

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

ГЕОЛОГИЯ СССР

ЧАСТЬ
2



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

ГЕОЛОГИЯ СССР

ЧАСТЬ 2

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС И СМЕЖНЫЕ МЕТАПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

**Допущено Государственным комитетом СССР
по народному образованию
в качестве учебника для студентов
геологических специальностей вузов**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1989**

ББК 26.3
М 60
УДК 55(1):075.8:(47+57)

Рецензенты:
кафедра региональной геологии и палеонтологии МГРИ;
член-корреспондент АН СССР Л. И. Красный

Милановский Е. Е.

М 60 Геология СССР. Ч. 2. — М.: Изд-во МГУ, 1989. — 271 с.
ISBN 5—211—00433—7.

Учебник (ч. 1—1987), подготовленный в соответствии с утвержденной программой, отражает современные представления о геологическом строении и развитии территории СССР. В части 2 рассматривается строение внутриконтинентального Урало-Монгольского подвижного пояса, а также прилегающих к его восточной части Байкальской и Буренно-Дунбэйской метаплатформенных областей.

Для студентов геологических специальностей вузов.

М 1804010000(4309000000)—120 121—89
077(02)—89

ББК 26.3

ISBN 5—211—00433—7

© Милановский Е. Е.,
1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

Первая часть курса «Геология СССР» в основном была посвящена рассмотрению строения и развития Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ и ряда прилегающих к ним метаплатформенных областей. Теперь мы переходим к изучению подвижных поясов Евразии, лежащих между этими древними платформами или граничащих с ними. Их характеристика составит главное содержание второй и третьей частей курса. В предлагаемой второй части рассматривается строение внутриконтинентального Урало-Монгольского подвижного пояса, большая часть которого проходит по территории Советского Союза, а также прилегающих к восточной части этого пояса Байкальской и Бурейно-Дунбэйской метаплатформенных областей. В третьей части будет охарактеризовано строение входящих в пределы территории СССР участков Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов и примыкающей к последнему Верхояно-Чукотской складчатой области и кратко обрисованы основные этапы и некоторые закономерности геологического развития территории Советского Союза.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ

Урало-Монгольский подвижный пояс — единственный, целиком расположенный в пределах Евразии и на всем своем протяжении занимающий внутриконтинентальное, межкратонное положение. Большая часть его территории находится в пределах СССР, меньшая, юго-восточная, часть проходит по Монголии и северным районам Китая. Геосинклинальный мегаэтап его развития начался в позднем протерозое и завершился на различных его участках одновременно — в салаирскую, каледонскую, герцинскую, раннекиммерийскую и позднекиммерийскую тектонические эпохи, и ныне он на всей своей площади представляет собой эпигеосинклинальный складчатый пояс. В плане он имеет форму, близкую к серповидной, с выпуклостью, обращенной к юго-западу. Длина пояса, измеренная по его юго-западному краю, достигает 9 тыс. км. Относительно узкий северо-западный Уральский сегмент имеет общее долготное простирание. Еще более узким, выродившимся северным продолжением этого сегмента является Пайхойско-Новоземельская складчатая зона авлакогеосинклинального типа. В пределах юго-западного, наиболее широкого (до 2,5 тыс. км) Казахстанско-Тяньшаньско-Саянского сегмента происходит поворот генерального простирания пояса на юго-восточное и субширотное. В более узком юго-восточном — Монгольском — сегменте структурные зоны пояса простираются в целом субширотно, образуя слабовыпуклые к югу дуги. Наконец, в очень узком восточном — Забайкальско-Охотском — сегменте пояс приобретает общее восток-северо-восточное простирание и на востоке сливается с северо-западной частью Тихоокеанского подвижного пояса.

Тектоническая позиция Урало-Монгольского подвижного пояса в основном определяется наличием трех древних платформ (кратонов) Евразии, служащих как бы главными элементами его жесткой «рамы», — Сибирской на северо-востоке, Восточно-Европейской на западе и Китайско-Корейской на юге и юго-востоке. Однако эти кратоны непосредственно граничат с Урало-Монгольским поясом лишь на некоторых его участках. На других же участках его отделяют от Сибирской платформы Саяно-Енисейская и Байкальская метаплатформенные области, от Восточно-Европейской — Печоро-Баренцевоморская и Донецко-Североуртская, а от Китайско-Корейской — Буреино-Дунбэйская метаплатформенная область. Юго-западный же сегмент Урало-Монгольского пояса между Аральским морем и Южным Тянь-Шанем граничит с Южно-Туранской молодой плитой, возникшей в пределах северной зоны Средиземноморского подвижного пояса.

