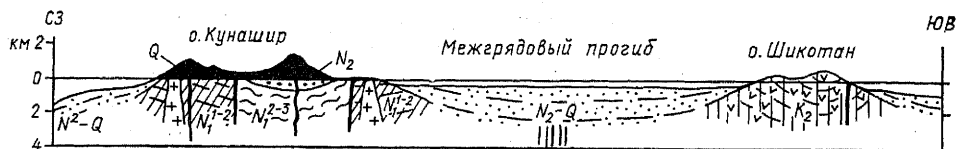


Рис 94. Поперечный разрез через южную часть Курильской островной дуги (по К. Ф. Сергееву)

В строении внутренней дуги участвуют донеогеновый фундамент (не обнаженный), неогеновый вулканогенно-осадочный и четвертичный вулканогенный комплекс. Судя по ксенолитам и драгированным с подводных склонов гряды обломкам, в составе фундамента присутствуют гранулиты, габброиды, кварциты, роговики, а также среднеюрские и позднемеловые гранитоиды. Совокупность геологических и радиоизотопных данных позволяет предполагать, что в фундаменте внутренней дуги участвуют глубокометаморфизованные породы докембрия (в том числе архея), по-видимому, принадлежащие продолжению Охотского и Охотоморского массивов, а также палеозойских и мезозойских геосинклинальных образований, прорванных гранитоидами. Палеогеновые отложения в обеих зонах неизвестны.

Неогеновый комплекс (до 5—6 км) состоит из трех серий, разделенных перерывами. Нижне-среднемиоценовая серия сложена терригенными породами, туфами и реже лавами различного (от базальтов до липаритов) состава, прорванными телами кварцевых диоритов. Верхнемиоценовая серия выражена чередованием кремнистых (диатомиты, опоки), терригенных пород и туфов, а в верхней части — также основными лавами. В плиоценовой серии преобладают вулканические андезитового состава при подчиненной роли кислых туфов и терригенных пород. Неогеновые толщи залегают полого, но разбиты крутыми разломами, вблизи которых осложнены складками и флексурами.

На размытой поверхности различных серий неогена залегает нарушенный четвертичный наземный вулканический комплекс. Он начинается с покровов базальтов, слагающих плато, на которые «насажены» около 100 потухших и более 30 действующих вулканов. Часть их сложена базальтами и андезитобазальтами, но преобладают полигенные вулканы (частично осложненные кальдерами), образованные гаммой пород от базальтов до андезиодацитов. Имеются также моногенные экструзивные купола дацитов и липаритов. Очаги базальтовых вулканов, несомненно, располагаются в верхах мантии на глубинах около 60 км. Под существенно андезитовыми вулканами предполагается наличие внутри коры промежуточных очагов, в которых происходила дифференциация базальтовых расплавов, или самостоятельных анатектических очагов более кислой магмы.

Курило-Камчатский желоб асимметричен. Его западный, более крутой, осложненный сбросовыми ступенями склон сложен несогласно залегающими на верхнемеловых образованиях неогеновыми отложениями. В нижней части склона они деформированы, возможно, вследствие оползаний. Плоское дно желоба выстлано маломощными недислоцированными осадками. Более пологое восточное крыло желоба и вал Зенкевича обладают разбитой на блоки корой океанического типа (рис. 95). Маломощный несплошной чехол океанических осадков подстилается здесь меловыми толеитовыми базальтами второго слоя океанической коры, под которыми местами вскрываются диабазы, габброиды и ультрабазиты третьего слоя последней.

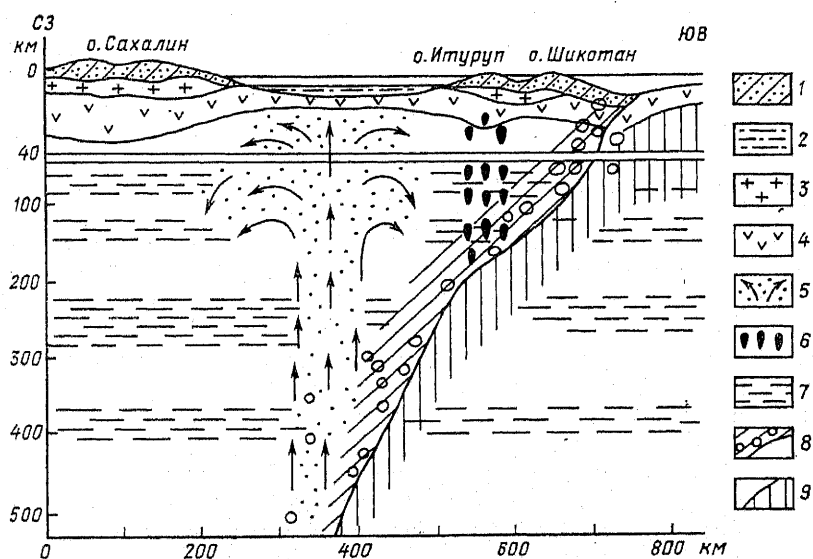


Рис. 95. Схематический глубинный геолого-геофизический разрез Южного Сахалина, Южно-Охотской впадины, южной части Курильской дуги и южной части Курило-Камчатского желоба (по Р. З. Тараканову, в интерпретации Н. А. Богданова, 1988):

1 — кайнозойские вулканогенные и осадочные образования; 2 — осадочный слой глубоководной впадины; 3 — метаморфические породы «гранитного слоя»; 4 — базальты океанической коры и породы «базальтового слоя»; 5 — глубинный поток тепла и флюидов; 6 — зоны плавления мантии под островной дугой; 7 — астеносферные слои пониженной скорости в мантии; 8 — краевая часть Азиатской литосферной плиты, перемещающаяся в сторону океана и совпадающая с ней сейсмофокальная зона с очагами землетрясений; 9 — субдущающая океаническая плита

Под всей Курильской дугой распространена континентальная кора с мощным «базальтовым» (до 20 км) и маломощным «гранитно-метаморфическим слоем». Ее общая мощность составляет под Большой грядой 30—35 км и постепенно уменьшается к оси желоба до 15 км. На его восточном склоне развита кора океанического типа (8—10 км). Тепловой поток в Большой Курильской гряде достигает, а местами превышает 100 мВт/м^2 и резко снижается в зоне глубоководного желоба. На глубинах 30—40 км температуры под ней и Южно-Охотской впадиной достигают 1000° , и вещество в пределах расположенного здесь асимметричного горячего мантийного диапира до глубин 100 км должно находиться в состоянии частичного плавления.

Курильская дуга и смежные с ней зоны исключительно сейсмичны. Подавляющая часть сейсмических очагов приурочена к сейсмофокальной зоне шириной около 50 км, которая, начинаясь в основании внутреннего склона Курило-Камчатского желоба, погружается под континент Азии до глубин 600—650 км под углом $45\text{—}50^\circ$ (в нижней части несколько круче, чем в верхней). В интервале глубин 150—250 км очаги почти отсутствуют. Динамические параметры напряжений в очагах глубоководных землетрясений указывают на преобладание субгоризонтального сжатия, поперечного к простиранию сейсмофокальной зоны, но в деталях ориентировка векторов напряжений более сложна. В концепции тектоники плит Курильская и подобные ей сейсмофокальные зоны интерпретируются как зоны субдукции, т. е. глубинного поддвига Тихоокеанской литосферной плиты под Азиатскую континентальную плиту. Высказывалось, однако, и противоположное мнение (Г. Штилле, П. Н. Кропоткин и др.) о том, что в этих зонах происходит надвигание (обдукция) литосферы восточной окраины Азии на ложе Тихого океана; этот процесс, возможно, был связан с подъемом асимметричного мантийного диапира под Южно-Охотской впадиной и Курильской дугой и односторонним расширением его верхней части в сторону Тихого океана. Имеются и другие гипотезы о геодинамических процессах, проходящих в сейсмофокальных зонах. Этот вопрос остается пока открытым.

Геологическое развитие Курильской дуги может быть намечено лишь начиная с позднего мела. Относительно ее предшествующей истории существуют противоположные гипотезы. По одной из них, дуга возникла на коре океанического типа, которая в ходе геосинклинального процесса постепенно преобразуется в континентальную. По другой — под дугой имеется древняя континентальная кора, подвергавшаяся, в частности в кайнозое, процессам деструкции. В отношении Южно-Охотской впадины высказываются предположения о ее реликтовой природе и возникновении в результате раздвига либо опускания и переработки (базификации) континентальной коры. Наличие под всей островной дугой достаточно мощной континентальной коры и присутствие в ее составе гнейсов и других докембрийских метаморфических пород позволяет склониться к мнению о древности ее континентального основания, принадлежавшего, как и фундамент южной Камчатки, к раннедокембрийской окраине Азии и впоследствии вовлеченного в геосинклинальный процесс, о чем свидетельствуют ксенолиты и обломки офиолитов, юрских и меловых гранитоидов.

В позднем мелу зона Малой Курильской гряды представляла эвгеосинклинальный прогиб. В палеогене вся дуга была приподнята. В начале неогена в зоне Большой Курильской гряды возник относительно глубокий вулканоактивный прогиб. Несколько позднее в погружение, сопровождавшееся рассеянным спредингом, был вовлечен и район Южно-Охотской впадины. Активизация вулканизма в Курильской дуге

и растяжение в ее «тылу» были связаны либо с подъемом мантийного диапира, его асимметричным расширением, а затем и надвиганием (обдукцией) на край Тихоокеанской литосферной плиты, либо (согласно концепции тектоники плит), наоборот — с субдукцией этой плиты под активную окраину Азиатского континента как первопричиной возникновения и роста мантийных диапиров под окраинными морями, растяжения и опусканий в их коре и известково-щелочного вулканизма в островных дугах. В любом случае современные зоны поднятий и погружений в Курильском регионе могут рассматриваться как «живые» геантиклинали и геосинклинальные прогибы разных типов. Кайнозойские осадочно-вулканогенные комплексы в нем еще не подверглись значительным деформациям сжатия, и типичный орогенный этап геосинклинального цикла здесь еще не начался.

К полезным ископаемым на островах Большой Курильской гряды относятся образовавшиеся в подводных условиях вулканогенно-экзгальационные колчеданные медно-полиметаллические миоценовые руды, сходные с разновозрастными рудами месторождений типа Куроко на Японских островах. На самом севере гряды, на о. Парамушир, известно месторождение серы в кратере действующего вулкана Эбеко.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Вопрос о времени заложения Тихоокеанского подвижного пояса тесно связан с вопросом о возрасте и происхождении Тихоокеанской впадины. Генезис ее остается гипотетичным. Существовала она, по-видимому, уже в позднем протерозое, о чем говорит наличие простирающихся вдоль ее окраин древнейших средне- и позднерифейских геосинклинальных прогибов (например, Хингано-Буреинского в Сихотэ-Алинской области) и рифейский возраст древнейших офиолитов в некоторых районах Тихоокеанского пояса (в частности, на востоке Камчатки). Внешние (западные) зоны северо-западной части этого пояса возникли на подвергшейся деструкции дорифейской континентальной коре, установленной на Тайгоносе, юго-западе Камчатки, в некоторых районах Сихотэ-Алиня, о. Хонсю и предполагаемой в основании Охотоморского массива и Курильской гряды. Во внутренних (восточных) зонах северо-западной части Тихоокеанского пояса более широко распространен допалеозойский или раннепалеозойский меланократовый фундамент, сохранившийся со времени их заложения на океанической коре окраины Тихого океана или новообразованной при раздвигах коры обрамлявших его континентальных областей. В тектоническом развитии северо-западной части этого пояса намечаются несколько геосинклинальных циклов, рубежи между которыми не вполне синхронны в разных его областях.

Первый цикл в Сихотэ-Алинской области начался в среднем (?) рифее и завершился в середине кембрия (в салаирскую эпоху) деформациями сжатия, метаморфизмом, гранитоидным магматизмом и поднятиями. Второй цикл в пределах Сихотэ-Алиня, Японии и, может быть, Сахалина начался с деструкции коры и погружений, вероятно, в ордовике или силуре и после длительного и сложного развития завершился интенсивным сжатием, становлением гранитоидов и поднятиями в ту или иную эпоху мезозоя — в конце триаса (в районе Ямато), в конце юры (на о. Хонсю), в начале раннего мела (в Хингано-Буреинской зоне), в начале позднего мела (в Сихотэ-Алине) или в конце мела (в восточной зоне Сахалина).

В более северных областях Тихоокеанского пояса байкало-салаирский цикл не фиксируется, и единственный завершённый геосинклинальный цикл охватывает палеозой (с ордовика или силура) и мезозой. Во внешней Кони-Тайгоносской зоне заложенные на древней континентальной коре геосинклинальные прогибы возникли в палеозое и завершились развитием в начале позднего мела, когда они подверглись интенсивным складчато-надвиговым деформациям. В пределах Охотского моря и юго-западной части Камчатки, по-видимому, находился обширный жесткий блок раннедокембрийского фундамента; в меловое время он подвергся тектонотермальной активизации, был частично перекрыт наземными, преимущественно кислыми вулканитами и интродуцированными гранитоидами. В Корякской области с ордовика или силура существовала система прогибов, заложенных на коре океанического типа и заполнявшихся толщами кремнисто-терригенных осадков и основных вулканитов. Развитие этой талассогеосинклинальной системы, осложнявшееся фазами сжатия и последующего растяжения перед поздней юрой и в середине мела, завершилось складчато-покровными деформациями в конце мела — начале палеогена, в ходе которых сформировалась современная структура Корякской системы и ее восточного продолжения в северной части дна Берингова моря.

С завершающей стадией развития поздних мезозойских или ларамид Корякской системы и Восточного Сахалина совпадает начавшаяся в середине мела ранняя стадия развития кайнозойских геосинклинальных прогибов и систем. Часть мел-кайнозойских прогибов развивалась на континентальной коре и имела мезогеосинклинальный характер (Западно-Сахалинская и Западно-Камчатская зоны), другие были заложены на меланократовом основании и характеризовались эвгеосинклинальным типом развития (Олюторская, Восточно-Камчатская, Курильская зоны). Процесс погружения, осложнявшийся фазами поднятий, а в некоторых зонах и деформациями сжатия, завершился общим сжатием и поднятием в Камчатско-Олюторской системе в позднем миоцене, а на Сахалине — в плиоцене. Одновременно с завершающими стадиями развития кайнозойских геосинклинальных прогибов возникают впадины окраинных морей (Япономорская, Южно-Охотская, Командорская), испытывавшие горизонтальное растяжение, а затем некомпенсированное погружение. Вдоль их Притихоокеанского фланга формируются дугообразные зоны глыбовых поднятий — Командоро-Алеутская, Курильская, Японская островные дуги — и сопряженные с ними глубоководные желоба и сейсмофокальные зоны. В позднем плиоцене и антропогене деформации сжатия в северо-западной части Тихоокеанского пояса повсеместно прекратились, широкое развитие получили структуры растяжения — грабены, горсты, односторонне наклоненные блоки, раздвиги, а также сдвиги, характерные для островных дуг, Камчатки, Япономорской впадины, Сихотэ-Алиня и других, и мощно проявился наземный существенно базальтовый (Камчатка, Сихотэ-Алинь) или разнообразный по составу продуктов вулканизм (Курильская дуга).

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В заключение остановимся на некоторых общих чертах и закономерностях развития рассмотренной в этой книге территории России и близлежащих областей. Эта территория столь обширна, разнообразно построена и представительна, что позволяет судить о главных этапах (мегаэтапах) эволюции земной коры не только для северной половины суперконтинента Евразии, но во многом и для всей Земли. Можно выделить пять таких мегаэтапов.

1. Мегаэтап формирования древнейшей протоконтинентальной коры платформ (и, возможно, коры континентов) — катархей и архей.

2. Мегаэтап возникновения и развития протоплатформ и протогеосинклинальных областей — ранний протерозой.

3. Мегаэтап обособления и доплитного развития древних платформ и метаплатформ и заложения подвижных поясов — поздний протерозой.

4. Мегаэтап геосинклинального развития подвижных поясов и формирования плитного чехла древних платформ Евразии — конец позднего протерозоя и палеозой (местами и начало мезозоя).

5. Мегаэтап сопряженного развития континентальных блоков, новообразованных и обновленных океанов, унаследованных и регенерированных геосинклинальных областей в некоторых подвижных поясах — мезозой и кайнозой.

Мегаэтап формирования древнейшей протоконтинентальной коры платформ (континентов?) — катархей и архей (рис. 96). Вопрос о составе наиболее древних пород коры Земли и, в частности, континента Евразии окончательно не выяснен. Многие исследователи в последнее время относят к числу древнейших образований обнажающиеся в пределах большинства щитов комплексы «серых гнейсов» — в основном первично-магматических (интрузивных и эффузивных) пород среднекислого, преимущественно диоритового, габбро-диоритового, гранодиоритового, тоналитового, плагиогранитного состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Кроме гнейсов эти комплексы обычно включают подчиненные им амфиболиты. Для их химического состава характерно существенное преобладание натрия над калием. Эти комплексы известны на щитах и Воронежском массиве Восточно-Европейской платформы, а также на Омолонском массиве. Их возраст здесь превышает 3,2 и даже 3,5 млрд лет, а для амфиболитов из Приднепровского мегаблока Украинского щита недавно была получена одна из древнейших для Земли цифра возраста 3,9 млрд лет. Однако нельзя утверждать, что «серые гнейсы» слагают самую древнюю оболочку Земли, так как магматическое вещество, из которого они образованы, внедрялось в нее или изливалось на ее поверхность.

На Аддано-Становом щите и Анабарском выступе Сибирской платформы, а также в Подольском и некоторых других мегаблоках Украинского щита древнейшие породы выражены не «серыми гнейсами», а значительно более глубоко измененными первично-осадочно-вулканоген-

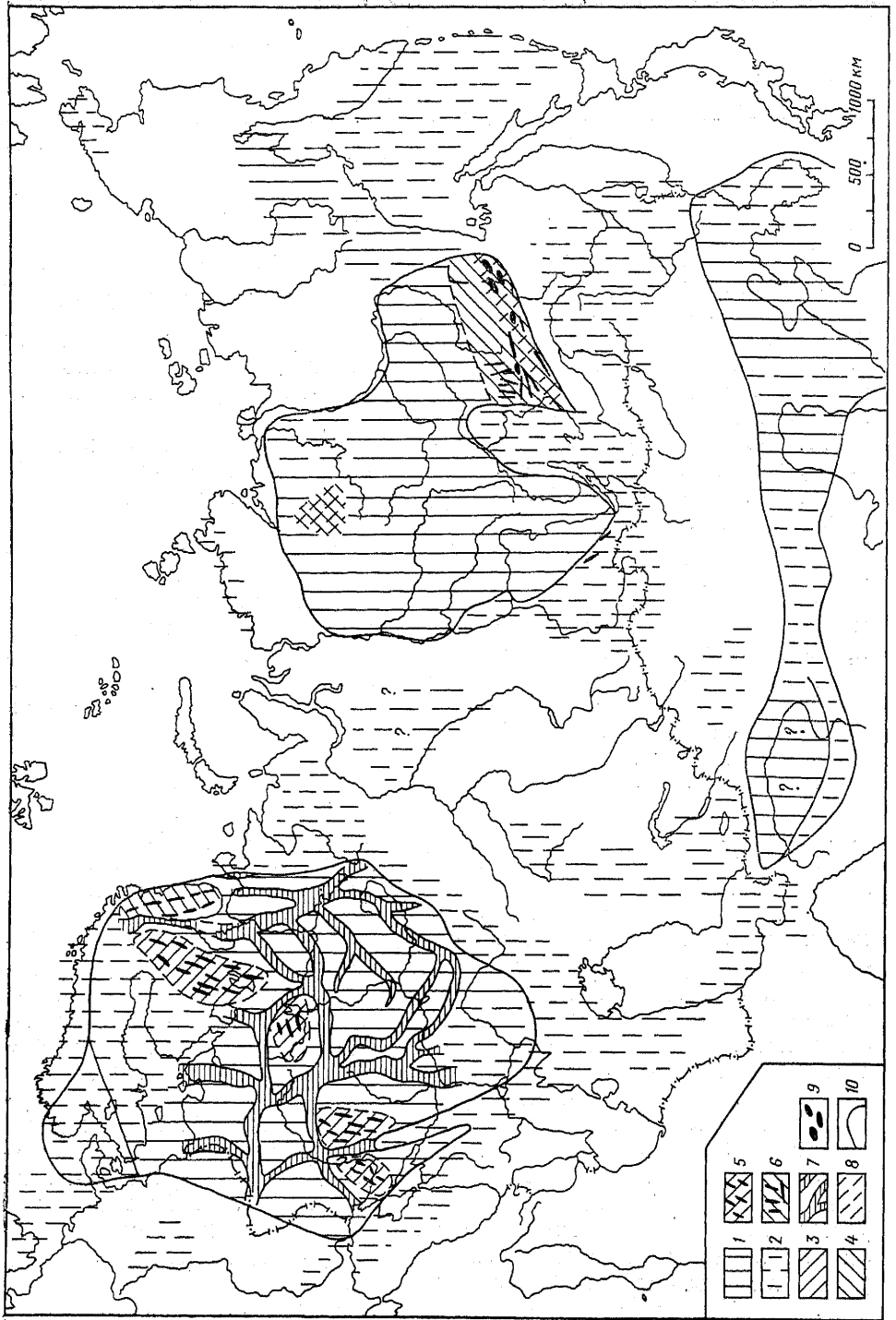


Рис. 96. Схема строения архейского основания территории Северной Евразии (без палинастических реконструкций, так же как и на рис. 97—107):

1 — существование архейское метаморфическое основание без расчленения; 2 — то же, предположительно (впоследствии сильно переработанное); 3 — катархейско-раннеархейские существование «серогнейсовы» области; 4 — катархейско-раннеархейские существование «серогнейсовы» области; 4 — катархейско-раннеархейские существование «чарнокит-гранулитовые» области; 5 — архейские зеленокаменные пояса, наложенные на области типа 3 (гранит-зеленокаменные области); 6 — архейские зеленокаменные пояса, наложенные на области типа 4 (гранулит-зеленокаменные области); 7 — архейско-раннепротерозойские (?) гранулитовые пояса; 8 — зоны позднеархейского-раннепротерозойского диафтореза; 9 — позднеархейско-раннепротерозойские массивы анортозитов, габронитов, пироксенитов; 10 — границы древних платформ с существованием архейским фундаментом (показаны для ориентировки)

ными образованиями гранулитовой фации метаморфизма — комплексами гнейсов и кристаллических сланцев (в том числе чарнокито- и эндибитогнейсов). Древнейшие радиометрические датировки пород этого комплекса составляют 3,4—3,7 млрд лет. Возрастные соотношения «серогнейсовых» и гранулитовых комплексов недостаточно ясны. В фундаменте Русской плиты узкие зоны архейских (?) гранулитов («межи») образуют сложную петельчатую сеть (см. с. 124).

Глубины, на которых, по экспериментальным данным, происходило региональное преобразование пород нижних горизонтов раннеархейского или катархейского алданского гранулитового комплекса, должны были достигать 30 км. Однако уже к концу архея эти породы местами были выведены на поверхность, что заставляет допускать огромную, геологически неправдоподобную величину последующего, позднеархейского, поднятия и эрозийного среза в таких районах. Эта «загадка» еще не нашла окончательного объяснения. Развитие Земли в архее характеризовалось повсеместной подвижностью и проницаемостью (пермобильностью) литосферы и высокими величинами теплового потока и геотермического градиента. Сильно прогретая тонкая протоконтинентальная кора в целом обладала значительной пластичностью, но на отдельных относительно более устойчивых участках — так называемых литоплинтах — в маломощной самой верхней ее части могли эпизодически возникать тектонические разрывы, вскоре «залечивавшиеся» при проникновении в них магматического материала.

На протяжении раннего и позднего архея эта кора в различных областях будущих платформ и, по крайней мере, на части площади метаплатформ и подвижных поясов неоднократно подвергалась растяжению и утоньшению, вплоть до полного ее разрыва в отдельных зонах, и возникали многочисленные зеленокаменные пояса и их структурные ансамбли — гранит-зеленокаменные области. Образовавшиеся при этом трюги заполнялись вулканогенными толщами из высокомагнезиальных ультраосновных (коматиты), основных и более кислых пород, а также терригенными и железисто-кремнистыми отложениями. Субстратом зеленокаменных поясов обычно служили серогнейсовые комплексы, но в некоторых областях (Алданский щит и др.) они

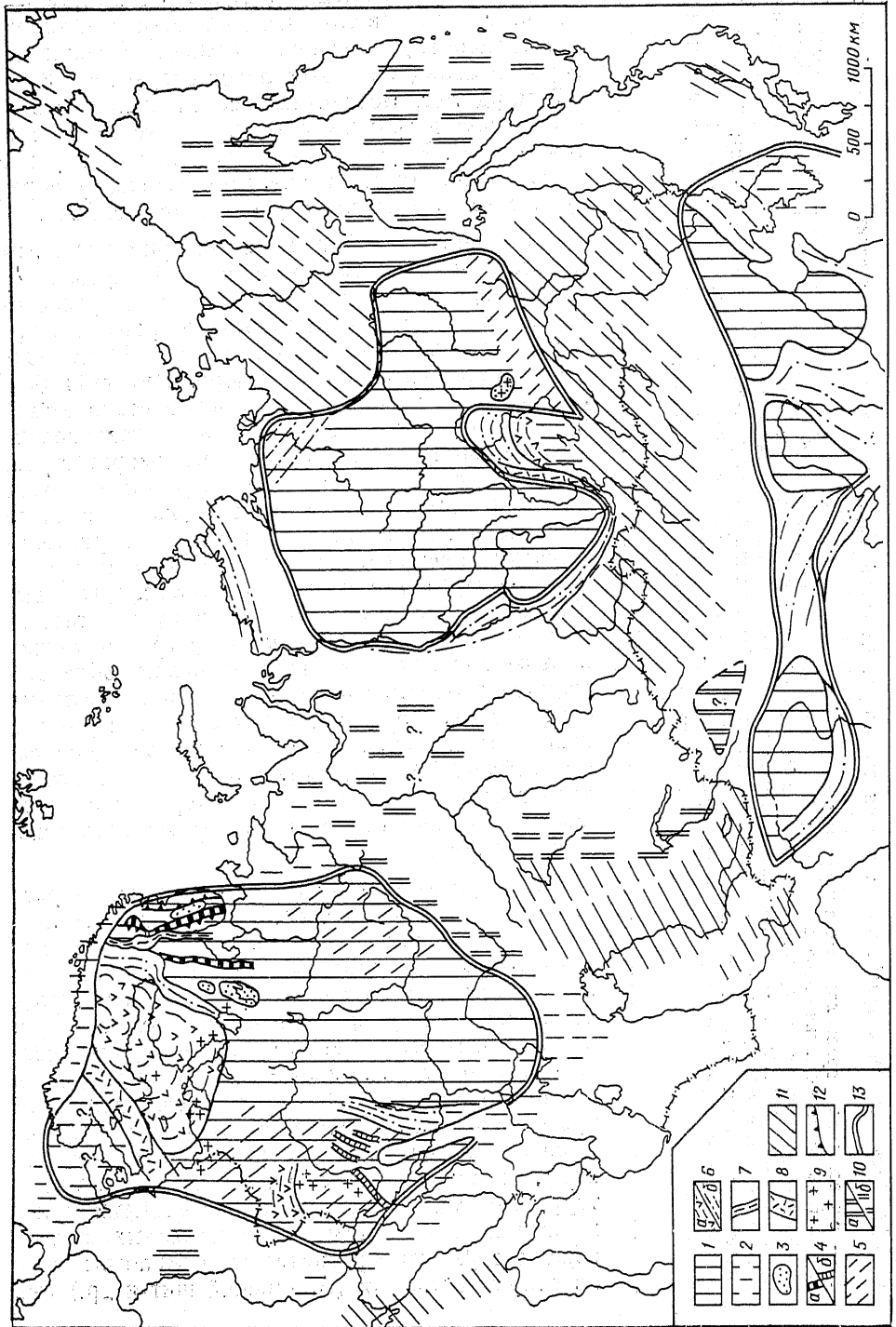


Рис. 97. Схема раннепротерозойской структуры территории Северной Евразии:

1—9 — раннепротерозойские тектонические элементы в пределах возникших позднее древних платформ и металаплатформенных областей; 1 — раннепротерозойские протоплатформенные области с архейским метаморфическим фундаментом; 2 — то же, предположительно; 3 — раннепротерозойские протосинклизы; 4 — раннепротерозойские проторифтовые зоны (протовалякогены с существенно вулканогенным (а) и терригенно-кремнистым разрезом (б)); 5 — термальная переработка архейского фундамента в раннем протерозое; 6 — раннепротерозойские протогейсинклинальные области и зоны протогейсинклинального (а) и протомегасинклинального типа (б); 7 — раннепротерозойские гранулитовые пояса; 8 — вулканолуночные пояса конца раннего протерозоя; 9 — массивы гранитов рапакиви и габбро-набродитов конца раннего протерозоя; 10—11 — раннепротерозойские тектонические элементы в пределах возникших поздних подвижных поясов; 10 — блоки архейского фундамента достоверные (а) и предполагаемые (б); 11 — протогейсинклинальные области и зоны (частично продолжавшие развитие в раннем-среднем рифее); 12 — некоторые крупные древних платформ (показаны для орден-тировки)

закладывались на гранулитогнейсовом основании. Развитие гранит-зеленокаменных областей завершалось сильными деформациями сжатия (в основном в зеленокаменных поясах) и процессами гранитизации (в основном между этими поясами), наиболее интенсивно проявившимися около 2,6 млрд лет назад в связи с мощным глобальным импульсом выноса в кору глубинного тепла, а также калия и некоторых других элементов. Эти процессы привели в конце архея к превращению относительно маломощной протоконтинентальной коры в более зрелую и мощную кору в пределах значительных частей будущих платформ Северной Евразии и некоторых других зон материков.