В связи с различиями в характере постгеосинклинального развития в пределах Урало-Монгольского подвижного пояса различают четыре главных типа тектонических областей.

1. Обширные выступы эпигеосинклинального складчатого основания, не испытавшие в позднем мезозое и кайнозое значительных деформаций (герцинская складчатая область Урала, древнекиммерийская

складчатая зона Пай-Хоя — Новой Земли, каледоно-герцинская складчатая область Казахского нагорья).

2. Молодые плиты (Западно-Сибирская, Северо-Туранская) и параплакосы (Балхаш-Алакольский, Джунгарский и др.), в которых разновозрастное складчатое основание повсеместно перекрыто чехлом недеформированных или слабдеформированных мезокайнозойских и частично более древних отложений.

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

4. Позднекайнозойские дейтероорогенные области, в которых сильно приподнятые выступы палеозойского или мезозойского складчатого основания со средне- и высокогорным рельефом сочетаются с впадинами, нередко 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. Исключение составляет Восточнозабайкальско-Охотская система, геосинклинальный характер развития которой в мезозое оспаривают некоторые исследователи. Вызывает дискуссии и вопрос о природе и возможной принадлежности к Урало-Монгольскому поясу сооружения Енисейского кряжа, северо-восточной зоны Восточного Саяна, Байкало-Витимского региона и Буреинского массива, рассматриваемых нами в качестве элементов Саяно-Енисейской, Байкальской и Буреинно-Дунбэйской метаплатформенных областей (последние две описываются в этом томе). В схеме тектонического районирования складчатого фундамента Урало-Монгольского пояса (рис. 1) выделяются байкальские срединные массивы остаточного типа, частично переработанные в позднем протерозое и палеозое, складчатые зоны и системы 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 (чехол массивов ранней — салаирской и каледонской — консолидации, по М. В. Муратову, или квазиплатформенный чехол, по Ю. А. Зайцеву), герцинские (каменноугольные и пермские), древнекеммерийские (триасовые) и позднекеммерийские (юрские) складчатые зоны (в том числе авлакогеосинклинальные) и системы, а также герцинские и древнекеммерийские краевые прогибы.

Из областей, где фундамент скрыт под плитным чехлом, основные черты его структуры более или менее надежно устанавливаются для территории Северо-Туранской молодой плиты, под чехлом которой погребен ряд древних срединных массивов, каледонских и герцинских складчатых зон, для Балхаш-Алакольского параплакоса, а также для западных и южных частей Западно-Сибирской плиты, где чехол подстилают различные складчатые зоны салаирского, каледонского и главным образом герцинского возраста, и ее восточной части, в основании которой залегает докембрийский фундамент Саяно-Енисейской области. Значительно менее ясны и вызывают острые споры 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 — обширного древнего массива

либо нескольких крупных массивов байкальского или даже добайкальского возраста, уходящих на севере в пределы Карского моря. Этот массив (или массивы) некоторые геологи предположительно считают промежуточным участком огромной протоплатформенной области, объединявшей в конце раннего протерозоя территории нынешних Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

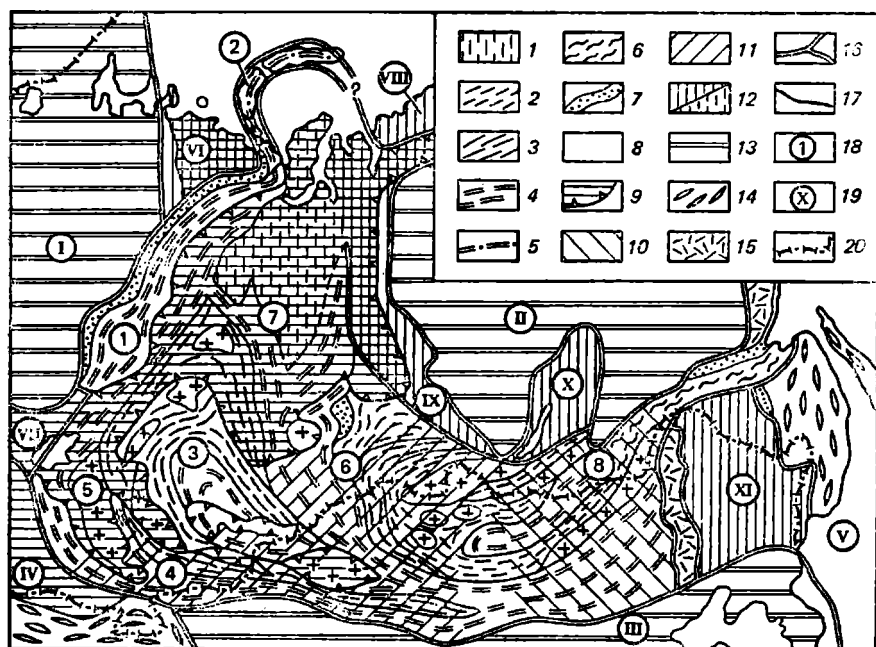


Рис. 1. Тектоническое положение и районирование Урало-Монгольского подвижного пояса:

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 — герцидские 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 (α — 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 выделенных в книге областей Урало-Монгольского пояса (в пределах СССР); 18 — номера выделенных в тексте областей пояса; 19 — номера смежных с Урало-Монгольским поясом регионов; 20 — граница СССР. Древние платформы: I — Восточно-Европейская, II — Сибирская, III — Китайско-Корейская. Подвижные пояса: IV — Средиземноморский, V — Тихоокеанский. Метаплатформенные области: VI — Печоро-Баренцевоморская, VII — Донецко-Североуртурская; VIII — Таймыро-Североземельская; IX — Саяно-Енисейская; X — Байкальская; XI — Бурейно-Дунбэйская. Области Урало-Монгольского пояса: 1 — Урал; 2 — Пайхойско-Новоземельская зона; 3 — Казахское нагорье; 4 — Тянь-Шань; 5 — Северо-Туранская плита; 6 — Алтае-Саянская область; 7 — Западно-Сибирская плита; 8 — Забайкальско-Охотская область

Мы рассмотрим строение Урало-Монгольского пояса по следующим крупным областям, расположенным в пределах СССР: 1) герцинская складчатая область Урала (с Предуральским краевым прогибом); 2) древнекиммерийская авлакогеосинклиналичная Пайхойско-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 гетерогенным 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 сведения о строении той его части, которая находится на территориях Монголии и Северного Китая.

ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ УРАЛА

Герцинское складчатое сооружение Урала протягивается в общем субмеридиональном направлении от Байдарацкой губы Карского моря на севере до Северного Приаралья на юге. Длина его составляет 2200 км (без Пай-Хоя), а ширина от 100—150 км в северной части до 300—400 км в южной. На западе оно ограничено позднегерцинским Предуральским краевым прогибом, отделяющим его от Восточно-Европейской платформы и южной части примыкающей к ней с северо-востока Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области (Печорской впадины). По простиранию Уральское сооружение в целом или его отдельные продольные зоны, по-видимому, вырождаются. На севере роль его вырожденное и суженного продолжения играет авлакогеосинклинальная древнекиммерийская складчатая зона Пай-Хоя — Новой Земли. На юге западные зоны Урала переходят по простиранию в структуры Донецко-Североустюртской метаплатформенной области — Южно-Эмбинскую авлакогеосинклинальную герцинскую складчатую зону и Северо-Устюртский метаплатформенный массив, складчатый фундамент которых скрыт под мезокайнозойскими и частично более древними отложениями, а восточные зоны Урала погружаются под мел-кайнозойский чехол Северо-Туранской плиты. На востоке Уральское сооружение граничит с Западно-Сибирской плитой и Тургайским прогибом (Кустанайской седловиной), мел-кайнозойский чехол которых частично перекрывает его восточные зоны, особенно в северной половине Урала. Уральское сооружение выражено на разных своих участках средне- и низкогорными грядами или холмистыми возвышенностями (мелкосопочником), в совокупности образующими Уральский хребет, или Уральскую горную систему, играющую роль водораздела между речными системами Печоры, Волги (Камы) и Урала на западе и Оби (с притоками Иртыш и Тобол) и Тургая на востоке. Западные зоны почти на всем протяжении Урала более приподняты и характеризуются горным рельефом, тогда как восточные представляют пене-плен или мелкосопочник с отдельными горными массивами.