Мегаэтап возникновения и развития протоплатформ и протогейсинклинальных областей — ранний протерозой (рис. 97). В начале раннего протерозоя тепловой поток и степень подвижности литосферы в пределах значительных областей Северной Евразии и, в частности, на территориях нынешних Сибирской и Восточно-Европейской платформ существенно снизились, верхняя часть их коры приобрела некоторую «жесткость», и на обширных площадях установился относительно более спокойный протоплатформенный режим. Самая большая протоплатформенная область находилась на месте Сибирской платформы, частично выходя за ее современные границы. Несколько меньшую площадь занимали протоплатформенные области в пределах Восточно-Европейской платформы. В ее западной части земная кора в начале и особенно в середине раннего протерозоя подверглась деструкции, приведшей к возникновению довольно обширной Свекофеннской протогейсинклинальной области на северо-западе и несколько более узких протогейсинклинальных зон на юго-западе нынешней платформы.

Протогейсинклинальные области и зоны развивались также на территориях будущих подвижных поясов (в пределах Казахского нагорья и северного Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и пр.), Байкальской, Бурейно-Дунбэйской и других метаплатформ, Колымского массива и пр. Общий план их расположения недостаточно ясен, но несомненно, что по протяженности и ширине они значительно уступали подвижным поясам неогей. Судя по составу слагающих их образований, среди них имелись зоны с режимами развития, близкими к мио- и эвгейсинклинальному, а по мнению некоторых исследователей, — так-

Рис. 98. Схема структуры территории Северной Евразии в ранне-среднем рифее.

1—6 — территории древних платформ: 1 — области поднятия — выступы дорифейского фундамента, 2 — краевые участки с дальсландским (допозднерифейским) метаморфическим фундаментом, 3 — районы слабого погружения с маломощным чехлом, 4 — глубокие грабенообразные прогибы—авлакогены, 5 — проявления вулканической деятельности, 6 — границы древних платформ с подвижными поясами; 7—11 — подвижный фундамент (частично погребенный) в пределах подвижных протопоясов без расчленения, 8 — дорифейский синалектический фундамент (частично погребенный) в пределах подвижных протопоясов, 9 — ранне-среднерифейские влакогеосинклинальные прогибы в окраинных зонах подвижных протопоясов, 10 — ранне-среднерифейские геосинклинальные прогибы и системы (новообразованные и унаследованные от раннего протерозоя), 11 — районы, подвергшиеся предпозднерифейской (исседонской, дальсландской) складчатости, метаморфизму и гранитизации

же отдельные зоны с присутствием древнейших протофиолитовых ассоциаций, указывающие на раздвиги континентальной коры, но в целом по масштабу горизонтального растяжения протогоеосинклинальные области и зоны протерозоя существенно уступали геосинклинальным поясам неогей. Период наиболее интенсивного расширения и углубления (2,1—1,9 млрд лет) сменился в этих областях и зонах свекофеннской эпохой сжатия (с формированием складчатонадвиговых и местами покровных структур), метаморфизма и гранитизации (1,9—1,8 млрд лет). Несколько позднее (1,7—1,6 млрд лет) вдоль границ некоторых протогоеосинклинальных складчатых областей образовались краевые вулканические пояса (Готский, Аkitканский). Возможно, родственны последним, но более глубоко денудированы некоторые зоны протоплатформ (например, Становая), пережившие в раннем протерозое процесс тектонотермальной переработки.

Обширные территории протоплатформенных областей испытывали воздымание, денудировались, а их кора временами подвергалась повторному прогреву и наложенному ретроградному метаморфизму. На некоторых их участках формировались довольно глубокие брахиморфные впадины — протосинеклизы, в основном заполнявшиеся терригенным материалом, а в свекофенскую эпоху подвергшиеся пологоскладчатым деформациям и внедрению гранитоидов (Удоканская впадина). На других участках протоплатформ в обстановке растяжения возникали проторифтовые структуры и линейные грабенообразные прогибы, в основном заполнявшиеся либо терригенно-кремнистым (Криворожская зона), либо вулканогенным (существенно базальтовым) материалом (Печенга-Варзугская зона). В свекофенскую эпоху эти зоны испытали сжатие, замаскировавшее их первичную рифтовую породу. Некоторые другие линейные зоны, вероятно, унаследованные от архейских «межей», в начале протерозоя, по-видимому, также подвергались растяжению, а в дальнейшем испытали интенсивное сжатие и метаморфизм гранулитовой ступени, были сильно приподняты, надвинуты на смежные зоны, глубоко денудированы и превратились в гранулитовые пояса (например, Лапландско-Кольвицкий пояс на северо-востоке Балтийского щита). Процессы горизонтального растяжения коры, вулканизма и последующего сжатия, метаморфизма и гранитизации в протогоеосинклинальных областях и различных зонах протоплатформенных областей на протяжении раннего протерозоя подчинялись

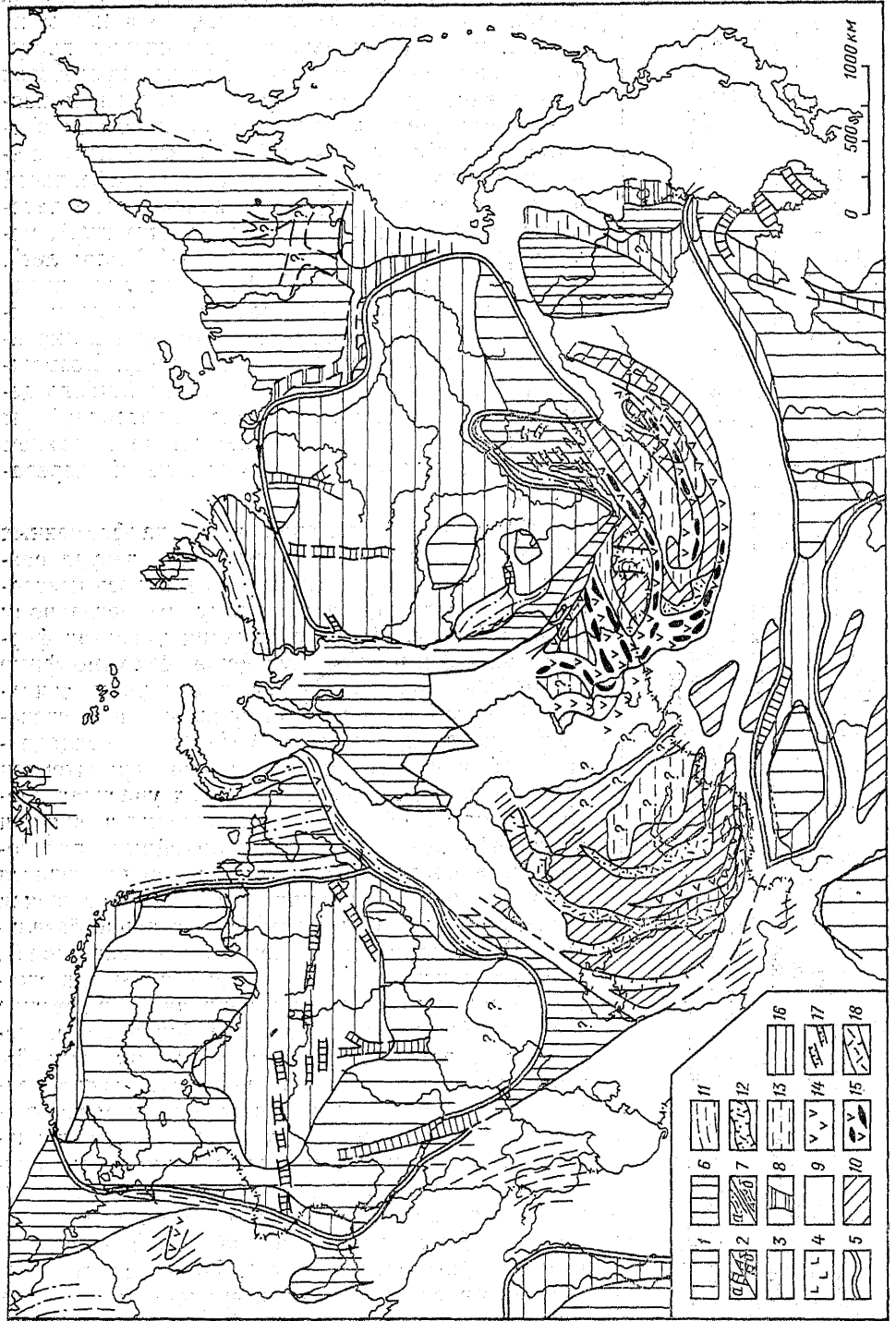


Рис. 99. Палеотектоническая схема территории Северной Евразии для позднего рифея — венда.

1—5 — древние платформы: 1 — поднятые участки — выступы фундамента, 2 — авлакогены, испытавшие глубокое погружение в позднем рифее — начале венда, на поверхности (а) и погруженные под поздневендским плитным чехлом (б), 3 — районы слабого или умеренного погружения, главным образом в позднем венде, покрытые плитным чехлом, 4 — проявления вулканической деятельности, 5 — границы древних платформ; 6—8 — металаплатформенные области: 6 — металаплатформенные массивы и металаплатформенные области без расчленения, 7 — авлакогеосинклинальные прогибы с осадочным (а) и осадочно-вулканогенным выполнением, испытавшие сжатие и складчатость в байкальскую (в конце рифея или венде) и саянскую эпоху (в кембрии), 8 — авлакогеосинклинальные прогибы, не испытавшие байкальской складчатости; 9—16 — подвижные (геосинклинальные) пояса; 9 — территории подвижных поясов без расчленения, 10 — поднятия в подвижных поясах с добайкальским (доверхнерифейским) сиалическим фундаментом, 11 — районы, подвергшиеся байкальской складчатости в конце рифея — венде, 12 — рифтоподобные прогибы начальной стадии развития геосинклиналей с континентальным вулкано-термально-территориальным выполнением, 13 — мно- и мезогеосинклинальные прогибы, 14 — эргеоинклинальные прогибы, 15 — то же, испытавшие сильный разрыв, вплоть до новообразования коры океанического типа (офиолитовые рвы), 16 — чехол срединных и металаплатформенных массивов; 17 — грабены на срединных и металаплатформенных массивах; 18 — наземные вулканические пояса

общей глобальной ритмичности. В сущности, весь ранний протерозой представлял собой единый крупнейший тектонотермальный цикл, осложненный несколькими более частными циклами.

Мегаэтап обособления и доплитного развития древних платформ и металаплатформ и заложения подвижных поясов — поздний протерозой (рис. 98). В конце раннего протерозоя после отмирания протогоеосинклинальных областей и зон, «закрытия» проторифтовых зон на платформах и широких проявлений гранитизации и повторного ретроградного метаморфизма на площадях будущих платформ происходили общее значительное снижение и усреднение уровня их тектонотермальной активности. Они превращаются в обширные ядра стабилизации («кратонизации»), между которыми сохраняются области, где развитие протогоеосинклинальных прогибов и их систем не полностью закончилось в конце раннего протерозоя. В раннем-среднем рифее на территории Северной Евразии усилились процессы деструкции континентальной коры, выражавшиеся в ее растяжении, раздроблении, заложении линейных грабенообразных прогибов и общем утоньшении, не доходившем (или почти нигде не доходившем), однако, до ее полного разрыва. По всей вероятности, зоны растяжения складывались в обстановке некоторого общего разнонаправленного горизонтального расширения коры. В разных районах Евразии (как и на других континентах) процессы деструкции проявлялись с различной интенсивностью, что привело к обособлению древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской и др.), где эти процессы были выражены относительно слабо, и заложению между ними, а также между ними и областью Тихого океана широких зон, где деструкция проявилась более сильно. Эти зоны, которые в рифее включали в себя будущие подвижные пояса и металаплатформенные области, можно назвать *подвижными протопоясами*.

Деструкция коры на древних платформах выразилась в возникновении и углублении многочисленных различно ориентированных авлакогенов, либо цепочкой расположенных внутри них, либо

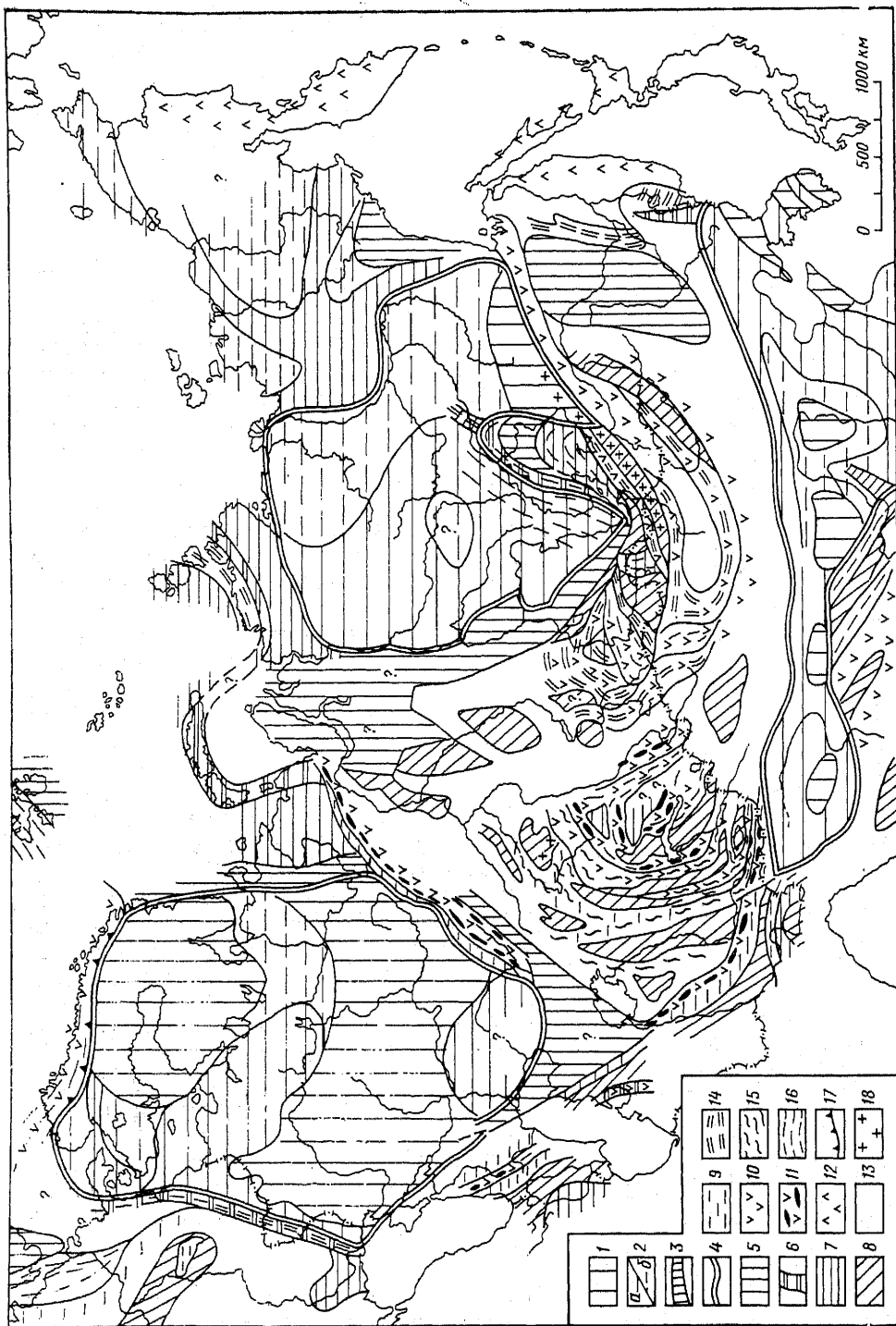


Рис. 100. Палеотектоническая схема территории Северной Евразии для кембрия, ордовика и силура: 1—4 — древние платформы; 1 — приподнятые участки, 2 — участки, испытывавшие устойчивое (а) или временное (б) погружение, 3 — авлакогены, 4 — границы древних платформ; 5—7 — металаформенные области; 5 — приподнятые участки и металаформенные области без расчленения, 6 — авлакогосинклинальные прогибы, 7 — участки металаформенных областей и средних массивов, испытывавшие общее слабодифференцированное погружение; 8—18 — подвижные пояса: 8 — поднятия и срединные массивы и геантиклинали), 9 — мио- и мезогосинклинальные прогибы и системы, 11 — то же, испытывавшие сильный разрыв с образованием зон с корой океанического типа (офиолитовые рвы), 12 — талассогеосинклинальные прогибы и системы, в основном развивавшиеся на океанической коре, 13 — территории подвижных поясов без расчленения, 14 — зоны салаирской складчатости (в конце ордовика), 15 — зоны раннекаледонской складчатости (в конце ордовика), 16 — зоны позднекаледонской складчатости (в силуре), 17 — фронтальные зоны тектонических покровов, 18 — салаирские и каледонские гранитоиды

вдающихся в глубь платформ со стороны подвижных протопоясов, а также в извержениях базальтов и более кислых продуктов в авлакогенах и становлении ультраосновных щелочных массивов центрального типа. Общее расширение площади древних платформ вряд ли превышало первые проценты.

В подвижных протопоясах деструкция проявилась в заложении вдоль их границ с платформами более глубоких, широких, протяженных и устроенных сложнее, чем авлакогены, авлакогосинклинальных прогибов. Последние завершали свое длительное, часто полициклическое развитие деформациями сжатия в конце рифея, венде или кембрии (Тиманская, Западно-Уральская, Енисейская, Таймырская, Байкало-Патомская, Польско-Датско-Добруджинская и другие зоны).

Во внутренних частях подвижных протопоясов в раннем-среднем рифее продолжалось развитие остаточных протогосинклинальных прогибов (в Казахстане, Алтае-Саянской области, некоторых районах Средиземноморского пояса), которое обычно заканчивалось перед поздним рифеем (в исседонскую эпоху) складчатыми деформациями, метаморфизмом и становлением гранитоидов. На некоторых других участках подвижных протопоясов (Северный Тянь-Шань) развивались прогибы авлакогосинклинального типа. Складчатость, метаморфизм и гранитизация на рубеже среднего и позднего рифея затронули также некоторые периферические зоны Восточно-Европейской (Дальсландская зона), Китайской (ее южная часть), Северо-Американской (Гренвильская зона) платформ. Типичные эвгосинклинальные прогибы и тем более раздвиговые зоны с корой океанического типа до начала позднего рифея в подвижных протопоясах, по-видимому, почти нигде не возникали. Возможное исключение представляют внутренние зоны Тихоокеанского пояса со времени своего заложения в краевых частях древней (?) Тихоокеанской впадины, вероятно, обладавшие корой океанического типа.

Мегаэтап геосинклинального развития подвижных поясов и формирования плитного чехла древних платформ Евразии — конец позднего протерозоя и палеозой (местами и начало мезозоя) (рис. 99—103). В конце позднего протерозоя или в начале палеозоя внутри подвижных протопоясов резко усилились процессы растяжения и раздробления континентальной коры, приведшие к заложению типичных геосинклинальных (в том числе эвгосинклинальных) прогибов и систем; во многих из них эта кора была

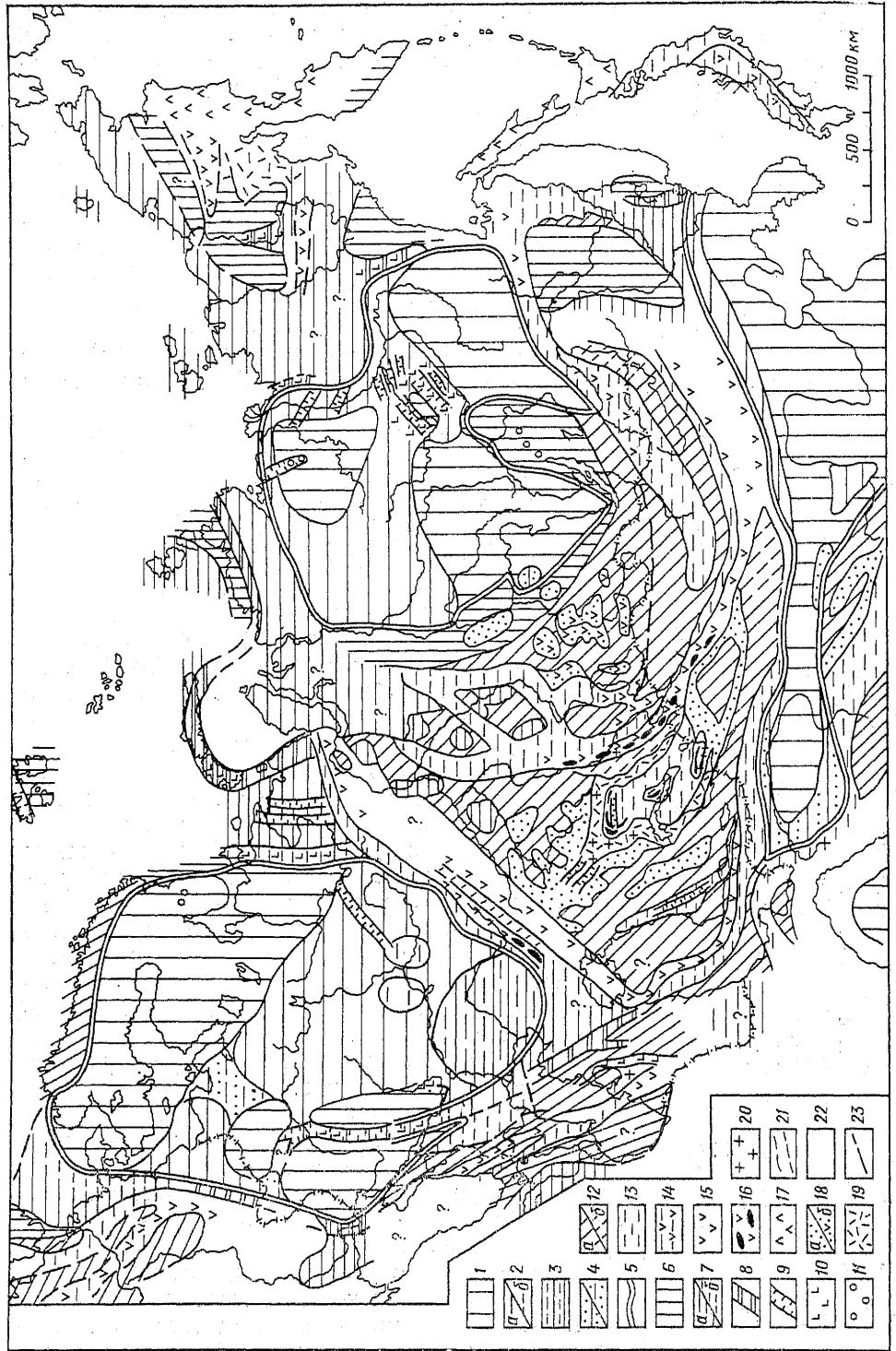


Рис. 101. Палеотектоническая схема территории Северной Евразии для девонского периода:

1—5 — древние платформы: 1 — приподнятые участки, 2 — участки, испытывавшие устойчивое (а) или временное слабое (б) опускание и покрывавшиеся морскими отложениями, 3 — участки, испытывавшие наиболее глубокое погружение, 4 — естественно континентальные отложения в платформенных впадинах, 5 — границы древних платформ; 6—8 — метаплатформенные области: 6 — приподнятые участки и метаплатформенные области без расчленения, 7 — участки метаплатформенных областей и средних массивов, испытывавшие устойчивое (а) или временное (б) опускание, 8 — авлакогеосинклинальные прогибы, регенерированные в девоне; 9—11 — древние платформы и метаплатформенные области: 9 — грабены (авлакогены), вновь возникшие или регенерированные, 10 — проявления базальтового и трахитового вулканизма, 11 — щелочно-ультраабазитовые интрузии центрального типа; 12—22 — подвижные пояса: 12 — поднятия (средние массивы и зоны додевонской консолидации), абсолютные (а) и относительные (б), 13 — геосинклинальные прогибы и системы, 14 — то же, мезогеосинклинальные, 15 — то же, эвгеосинклинальные, 16 — то же, испытывавшие сильный разрыв с образованием зон с корой океанического типа (офиолитовые рвы), 17 — талассогеосинклинальные прогибы и системы, в основном развивавшиеся на океанической коре, 18 — девонские впадины на складчатом фундаменте с существенно континентальным терригенным (а) и терригенно-вулканогенным (б) наполнением, 19 — наземные вулканические пояса, 20 — гранитоиды, 21 — зоны среднедевонской (тельбесской) складчатости, 22 — территории подвижных поясов без расчленения; 23 — некоторые крупнейшие разломы

полностью разорвана и возникли более или менее широкие зоны с маломощной корой океанического типа. Эти процессы не затронули (или слабо затронули) ряд участков подвижных протопоясов, смежных с древними платформами, что привело к обособлению в их пределах подвижных (геосинклинальных) поясов и метаплатформенных областей. В одних регионах Урало-Монгольского пояса (в Казахском нагорье, Северном Тянь-Шане, Алтае-Саянской области и Северной Монголии) эти процессы начались в позднем рифее, а на Урале и Южном Тянь-Шане лишь в позднем кембрии, т. е. после того, как в некоторых регионах этого пояса уже проявились первые фазы сжатия. Процессы деструкции протекали с разной интенсивностью, поэтому в одних геосинклинальных системах раздвиговые зоны с корой океанического типа образовались уже в конце рифея — венде (восток Алтае-Саянской области, Монголия), в других — не раньше кембрия или начала ордовика (Казахское нагорье, Урал, Тянь-Шань, Большой Кавказ). По крайней мере, начиная с ордовика, такие зоны фиксируются и в Тихоокеанском поясе (например, в Корякском нагорье). Возможно, однако, что здесь они возникали в пределах отшнурованных краевых участков ложа Тихого океана.

В результате деструкционных процессов конца протерозоя — начала палеозоя в подвижных поясах были сформированы системы геосинклинальных прогибов на утоненной континентальной коре и новообразованной коре океанического типа. Ширина подвижных поясов вследствие их растяжения сильно возросла и соответственно увеличилась общая площадь Северной Евразии. Однако в отличие от ранне-среднерифейского мегаэпипала на этот раз древние платформы почти не испытывали воздействия процессов деструкции, но начиная с позднего кембрия — венда стали вовлекаться в общее слабодифференцированное опускание, подвергаться широким морским трансгрессиям и вступили в главную эпоху формирования плитного комплекса их чехла.