Понятия «западный склон» и «восточный склон» Урала широко используются не только в географическом, но и в геологическом смысле для обозначения резких отличий в характере геологического строения и тектонического развития западной и восточной продольных мегазон Урала; однако граница между последними не вполне совпадает с главным водоразделом.

Уральское складчатое сооружение и Уральская горная система распадаются на несколько сегментов, отличающихся простиранием, очертаниями и характером рельефа. С юга на север выделяются следующие сегменты: 1) длотго тно вытянутый Мугоджарский сегмент с мелкосопочным (до 0,5 км) рельефом; северная его граница проходит по широтному отрезку р. Урал между городами Оренбург и Орск; 2) широкий Южно-Уральский сегмент, восточные зоны которого вы-

тянуты долготно и обладают мелкосопочным рельефом, а западные образуют вытянутые к западу дуги с низко- и среднегорным рельефом (до 1,6 км); северная его граница проходит по 50° с. ш. между Уфой и Челябинском, где от Урала отходит к западу небольшой отрог Каратау; 3) более узкий Среднеуральский сегмент с низкогорным и мелкосопочным рельефом, западные зоны которого образуют выпуклые к востоку дуги, а восточные вытянуты долготно; северная его граница проходит примерно до 55° с. ш., где от Урала отходит к западу другой небольшой отрог — хр. Полюдов Камень; 4) еще более узкий долготно вытянутый Северо-Уральский сегмент с низко- и среднегорным рельефом, высоты которого в целом повышаются к северу, достигая в северной части 1,5 и даже 1,9 км (гора Народная — главная вершина Урала); северная граница сегмента проходит по 65° с. ш.; 5) самый узкий — Полярноуральский сегмент, вытянутый в северо-восточном направлении, со средне- и низкогорным рельефом, который отличается сильным ледниковым расчленением и характеризуется, как и район горы Народной, наличием небольших современных ледников. На севере к Полярному Уралу примыкает низкая гряда Пай-Хоя, вытянутая в северо-западном направлении.

Освоение минеральных богатств Урала и Приуралья (соли, медных и других руд) началось еще в XVI—XVII вв., а научное, в том числе геолого-минералогическое, изучение Урала — в XVIII в. В начале 1840-х годов Южный Урал был обследован экспедицией Р. Мурчисона, а в 1850-х годах изучался геологами Н. Г. Меглицким и А. Н. Антиповым.

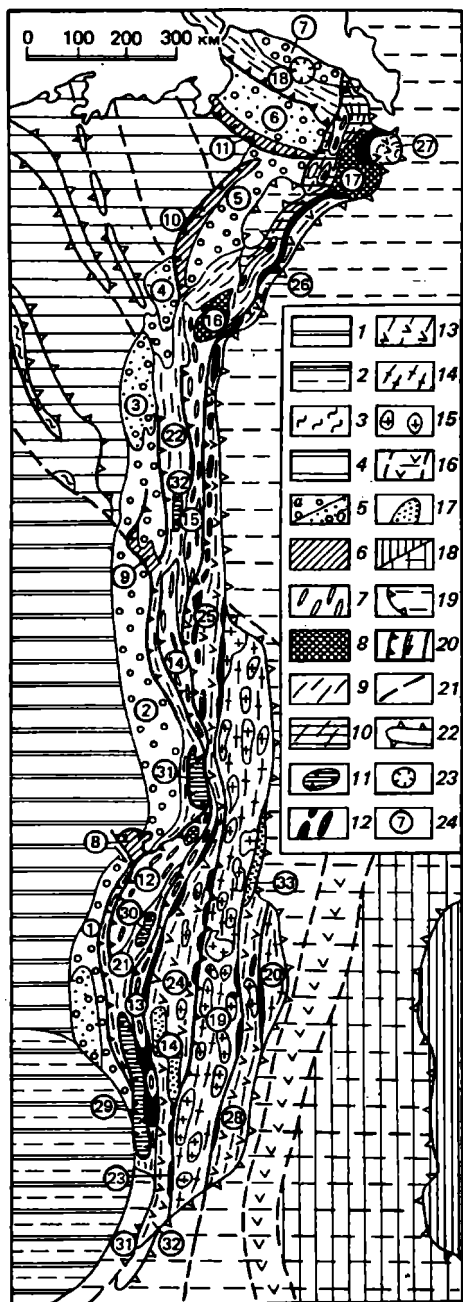
Важнейшим этапом в изучении Урала явились классические исследования А. П. Карпинского, Ф. Н. Чернышева и других геологов Геолкома, а также Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в конце XIX — начале XX в. Широкое развитие геологической съемки, разработка стратиграфии, изучение тектоники и магматизма и достижения в поисках и разведке полезных ископаемых Урала в послеоктябрьский период связаны с именами Д. В. Наливкина, И. И. Горского, Е. А. Кузнецова, А. Н. Заварицкого, В. А. Варсанюфьевой, а создание современных представлений о строении и развитии Урала в послевоенные десятилетия во многом обязано исследованиям Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, А. В. Пейве, А. А. Пронина, Н. А. Штрейса, М. И. Гараня, И. Д. Соболева, С. Н. Иванова, М. А. Камалетдинова, Ю. В. и Т. Т. Казанцевых, Г. А. Кейльмана, Б. М. Келлера, А. С. Перфильева, В. Н. Пучкова, С. В. Руженцева, Г. А. Смирнова, Т. И. Фроловой, Д. С. Штейнберга и др. Крупные геологические школы исследователей Урала сложились в Москве (ГИН АН СССР), Свердловске, Уфе, а также в Перми и Сыктывкаре. В связи с разнообразием геологического строения и богатством различными рудными и нерудными полезными ископаемыми территория Урала явилась природным объектом, на основе изучения которого создавались и разрабатывались представления по ряду важнейших геологических проблем (учение о глубинных разломах, проблемы офиолитов и геосинклинального магматизма, роль шарьяжей, генезис колчеданных месторождений и др.).