Уже с конца позднего рифея — венда некоторые прогибы подвижных поясов стали периодически испытывать деформации сжатия. Однако в основном деформации сжатия байкальской эпохи проявлялись в

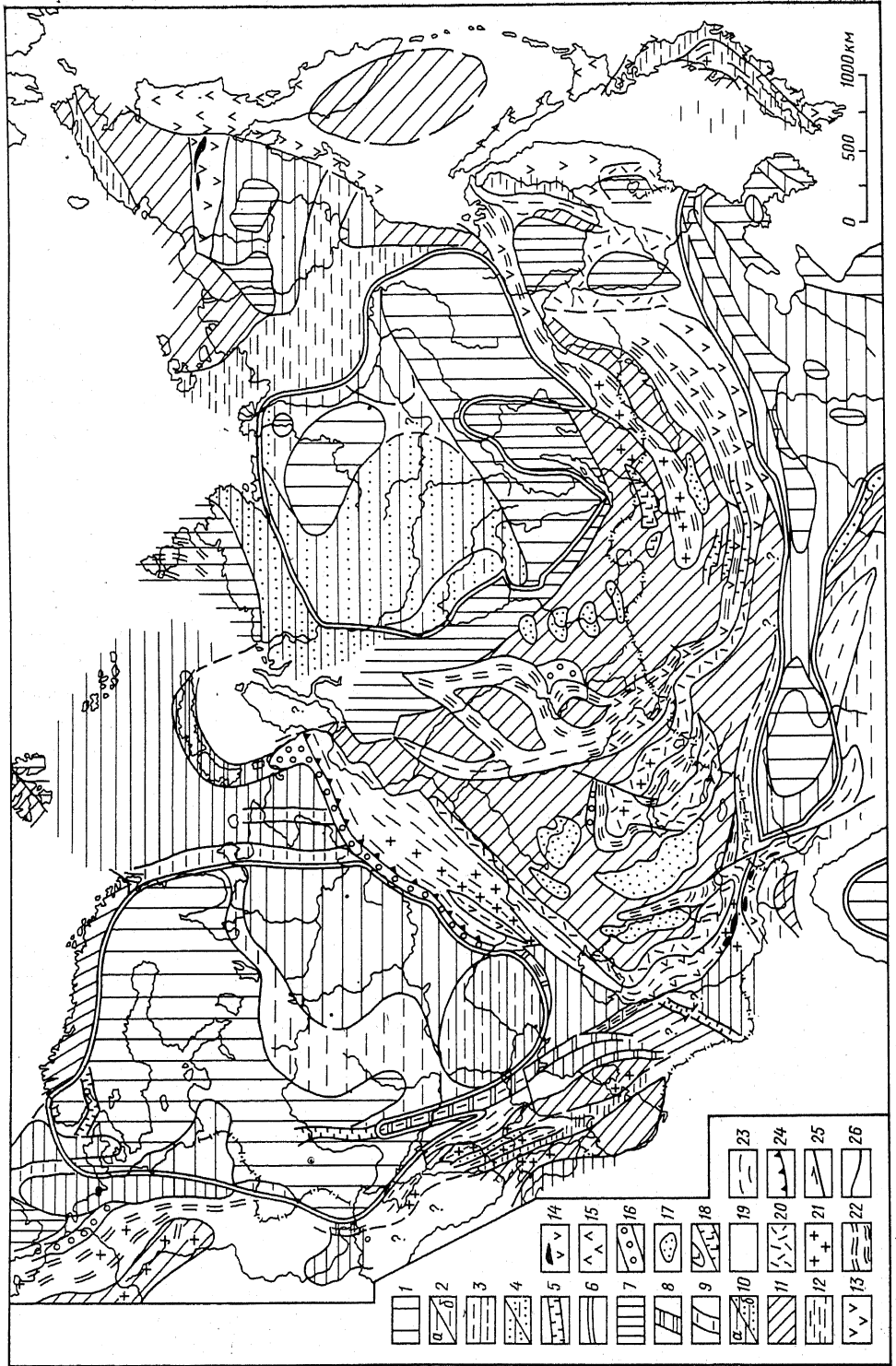


Рис. 102. Палеотектоническая схема территории Северной Евразии для карбона и перми.

1—6 — древние платформы: 1 — приподнятые участки, 2 — участки, испытывавшие устойчивое (а) или временное (б) опускание, 3 — участки, испытывавшие наиболее глубокое погружение, 4 — существенно континентальные отложения в платформенных впадинах, 5 — грабены, 6 — границы древних платформ; 7—9 — металаплатформные области; 7 — приподнятые участки, 8 — авлакогеосинклинальные прогибы, 9 — относительные поднятия в инверсированных авлакогеосинклинальных зонах и авлакогенах; 10 — участки металаплатформенных областей в инверсированных областях; то же, с накоплением существенно континентальных отложений (б); 11—19 — подвижные пояса: 11 — области поднятия, 12 — многоосинклинальные прогибы и системы, 13 — эвгеосинклинальные прогибы и системы, 14 — то же, испытавшие сильный разрыв с образованием зон с корой океанического типа (офиолитовые рвы), 15 — талассогеосинклинальные прогибы и системы, 16 — краевые и периферийные грабены, выполненные континентальными отложениями, 17 — внутренние впадины и грабены, выполненные осадочно-вулканогенными образованиями, 18 — внутренние впадины и грабены, выполненные континентальными осадочно-вулканогенными образованиями, 19 — территории подвижных поясов без расчленения; 20 — наземные вулканогенные пояса; 21 — позднепалеозойские гранитоиды; 22 — зоны ранне- и позднекаменноугольной складчатости; 23 — зоны ранне- и позднепермской складчатости; 24 — крупнейшие надвиги и тектонические покровы; 25 — крупнейшие сдвиги; 26 — некоторые крупнейшие разломы без расчленения

рифейских авлакогеосинклинальных зонах, примыкающих к границам платформ, и сравнительно слабо затронули внутренние зоны геосинклинальных систем. Но в дальнейшем, на протяжении всего палеозоя, импульсы сжатия неоднократно повторялись в различных зонах подвижных поясов, чередуясь с фазами растяжения, и к концу палеозоя последовательно охватили все продольные зоны и сегменты Урало-Монгольского и Северо-Атлантического, а также большую часть Средиземноморского пояса.

В Тихоокеанском поясе, за исключением отдельных зон, деформации сжатия в палеозое не играли столь существенной роли. Как правило, импульсы сжатия проявлялись в зонах, подвергавшихся до этого наибольшему растяжению и погружению и прежде всего в раздвиговых зонах с корой океанического типа, сжатие и «закрытие» которых фиксируется формированием олистостром, серпентинитовых меланжей, офиолитовых аллохтонов, а затем распространялись на другие зоны геосинклинальных систем.

К числу главных эпох сжатия, сопровождавшихся гранитоидным магматизмом и приводивших к окончательному или временному прекращению геосинклинального процесса в целых геосинклинальных системах, относятся *салаурская* эпоха в конце среднего кембрия (в восточной части Алтае-Саянской области, в Северной Монголии), *каледонская* — в конце ордовика и силуре (там же, а также в Казахском нагорье и Северном Тянь-Шане), *тельбесская* — между ранним и серединой среднего девона (в некоторых районах Казахского нагорья и Алтая), *судетско-саурская* — в середине раннего карбона (там же, а также на Большом Кавказе и в некоторых других районах (Средиземноморского пояса) и несколько *позднегерцинских фаз* в конце карбона, перми и раннем триасе (Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Иртыш-Зайсан-Гобийская система в Урало-Монгольском поясе, Кавказ, Северный Памир и другие районы в Средиземноморском поясе). На некоторых участках обоих поясов (Урал — Новая Земля, Кавказ и др.) важную роль играла также *древнекиммерийская* эпоха деформаций сжатия в конце триаса. На фоне этой периодичности проявлений сжатия в развитии геосинклиналь-

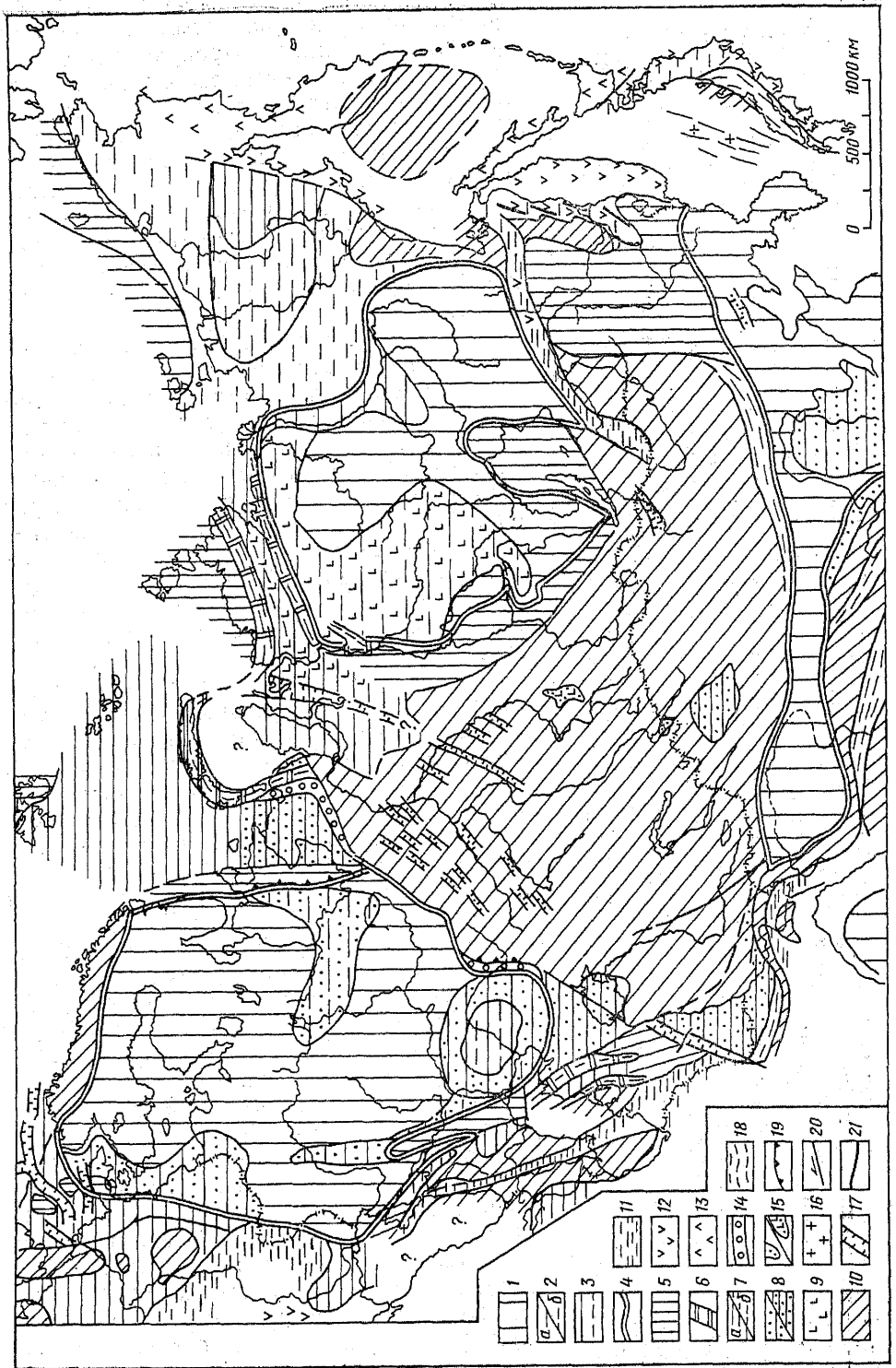


Рис. 103. Палеотектоническая схема территории Северной Евразии для триасового периода.

1—4 — древние платформы: 1 — области поднятия, 2 — области устойчивого (а) или временного (б) погружения, 3 — области наиболее устойчивого и глубокого погружения, 4 — границы древних платформ; 5—7 — метаплатформенные области и зоны опусканий в пределах эпигеосинклинальных складчатых областей и средних массивов; 5 — поднятия, 6 — авлакогеосинклинальные зоны, 7 — районы общего устойчивого (а) или временного (б) погружения; 8 — существенно континентальные отложения в чехле платформ (а), метаплатформ и складчатых областей (б); 9 — проявления существенно базальтового (траппового) наземного вулканизма в пределах древних платформ и метаплатформенных областей; 10—16 — подвижные пояса: 10 — взаимного вулканизма в пределах эпигеосинклинальных складчатых областей и средних массивов, 11 — многоосинклинальные прогибы и системы, 12 — эвгеосинклинальные прогибы и системы, 13 — талассогеосинклинальные прогибы и системы, 14 — краевые прогибы, 15 — внутренние впадины с континентальными терригенным (а) и терригенно-вулканическим (б) выполнением, 16 — гранитоиды; 17 — грабены на платформах, в метаплатформенных и складчатых областях; 18 — зоны позднегерцинской (древнекеммерийской, индосинийской) складчатости; 19 — некоторые крупнейшие надвиги; 20 — некоторые крупнейшие разломы без расчленения

ных поясов вырисовываются два более крупных цикла, первый из которых охватывает конец протерозоя, ранний палеозой и силур, завершаясь в ряде зон геосинклинальных поясов *каледонской* складчатостью, а второй начинается в девоне с новой эпохи деструкции коры, мощных вспышек вулканизма и регенерации геосинклинального режима на отдельных участках и завершается в конце палеозоя герцинской складчатостью или местами в конце триаса древнекеммерийской (= индосинийской) складчатостью

Деструкционные процессы в условиях усиления прогрева верхов мантии проявились в девоне в различных типах тектонических зон Северной Евразии: 1) в геосинклинальных прогибах и системах, не подвергавшихся деформациям сжатия в каледонскую эпоху; в них усиливается растяжение, активизируется вулканизм и возникают или подновляются зоны с корой океанического типа (Южно-Мугоджарская, Чарская); 2) в складчатых системах, геосинклинальное развитие которых закончилось в салаирскую или каледонскую эпоху; в них в условиях растяжения происходят мощные наземные извержения и формируются наложенные впадины и грабены, а в конце герцинского цикла проявляются повторные деформации сжатия умеренной интенсивности (ряд зон салаирид и каледонид Алтае-Саянской области, каледонид Северного Тянь-Шаня, а также Шпицбергена, Британских островов и других областей Северо-Атлантического пояса); 3) на Восточно-Европейской и Сибирской древних платформах, в Печоро-Баренцевоморской и других метаплатформенных областях и близкой к ним по характеру развития в среднем палеозое Верхояно-Чукотской области; в этих областях во второй половине девона происходит регенерация рифейских авлакогенов и авлакогеосинклинальных зон, сопровождаемая вспышками базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма. В конце герцинского или древнекеммерийского цикла некоторые регенерированные в среднем палеозое прогибы испытывают инверсию и складчатые деформации. Таким образом, наиболее крупные циклы пульсационных движений проявлялись в палеозое однотипно, хотя и в разных масштабах, в подвижных поясах, ме-

Рис. 104. Палеотектоническая схема территории Северной Евразии для ранней и средней юры.