Тектоническая структура

В тектоническом строении Уральской складчатой области выделяются Предуральский краевой прогиб и герцинское складчатое сооружение Урала, в структуре которого на всем его протяжении четко различаются западная мегазона с миогеосинклинальным характером

Рис. 2. Схема тектонического строения Уральской складчатой области:

1—2 — Восточно-Европейская платформа: 1 — Восточно-Русская впадина, 2 — Прикаспийская синеклиза; 3—4 — Печоро-Баренцеевская метаплатформенная область: 3 — выступы байкальского (рифеевского) 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 мезосинклиналиная мегазона: 7 — антиклинории, сложенные рифеем-вендом (на севере Урала — и нижним кембрием), 8 — выступы нижнего докембриа 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 (эвгеосинклиналиная) мегазона: 12 — габбро-гипербазитовые пояса; 13 — синклинории, выполненные осадочно-вулканогенным силуром-карбоном, 14 — антиклинории, сложенные докембрием и вулканогенно-осадочным нижним-средним палеозоем, 15 — герциньские массивы гранитоидов и гранитоидные купола; 16 — каменноугольный Валерьяновский вулканический пояс (Тюменско-Кустанайский грабен-синклинорий) под чехлом; 17 — раннемезозойские грабены и впадины, выполненные континентальным триасом и юрью; 18 — Казахская каледонская складчатая система на поверхности (а) и под чехлом (б); 19 — поздне-мезозойско-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 — валообразные поднятия в чехле; 23 — Карская мезозойская астроблема; 24 — номер тектонических элементов. Цифрами на рисунке обозначены: впадины Предуральского краевого прогиба: 1 — Бельская, 2 — Уфимско-Соликамская, 3 — Верхнепечорская, 4 — Большесыснинская, 5 — Косью-Роговская, 6 — Коротавхинская, (Припайковская), 7 — Байдарцкая; поднятия в краевом прогибе: 8 — Каратау, 9 — Полоудов Камень; 10 — гряды Чернышева, 11 — гряды Чернова; антиклинории Уральского сооружения: 12 — Башкирский, 13 — Уралтау; 14 — Кваркушский, 15 — Ляпинский, 16 — Кожимское поднятие, 17 — Харбейское поднятие, 18 — Пайхойский, 19 — Восточно-Уральский (Урало-Тобольский), 20 — Зауральский; 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 — Крайинский, 31 — Нязепетровский, 32 — Малопечорский; раннемезозойские впадины: 33 — Челябинская, 34 — Орская



развития в палеозое и восточная мегазона с эвгеосинклиналиным

типом развития и широкими проявлениями палеозойского вулканизма и плутонизма. Эти мегазоны разделены зоной Главного Уральского разлома, играющего важнейшую роль в строении и развитии Урала. Восточная мегазона обнажена лишь частично и в значительной мере, особенно в северной половине Урала, скрыта под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. Обе мегазоны состоят из ряда тектонических зон, одни из которых прослеживаются вдоль всего Урала, а другие свойственны лишь отдельным его сегментам (рис. 2).

Предуральский краевой прогиб протягивается в общем долготном направлении вдоль почти всего западного борта палеозойского сооружения Урала (кроме его самого южного Мугоджарского сегмента, к которому вплотную примыкает северо-восточная часть Прикаспийской синеклизы), а также Пай-Хоя. Длина прогиба превышает 2000 км, а ширина составляет 50—70, местами до 100 км. Прогиб отделяет сооружение Урала и складчатую зону Пай-Хоя от восточного края Восточно-Европейской платформы и Печоро-Баренцевоморской области и в основном наложен на их восточные края, за исключением северной части Полярного Урала и южной части Южного Урала, где прогиб частично налегает на западную мегазону Урала. Заложение прогиба на одних его участках произошло в конце карбона, на других — в самом начале перми, когда вдоль западного края растущего складчатого сооружения возник глубокий желоб, первоначально не компенсированный осадками, но постепенно, с востока на запад, заполнявшийся молассовым материалом. Соответственно доверхнекаменноугольные, а местами и допермские отложения в Предуральском прогибе сходны с одновозрастными образованиями восточной части Русской плиты и Печорской впадины. Выше залегают относительно глубоководные маломощные глинисто-кремнисто-карбонатные отложения верхнего карбона (не везде), ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми, которые на западном борту прогиба замещаются биогермными известняками зоны барьерных рифов, отделявших прогиб от Русской плиты, а к востоку фациально замещаются и перекрываются сероцветными морскими молассовыми толщами, постепенно распространяющимися все дальше к западу. Кунгурские отложения выражены мощной эвапоритовой толщей, с многочисленными пластами галита, а местами и сильвина, которая в северной части прогиба фациально замещается еще более мощной паралической угленосной толщей. Верхнепермские отложения представлены красноцветными континентальными молассами (на севере — лимнической угленосной толщей), а триасовые, присутствующие лишь на южном окончании и в северной части прогиба, — красно- и пестроцветными континентальными молассами.

В поперечном сечении прогиб асимметричен; с востока по системе пологих краевых надвигов на него надвинуто сооружение Урала, и верхнепалеозойские отложения в восточной части прогиба, а местами по всей его ширине, согласно Ю. В. Казанцеву, смяты в относительно пологие асимметричные брахиморфные или линейные складки, осложненные многочисленными чешуйчатыми надвигами (рис. 3). Их поверхности довольно круто наклонены к востоку, но с глубиной выполаживаются, становятся почти горизонтальными и, возможно, смыкаются в единую поверхность срыва. Кроме того, структуру краевого прогиба осложняют многочисленные лево- и правосторонние диагональные сдвиги. В этих складчато-разрывных деформациях участвуют отложения от верхней перми (и даже нижнего триаса на южном окончании прогиба и верхнего триаса в его самой северной части) вплоть до среднего палеозоя, ордовика, венда и рифея.

В принадвиговых участках над сводами антиклиналей часто наблюдается нагнетание кунгурской соли, создающее дополнительные структурные осложнения. На западном крыле южной части прогиба кунгурская соль образует различные диапировые формы — от пологих вздутий до ядер протыкания.

Формирование всех этих структур в краевом прогибе в основном происходило в течение поздней перми и раннего триаса (судя

по несогласному перекрытию их верхнетриасовыми отложениями близ его южного окончания), а на его Полярноуральском и Припайковском участках завершилось лишь в конце триаса, т. е. в древнекемерийскую фазу складчатости. В продольном направлении Предуральский прогиб состоит из нескольких удлиненных краевых впадин, разделенных перемычками. Некоторые из них, несомненно, представляют собой седловины или поперечные поднятия, тектоническая природа других более сложна и дискуссионна. Самым южным звеном прогиба является Предъюжноуральская, или Бельская (по р. Белой),