1—4 — древние платформы; 1 — области поднятия, 2 — области устойчивого (а) или временного (б) погружения, 3 — регенерированные грабенообразные впадины в авлакогенах с осадочно-вулканогенным выполнением, 4 — границы древних платформы; 5 — поднятые участки металаплатформенных областей; 6 — металаплатформенные и эпигеосинклинальные складчатые области, испытывавшие общее устойчивое (а) или временное слабое (б) погружение; 7 — существенно континентальные терригенные отложения в пределах платформ (а), платформ и складчатых областей (б); 8—16 — подвижные пояса: 8 — районы слабого (а) и интенсивного (б) воздымания в пределах эпигеосинклинальных складчатых областей и срединных массивов, 9 — многосинклинальные прогибы и системы, 10 — мезогеосинклинальные прогибы и системы, 11 — эпигеосинклинальные прогибы и системы, 12 — талассогеосинклинальные прогибы и системы, 13 — существенно вулканогенные комплексы на срединных массивах, 14 — зоны среднемезозойской (позднемерийской) складчатости, 15 — внутренние построгенные выходы в континентальным терригенным (а) и вулканогенным (б) выполнением, 16 — средние и позднерюрские гранитоиды; 17 — грабены на платформах, в металаплатформенных и эпигеосинклинальных складчатых областях с осадочным (а) и осадочно-вулканогенным выполнением (б); 18 — крупные сбросы; 19 — крупные разломы без расчленения; 20 — западная граница области ранне-среднерюрской магматической активизации в Урало-Монгольском поясе; 21 — раннерюрская астроблема

таплатформенных областях и на древних платформах.

К началу мезозоя (или местами к концу триаса) геосинклинальный процесс прекратился в пределах Северо-Атлантического и на большей части протяжения Урало-Монгольского подвижных поясов, превратившихся в эпигеосинклинальные складчатые пояса, и временно прервался в Средиземноморском поясе. Этот пояс, как и Урало-Монгольский, на поздних стадиях герцинского цикла значительно сузился. В итоге подвижные складчатые пояса Евразии объединились с обрамляющими их древними платформами Лавразийской и Гондванской групп и металаплатформенными областями в единый огромный и гетерогенный относительно консолидированный блок с континентальной корой — Пангею, — занимавший, вероятно, почти половину поверхности Земли.

Мегаэтап сопряженного развития континентальных блоков, новообразованных и обновленных океанов, унаследованных и регенерированных геосинклинальных областей в некоторых подвижных поясах — мезозой (в основном начиная с юры) и кайнозой (рис. 104—107). Сравнительно короткий (0,25 млрд лет) мезозойско-кайнозойский мегаэтап развития Евразии и Земли в целом еще далек от своего завершения. Около 10 млн лет назад началась его последняя — неотектоническая — стадия. Отметим наиболее характерные черты и ведущие глобальные тектонические тенденции на этом мегаэтапе.

1. Значительное возрастание роли океанов в структуре Земли и океаногенеза в ее развитии. Эти тенденции проявляются в «обновлении» ложа Тихого океана и образовании впадин других (молодых) океанов. Несмотря на признаваемую большинством геологов древность, Тихоокеанская впадина в результате сочетания процессов спрединга и массовых площадных и линейных базальтовых извержений в позднем мезозое и кайнозое обладает ныне океанической корой, второй «слоем» которой сложен юрскими, меловыми или кайнозойскими базальтами, а первый слой — вышележащими океаническими осадками. Впадины Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, по-видимому, возникли в мезозое или начале кайнозоя и продолжали формироваться в кайнозое.

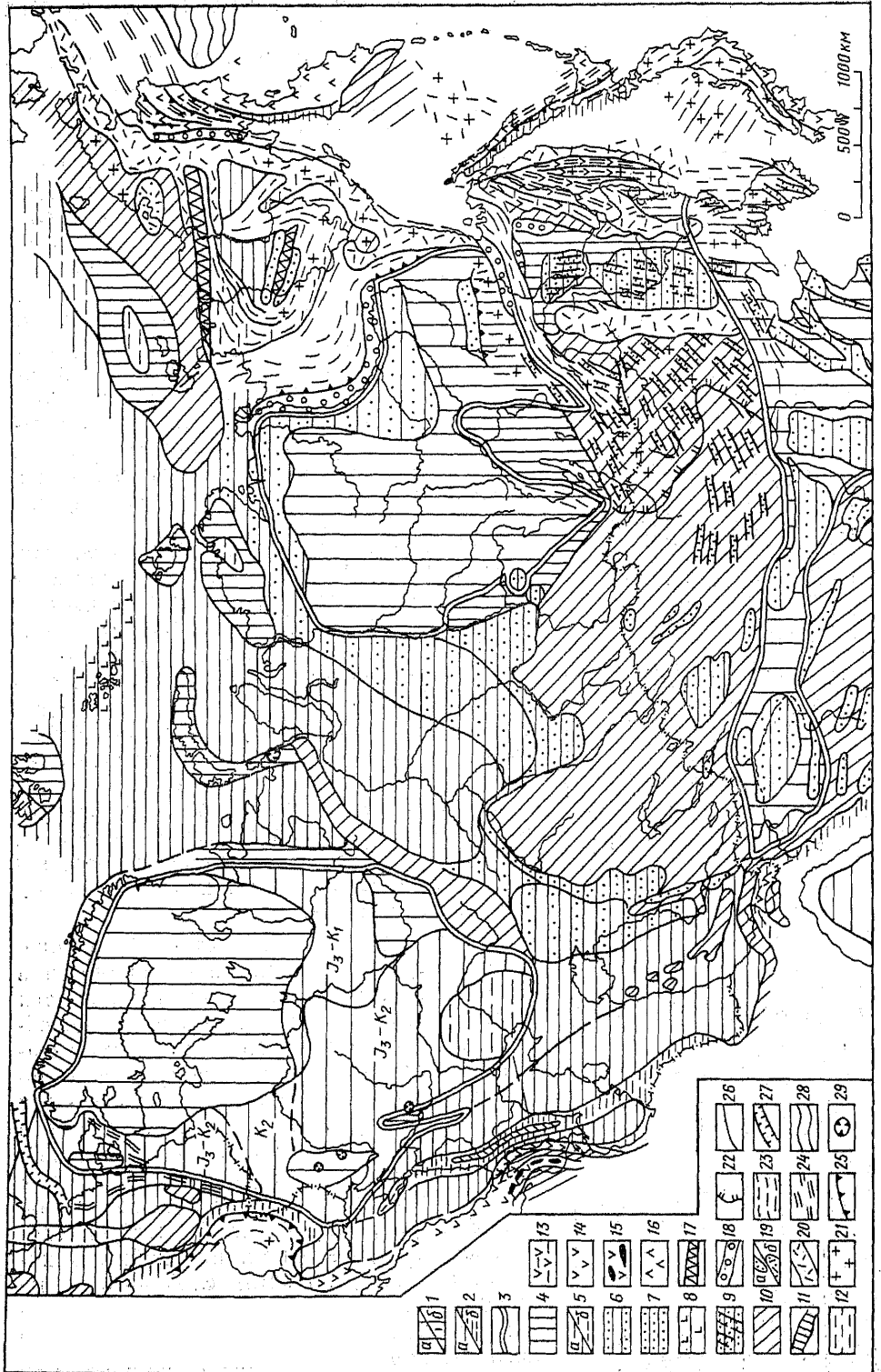


Рис. 105. Палеотектоническая схема территории Северной Евразии для поздней юры и мела.

1—3 — древние платформы: 1 — области слабого (а) и интенсивного (б) поднятия, 2 — области слабого (а) и более интенсивного (б) погружения (точки — с накоплением континентальных отложений), 3 — границы древних платформ; 4 — приподнятые участки металаплатформенных областей; 5 — металаплатформенные и эпигеосинклинальные складчатые области с плитным чехлом; районы устойчивого (а) и неустойчивого (б) погружения с накоплением морских отложений, 6 — с чередованием морских и континентальных отложений, 7 — с накоплением континентальных отложений, 8 — с присутствием раннемеловых траптов; 9 — системы позднеюрско-раннемеловых грабенов под позднемеловым континентальным чехлом; 10—19 — подвижные пояса; 10 — районы поднятия в пределах эпигеосинклинальных складчатых областей и срединных массивов; 11 — геосинклинали, 12 — мезогеосинклинальные прогибы и системы, 15 — то же, с рифы и системы, 13 — мезогеосинклинальные прогибы и системы, 14 — эвгеосинклинальные прогибы и системы, 15 — то же, с сильным раздвигом и новообразованием зон с корой океанического типа (офиолитовые рвы), 16 — талассогеосинклинальные прогибы и системы, 17 — позднерурские рифт-геосинклинали, испытавшие сильное сжатие и закрывшиеся в раннем мелу, 18 — краевые прогибы, 19 — внутренние впадины с осадочным (а) и осадочно-вулканогенным (б) выположением; 20 — наземные вулканические пояса; 21 — гранитоиды в подвижных поясах и активизированных зонах платформ; 22 — западная граница области позднемезозойской магматической активизации в Урало-Монгольском поясе; 23 — зоны проявления позднеюрской и раннемеловой складчатости в подвижных поясах, на платформах и металаплатформах; 24 — то же, позднемеловой и предмеловой (марамийской) складчатости; 25 — крупные надвиги и тектонические покровы; 26 — грабены без расчленения; 27 — грабены на платформах, металаплатформах и в подвижных поясах; 28 — ложе Алеутской впадины Берингова моря с раннемеловой (?) корой океанического типа; 29 — астроблемы

На ранних стадиях (преимущественно в первой половине мезозоя) основную роль в их образовании играли процессы рассеянного рифтогенеза, опусканий и постепенного разрушения растянутой и утоньшенной континентальной коры, происходившие в периферических зонах современного ложа этих океанов, а на более поздних стадиях (в мелу и кайнозое) — процессы спрединга во внутренних зонах новообразованных океанов (срединно-океанических рифтовых хребтах). В отличие от постепенно расширявшегося ложа молодых океанов, площадь ложа Тихого океана, по-видимому, существенно не возросла, так как его расширение, связанное со спредингом, по крайней мере частично компенсировалось поглощением океанической коры на его «активных» окраинах, где, по представлениям одних исследователей, происходил ее подвиг (субдукция), а по мнению других — на движение на нее (обдукция) окраин соседних континентов и островных дуг Тихоокеанского подвижного пояса.

2. Общее сокращение арены проявления геосинклинального процесса в подвижных поясах Земли вследствие его прекращения к началу мезозоя в Урало-Монгольском и Северо-Атлантическом поясах и его последовательного завершения в мезозое и кайнозое в разных областях Тихоокеанского (включая связанную с ним Верхояно-Чукотскую область) и Средиземноморского поясов. Эта тенденция осложнялась явлениями регенерации геосинклинального режима после герцинской складчатости в первой половине мезозоя на большей части протяжения Средиземноморского и в восточном сегменте Урало-Монгольского пояса. Регенерация в Средиземноморском поясе сопровождалась раздроблением и растяжением

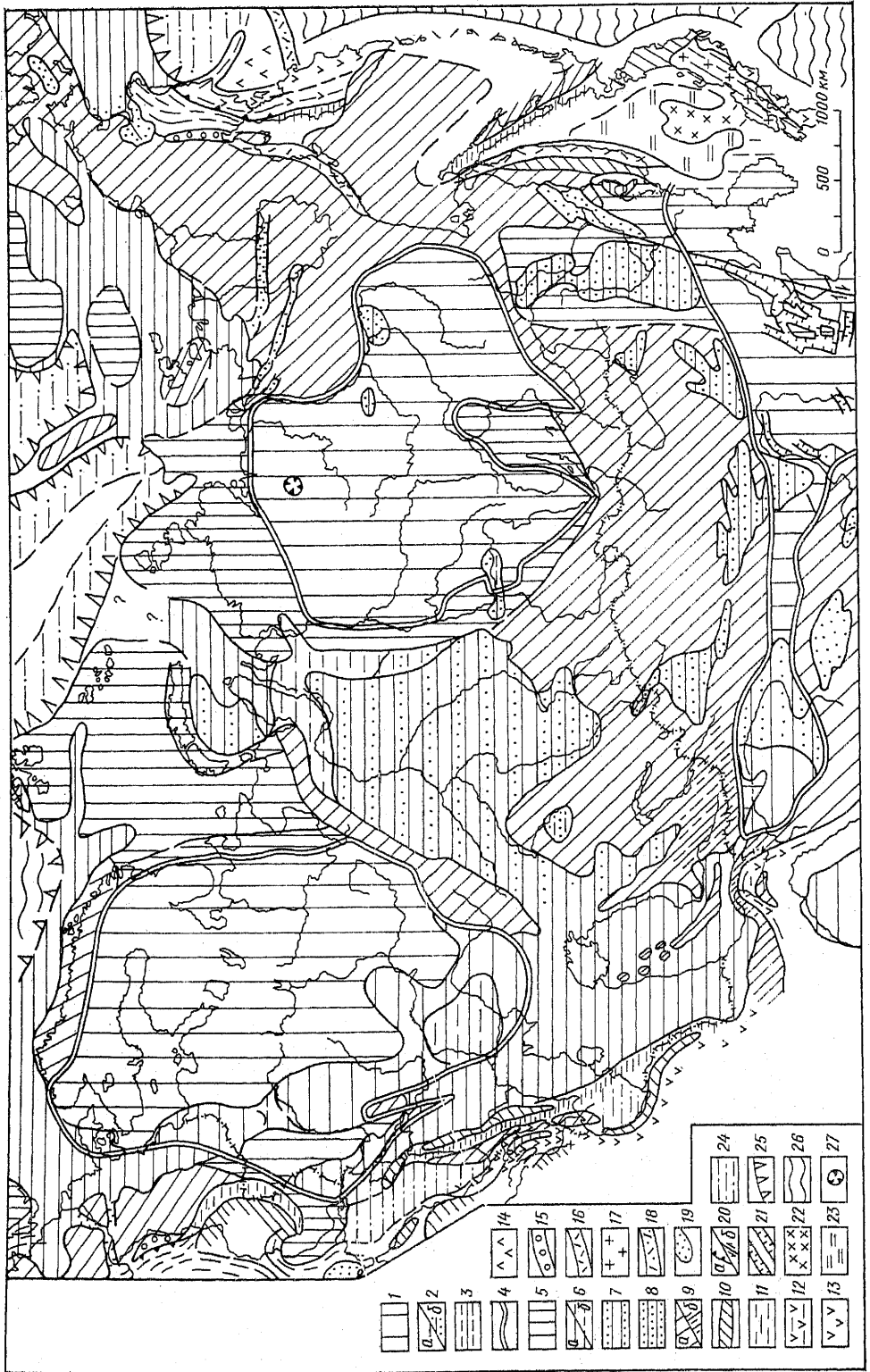


Рис. 106. Палеотектоническая схема территории Северной Евразии для палеогенового периода.

1—4 — древние платформы: 1 — области слабого поднятия, 2 — области интенсивного погружения, 4 — границы древних платформ, 5 — поднятия в метаплатформенных областях; 6 — районы общего устойчивого (а) и прекратившегося в эоцене (б) погружения в метаплатформенных и эпигеосинклинальных складчатых областях с накоплением морских отложений, 7 — то же, с чередованием морских и континентальных отложений, 8 — то же, с накоплением континентальных отложений; 9—18 — подвижные пояса: 9 — районы слабого (а) и усилившегося в конце палеогена (б) поднятия в пределах эпигеосинклинальных складчатых областей и средних массивов, 10 — геосинклинали, 11 — мезогеосинклинальные прогибы и системы, 12 — мезогеосинклинальные прогибы и системы, 13 — эпигеосинклинальные прогибы и системы, 14 — талассогеосинклинальные прогибы и системы, 15 — краевые прогибы, 16 — наземные вулканические пояса, 17 — гранитоиды, 18 — островные дуги; 19 — внутренние впадины с континентальным выполнением; 20 — некоторые крупные прогибы и тектонические покровы (а) и свдига (б); 21 — грабены и континентальные рифтовые системы в пределах древних платформ, метаплатформенных и складчатых областей; 22 — остаточные относительные поднятия в формирующихся впадинах окраинных морей; 23 — формирующиеся впадины окраинных морей с угоненной, раздробленной и частично разорванной корой субконтинентально-океанического типа; 24 — впадины внутренних окраинных океанов с корой субокеанического типа; 25 — континентальный склон; 26 — ложе океанических котловин; 27 — Полнгайская астроблема (?).

континентальной коры вплоть до возникновения более или менее широких зон с корой океанического типа (на Малом Кавказе, в Южной мегазоне Памира и др.) и общим расширением подвижных поясов (масштаб его оценивается по-разному).

Значительное растяжение, чередовавшееся с импульсами сжатия, испытывали и некоторые зоны Тихоокеанского подвижного пояса и тесно связанной с ним Верхояно-Чукотской области, которая в конце палеозоя постепенно преобразовалась из метаплатформенной в геосинклинальную с преобладанием зон с миогеосинклинальным режимом. Позднекемрийская эпоха сжатия завершила геосинклинальный процесс в Верхояно-Чукотской области и самом восточном сегменте Урало-Монгольского пояса и проявилась в ряде районов Средиземноморского пояса (Крым, Большой Кавказ, Южная мегазона Памира). Последующие импульсы сжатия в середине и конце мела завершили геосинклинальное развитие ряда систем Тихоокеанского пояса (Сихотэ-Алинская, Корякская и др.), приобретших сложную складчато-покровную структуру, и проявились в Средиземноморском поясе (Внутренняя мегазона Карпат и др.). Но наиболее интенсивные деформации сжатия в последнем поясе, приведшие к отмиранию целых геосинклинальных систем в его западной части, имели место в конце палеогена и миоцене (Карпаты и др.), а в восточной — продолжались в плиоцене и антропогене (Кавказ, Копетдаг, Памир).

Главной причиной общего сжатия и сильного сужения Средиземноморского пояса было, вероятно, сближение и столкновение континентальных литосферных блоков Северной Евразии и Гондваны (Индостанского, Аравийского, а до конца миоцена — и Африканского). Позднекайнозойское сжатие в целом слабее проявилось, а в конце кайнозоя — почти прекратилось в западной части Тихоокеанского подвижного пояса, где с конца палеогена в условиях горизонтального растяжения и сопутствующего мощного вулканизма в Курило-Камчатской дуге формировались глубоководные Японская, Южноохотская, Командор-

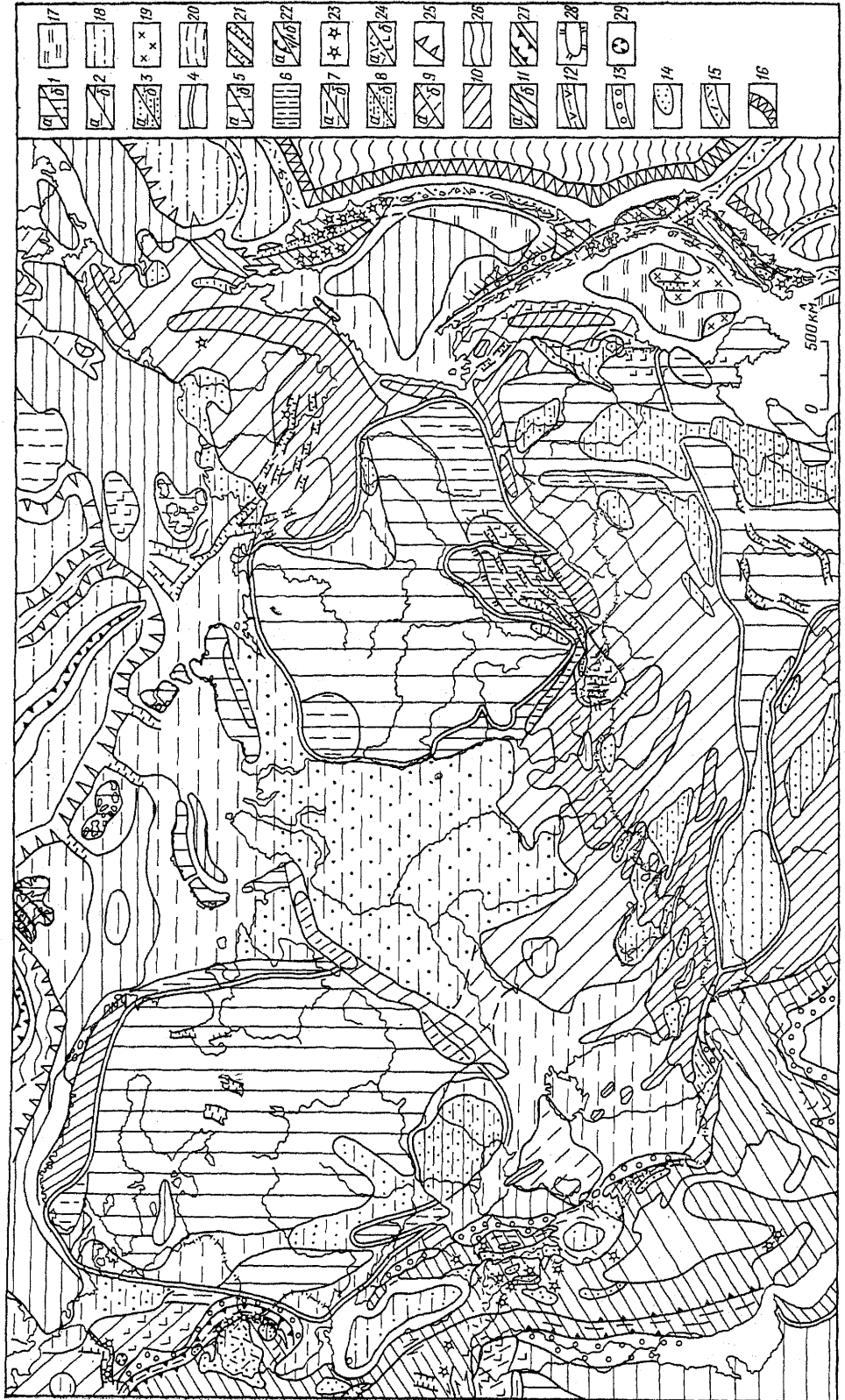


Рис. 107. Тектоническая схема территории Северной Евразии для неогена и антропогена.

1—4 — древние платформы; 1 — области слабого или умеренного (а) и интенсивного (б) поднятия, 2 — области слабого (а) и интенсивного (б) поднятия, 3 — то же, с накоплением континентальных отложений, 4 — границы древних платформ; 5 — зоны слабых поднятий в металаплатформенных областях (а) и опусканий, сменяющихся слабыми поднятиями (б), 6 — зоны интенсивных складчатых поднятий в них; 7 — зоны слабых и неустойчивых (а) и более интенсивных опусканий (б) в металаплатформенных и эпигеосинклинальных складчатых областях; 8 — то же, с накоплением континентальных отложений; 9—20 — подвижные пояса: 9 — зоны слабых поднятий (а) и слабых опусканий, сменяющихся слабыми поднятиями (б) в пределах докайнозойских эпигеосинклинальных складчатых областей и срединных массивов, 10 — зоны интенсивных дифференцированных поднятий в тех же областях, 11 — зоны интенсивных (а) и более слабых поднятий (относительных опусканий) (б) в пределах кайнозойских эпигеосинклинальных складчатых сооружений и смежных с ними срединных массивов, 12 — неогеновые эпигеосинклинальные прогибы и системы сокращенного развития в Тихоокеанском поясе, 13 — крайние прогибы, 14 — внутренние впадины в кайнозойских складчатых областях, 15 — островные дуги (приокеанические геосинклинали), 16 — глубоководные впадины в кайнозойских складчатых областях, 17 — впадины окраинных морей с утоненной и частично разорванной субокеанической корой, 18 — впадины окраинных и внутренних морей и океанов с корой субокеанического типа, 19 — остаточные относительные поднятия в окраинных морях, 20 — зоны миоценовой и плиоцен-четвертичной линейной складчатости; 21 — континентальные грабены и рифтовые системы в пределах платформ, металаплатформенных и складчатых областей; 22 — фронтальные зоны надвигов (а) и сдвигов (б); 23 — крупные вулканы; 24 — районы наземного существовавшего кайнозойского и среднего (а) и основного (б) вулканизма; 25—27 — океаническое ложе: 25 — зоны континентального склона, 26 — котловины океанов и окраинных морей с корой океанического типа, 27 — осевые зоны внутрокеанических рифтовых хребтов; 28 — контуры Байкальского рифтового пояса, 29 — астроблемы

ская и другие впадины. Этот пояс — единственный в Северной Евразии, где геосинклинальный процесс еще далек от завершения и где на протяжении кайнозоя он был осложнен мощными проявлениями океанического и континентального рифтогенеза.

3. Роль рифтогенеза и сфера его проявления, в противоположность геосинклинальному процессу, на протяжении мезозоя и кайнозоя в глобальном масштабе неуклонно возрастали. Это относится не только к пери- и внутрокеаническому рифтогенезу (спредингу), но и к континентальному рифтогенезу. В отличие от позднего протерозоя и палеозоя, когда он проявлялся на платформах в генетической связи с развитием соседних подвижных поясов, в мезозое и кайнозое континентальный рифтогенез проявлялся также на метаплатформах и в эпигеосинклинальных складчатых областях и был в той или иной мере связан с более мощным рифтогенезом в океанах. В мезозое континентальный рифтогенез в основном был связан с распадом Гондванского суперконтинента и образованием впадин Индийского и Атлантического океанов, а в кайнозое охватил также Северную Америку и Северную Евразию. На юго-восточном продолжении Срединно-Арктического рифтового хребта возник Лаптевско-Момский рифтовый пояс, наложенный на Верхояно-Чукотскую складчатую область, а также пока еще изолированный от мировой рифтовой системы Байкальский рифтовый пояс в одноименной метаплатформенной области. Резкое глобальное усиление рифтогенеза и спрединга в последние 5—10 млн лет представляет важнейшую черту последнего, неотектонического этапа истории Земли.

4. На мезозойско-кайнозойском мегаэтапе развития Земли резко увеличились масштабы и площади проявления внегеосинклинального магматизма. Если в палеозое он был почти целиком приурочен к геосинклинальным областям подвижных поясов, игравшим роль главных «отдушн» для выноса глубинного тепла и продук-

тов плавления вещества верхней мантии, то в мезокайнозойе (возможно, из-за того, что сеть этих поясов поредела, а их общая площадь сильно сократилась) эта роль в основном переходит к ложу обновленных и молодых океанов, на дне которых со средней юры до кайнозоя излились массы базальтов объемом более 300 млн км³, и в меньшей, но все же существенной мере — к ряду стабильных областей материков, прежде всего к древним платформам, на многих из которых в мезозое и палеогене происходили грандиозные трапповые извержения. Раньше всего — в раннем триасе — мощнейший трапповый магматизм проявился на Сибирской платформе и в ряде прилегающих районов (Таймыр, Западная Сибирь, Кузбасс, Полярное Приуралье). Позднее более слабый трапповый вулканизм имел место на Земле Франца-Иосифа (в раннем мелу) и на Гиперборейской метаплатформе (в кайнозое). Другим типом зон мощного наземного мезозойско-кайнозойского магматизма, по масштабу несоизмеримого с палеозойским, являются краевые вулканоплутонические пояса, представленные на северо-востоке Азии Охотско-Чукотским, Восточно-Сихотэалинским, Хинганским и другими поясами.

5. Древние платформы и те части подвижных поясов, которые превратились в конце палеозоя в эпигеосинклинальные складчатые области, хотя и объединились в составе огромных континентальных блоков, но продолжали сохранять в мезокайнозойе свои тектонические особенности. Основная часть площади древних платформ в течение большей части мезозоя и кайнозоя была слабо приподнята, а активно развивавшиеся впадины занимали лишь отдельные их участки. Эпигеосинклинальные складчатые области и в меньшей мере метаплатформенные области отличались от древних платформ в целом большими скоростями, амплитудами вертикальных движений, их дифференцированностью и унаследованностью тектонической структуры складчатого фундамента. Скорость погружения на молодых плитах, образовавшихся в мезокайнозойе в пределах метаплатформ и тех районов палеозойских складчатых областей, где широко развиты древние срединные массивы, в несколько раз превышала среднюю скорость погружения на плитах древних платформ.

6. Важнейшим событием последней стадии мезокайнозойского мегаэстапа стал позднекайнозойский дейтероорогенез, охвативший обширные территории Средней и Центральной Азии. В основном он проявился в эпигеосинклинальных складчатых областях и лишь отчасти затронул юго-восток Сибирской и некоторые районы Китайской платформы. Кинематическая обстановка его проявления в разных районах Азии была несколько различной, но в Тянь-Шаньской области, где новейшие тектонические деформации достигали максимальной силы, они происходили в условиях значительного субмеридионального горизонтального сжатия литосферы, связанного, как и в Средиземноморском поясе, с коллизией Евразийского и Гондванских (в частности, Индостанского) литосферных блоков.

7. Важнейшая глобальная тектоническая тенденция на мезокайнозойском мегаэстапе, пока еще слабо проявившаяся в пределах Северной Евразии, заключается в прогрессирующем расколе и распаде таких крупнейших континентальных мегаблоков, как древний Гондванский и возникший в палеозое Лавразийский мегаблок. На рубеже палеозоя и мезозоя Гондвана и Лавразия на короткое время объединились в еще более крупный мегаблок — Пангею. В начале мезозоя единство Пангеи нарушилось при регенерации Средиземноморского геосинклинального пояса, но затем частично восстановилось при новой коллизии Северной Евразии с литосферными блоками Африки, Аравии и

Индостана в позднем кайнозое. В мезозое и кайнозое Гондвана распалась на шесть крупных и ряд мелких континентальных блоков, постепенно отодвигавшихся один от другого в процессе заложения и расширения впадин Индийского, Атлантического океанов и Красного моря. Лавразийский мегаблок также распался на блоки Северной Америки, Гренландии и огромный блок Северной Евразии, пока сохраняющий свою монолитность. Однако самый западный, северо-восточный и юго-восточный его участки начинают обособляться от наиболее обширной средней его части в связи с заложением и развитием внутриконтинентальных рифтовых систем — Североморско-Рейнско-Ронской, Лаптевско-Момской, Байкальской и Восточно-Китайских.

В целом мезозойско-кайнозойский мегаэтап развития Земли отличался, вероятно, наибольшим масштабом горизонтальных перемещений блоков континентальной литосферы — их относительным расхождением (дивергенцией) с возникновением между ними океанических впадин и их расширением, а также относительным сближением (конвергенцией) блоков, сопровождавшимся различными формами столкновения (коллизии) — обдукцией, субдукцией, общим смятием литосферы. Этому мегаэтапу, по-видимому, в наибольшей мере может отвечать модель горизонтальных перемещений литосферных плит, разработанная сторонниками популярной ныне концепции неомобилизма, или глобальной тектоники.

Однако эта концепция, сыгравшая в развитии геологической науки на протяжении последних 25 лет несомненную положительную роль, нуждается ныне в существенных коррективах. К числу ее наиболее спорных постулатов, в частности, относятся: 1) утверждение о неизменности размеров Земли на протяжении геологической истории и отрицание возможности ее пульсаций, являющихся, по мнению ряда ученых, наиболее вероятной причиной периодического усиления проявлений растяжения и сжатия коры и их чередования во времени; 2) представление о существовании общепланетарного, повсеместно хорошо выраженного пластичного слоя в верхах мантии — астеносферы, кровля которой, лежащая на глубинах около 50—100 км, считается главной поверхностью, по которой «скользят» литосферные плиты; в действительности под стабильными областями континентов эта астеносфера выражена очень слабо, и перемещения литосферных блоков и пластин могут происходить по поверхностям разной глубинности, в частности под континентами на глубинах до 400—600 км; 3) предположение о субдукции как главном процессе, компенсирующем эффект спрединга в срединно-океанических рифтовых поясах; 4) представление об универсальности конвекции в верхней мантии как причине перемещений литосферных плит на протяжении большей части истории Земли, игнорирующее или по крайней мере недооценивающее направленный, необратимый процесс ее тектонической эволюции.

Краткий геологический обзор развития территории России и соседних регионов Северной Евразии показывает, что на протяжении доступных геологическому изучению 3,5—4 млрд лет истории Земли эта огромная ее часть прошла ряд мегаэтапов, существенно различавшихся по характеру тектонических движений, структурному плану и стилю тектонических форм, формациям горных пород, магматизму, минерации и термическому режиму, смена которых отражает направленную необратимую эволюцию планеты и процессов, протекавших в ее недрах и на ее поверхности. Кардинальные качественные изменения в строении и характере развития Земли в ходе ее истории показывают невозможность объяснить ее эволюцию с помощью единого универсального глубинного

механизма, «работавшего» на протяжении большей части ее истории. Вместе с тем на всех этапах проявлялась глобальная периодичность взаимосвязанных геологических процессов — тектонических, термических, седиментационных, геоморфологических и других, в частности глобальная периодичность в проявлениях деформаций сжатия и расширения в различных типах тектонических областей, существовавших на разных этапах истории Земли. По мнению автора, эта взаимосвязь и периодичность в проявлениях тектонических и других геологических процессов могут найти естественное объяснение в свете идей о периодических пульсациях Земли, возможно сопровождавшихся некоторым общим ее расширением на отдельных мегаэтапах (в архее, рифее — начале палеозоя, мезокайнозое).

Эволюция основных типов тектонических областей на протяжении основных мегаэтапов геологической истории применительно к территории Лавразии схематично показана в таблице на с. 443.

Типы тектонических областей		Катархей-архей	Ранний протерозой	Поздний протерозой	Палеозой	Мезозой-кайнозой
млрд. лет		4,0	2,6	1,6	0,6	0,25
		0				
Гранулитовые области						
Серогнейсовы области						
Зеленокаменные пояса и гранит-зеленокаменные области						
Гранулитовые пояса		?		?		
Протогеосинклинальные области	эпипротогеосинклинальные складчатые области					
	древние вулканоплатонические пояса					
Протоплатформенные области с проторифтовыми зонами (протоавлакогенами)						
Подвижные протопояса						
Подвижные пояса, в том числе: структуры геосинклинального мегаэстапа	структуры постгеосинклинального мегаэстапа					
	структуры постгеосинклинального мегаэстапа					
Металлатформенные области, в том числе: структуры авлакогеосинклинального мегаэстапа	структуры авлакогеосинклинального мегаэстапа					
	структуры квазиплатформенного мегаэстапа					
Древние платформы, в том числе: структуры авлакогенного мегаэстапа	структуры авлакогенного мегаэстапа					
	структуры плитного мегаэстапа					
Первичные океанические впадины	та же, обновленные		?	?		
	та же, обновленные		?	?		
Вторичные океанические впадины, в том числе: периконтинентальные рифтовые системы в их окраинных зонах	внутриокеанические рифтовые пояса					
	внутриокеанические рифтовые пояса					
Внутриконтинентальные и межконтинентальные рифтовые зоны и системы						

зоны активизации

молодые плиты

выступы основания

зоны активизации

молодые плиты

выступы основания

плиты

зоны активизации

щиты

Лавразия

Гандвана

ЛИТЕРАТУРА¹

- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1—10. Л.: Недра, 1984—1989.
- Глубинное строение территории СССР/Отв. ред. В. В. Белоусов, Н. И. Павленкова, Г. Н. Квятковская. М.: Наука, 1991. 224 с.
- Докембрийская геология СССР/Ред. Д. В. Рундквист, Ф. П. Митрофанов. Л.: Наука, 1988. 442 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов М. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., 1990. Кн. 1, 326 с.; Кн. 2, 333 с.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. (Рифтогенез в подвижных поясах). М.: Недра, 1987. 298 с.
- Милановский Е. Е. Геология СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та. Ч. 1. 1987. 416 с.; Ч. 2, 1989. 271 с.; Ч. 3, 1991. 272 с.
- Очерки региональной геологии. Объяснительная записка к геологической карте России и сопредельных государств (в границах бывшего СССР) масштаба 1:5 000 000/Отв. ред. Р. И. Соколов, А. И. Жамойда. Спб.: Изд. ВСЕГЕИ, 1992. 252 с.
- Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 344 с.
- Тектоника Северной Евразии/Под ред. А. В. Пейве. М.: Наука, 1980. 222 с.
- Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 383 с.
- Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 399 с.
- Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Авиар, 1993, 452 с.

¹ См. также работы по геологии различных регионов России, прилегающих территорий и Северной Евразии в целом, приведенные в списках литературы к книге Е. Е. Милановского «Геология СССР» (ч. 1, 1987; ч. 2, 1989; ч. 3, 1991).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Основные этапы геологического изучения территории России и соседних стран	5
Глубинное строение земной коры	8
Типы тектонических областей континентов	10
Основные черты тектонического районирования Северной Евразии	18
Восточно-Европейская древняя платформа	23
Общие сведения	23
Тектоническая структура	24
Глубинное строение и геофизические поля	34
Строение фундамента и этапы его формирования	37
Строение чехла и этапы его формирования	55
Полезные ископаемые	89
Метаплатформенные области, примыкающие к Восточно-Европейской платформе	91
Донецко-Североуртская метаплатформенная область	91
Среднеевропейская метаплатформенная область	93
Печоро-Баренцевоморская метаплатформенная область	95
Сибирская древняя платформа	103
Общие сведения	103
Тектоническая структура	106
Глубинное строение и геофизические поля	116
Строение фундамента и этапы его формирования	117
Строение чехла и этапы его формирования	126
Полезные ископаемые	147
Метаплатформенные области, примыкающие к Сибирской платформе	149
Таймыро-Североземельская метаплатформенная область	149
Енисейско-Присянская метаплатформенная область	155
Байкальская метаплатформенная область	162
Урало-Монгольский подвижный пояс	172
Тектоническое положение и районирование	172
Герцинская складчатая область Урала	174
Древнекеммерийская Пайхой-Новоземельская складчатая зона	192
Каледоно-герцинская складчатая область Казахского нагорья	196
Каледоно-герцинская складчатая область Тянь-Шаня	211
Северо-Туранская молодая плита	226
Западно-Сибирская молодая плита	232
Салаиро-каледоно-герцинская Алтае-Саянская складчатая область	242
Палеозонды Монголии и Северного Китая	260
Салаиро-герцино-позднекеммерийская Забайкальско-Охотская складчатая область	262
Основные этапы и закономерности развития Урало-Монгольского пояса	272
Буренно-Дунбэйская метаплатформенная область	276
Средиземноморский подвижный пояс	280
Тектоническое положение и районирование	280
Молодые плиты северной периферии Средиземноморского пояса	281
Скифская плита	284
	445

Южно-Туранская плита	290
Кугитанг-Байсунская складчатая зона и Южно-Таджикская впадина	294
Основные этапы развития	296
Альпийская складчатая область Карпат	298
Позднекимерийское складчатое сооружение Горного Крыма	307
Черноморская впадина	314
Альпийская складчатая область Кавказа	318
Апшеронский порог и Южно-Каспийская впадина	341
Альпиды Южной Туркмении	342
Герцино-древнекимерийско-альпийское складчатое сооружение Памира	346
Основные этапы развития Средиземноморского пояса	355
Верхояно-Чукотская складчатая область и Охотско-Чукотский вулканический пояс	357
Позднекимерийская Верхояно-Чукотская складчатая область	357
Охотско-Чукотский краевой вулканоплутонический пояс	370
Северо-западная часть Тихоокеанского подвижного пояса	373
Тектонические особенности и районирование	373
Позднемезозойская Кони-Тайгоноская складчатая зона	376
Ларамийская покровно-складчатая система Корякского нагорья	380
Кайнозойская Камчатско-Олюторская складчатая система	383
Ложе Берингова моря, Командоро-Алеутская островная дуга и Алеутский желоб	391
Позднемезозойская Сихотэ-Алиньская складчатая система	395
Ложе Японского моря	401
Кайнозойское складчатое сооружение Сахалина	404
Ложе Охотского моря	408
Курильская островная дуга и Курило-Камчатский желоб	409
Основные этапы развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса	413
Основные этапы геологического развития Северной Евразии	415

Учебное издание

Милановский Евгений Евгеньевич

ГЕОЛОГИЯ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ

Зав. редакцией *И. И. Шекура*

Редактор *Н. В. Барина*

Художественный редактор *Л. В. Мухина*

Переплет художника *Л. Е. Безрученкова*

Технический редактор *Г. Д. Колоскова*

Корректоры *В. А. Ветров, Т. С. Милькова*

ИБ № 8153

ЛР № 040414 от 27.03.92

Сдано в набор 02.08.95
Подписано в печать 05.02.96
Формат 70×100/16 Бумага тип. № 2
Гарнитура литературная. Высокая печать.
Усл. печ. л. 36,40 Уч.-изд. л. 39,45
Тираж 2000 экз. Заказ № 89. Изд. № 5865

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7
Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.
119899, Москва, Воробьевы горы