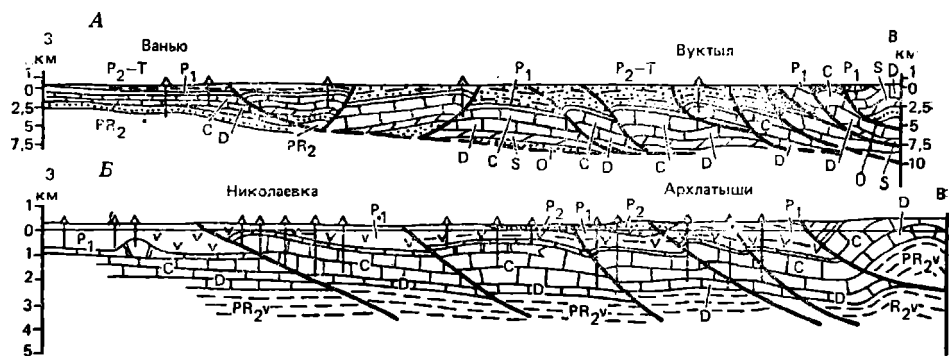


Рис. 3. Геологические разрезы Верхнепечорской (А) и Бельской впадин Предуральского краевого прогиба (Б) (по Ю. В. Казанцеву и М. А. Камалетдинову)

впадина, которая, расширяясь к югу, «вливается» в северо-восточную часть Прикаспийской синеклизы. Глубина залегания дорифейского фундамента в ее восточной части достигает 9—12 км; от более северной, Уфимско-Соликамской, впадины Бельскую впадину отделяет блок Каратау, сложенный верхнепротерозойскими, девонскими, каменноугольными и маломощными нижнепермскими отложениями, которые образуют несколько складок, осложненных чешуйчатыми надвигами. С северо-запада этот блок ограничен фронтальным Каратауским надвигом, а с юго-запада и северо-востока — крутыми поперечными разломами. Одни исследователи (Н. С. Шатский, Б. М. Келлер и др.) рассматривают структуру Каратау как поперечное горстовое поднятие жюла Предуральского прогиба, другие (М. А. Камалетдинов, Ю. В. Казанцев) — как пакет из нескольких тектонических чешуй, смещенный из зоны Башкирского антиклинория (см. ниже) в северо-западном направлении по поверхности Каратауского надвига в доартинское время и позднее вновь перемещенный в том же направлении в виде блока, ограниченного с флангов поперечными сдвигами.

Уфимско-Соликамская, или Предсреднеуральская, краевая впадина состоит из двух ячеек — южной, Юрюзано-Сылвенской, и северной, Соликамской, разделенных невысокой Косьвинско-Чусовской поперечной седловиной. Наибольшей ширины она достигает в своей южной, изогнутой в виде выпуклой к востоку дуги части (Уфимский амфитеатр), наложенной на выступ восточного края Русской плиты и примыкающей к резко суженному участку Среднего Урала. Глубина впадины возрастает к востоку от 3 до 8—10 км. Строение ее восточного крыла в районе Уфимского амфитеатра осложняют поля выходов нижне- и среднепалеозойских отложений, в том числе не свойственных западной мегазоне Урала эффузивно-осадочных и глинисто-крем-

нистых толщ ордовика и силура. Некоторые исследователи связывали их с локальными поднятиями, но, по представлениям М. А. Камалетдинова, подтвержденным данными бурения, восточное крыло краевого прогиба перекрыто на этом участке пакетом аллохтонных пластин, нижние из которых, сложенные породами карбона, были перемещены с востока из западной мегазоны Урала, а верхние, образованные осадочными и вулканогенными толщами ордовика, силура и девона (Нижнесергинский и Нязепетровский покровы), — из его восточной мегазоны. В северной части Уфимско-Соликамской впадины выявлена Вишерско-Чусовская система тектонических покровов, в строении которых участвуют отложения венда и среднего палеозоя.

От более северной — Верхнепечорской — краевой впадины Соликамскую впадину отделяет вытянутая в северо-западном направлении структура Полюдова Камня, сложенная верхнепротерозойскими и палеозойскими (допермскими) отложениями. По тектонической позиции и разрезу она напоминает структуру Каратау, и относительно ее происхождения также высказываются альтернативные мнения: она представляет собой или сложное складчато-блоковое поднятие, или перемещенную к западу аллохтонную пластину, ограниченную с юго-запада и северо-востока сдвигами. Тот факт, что структура Полюдова Камня расположена на прямом юго-восточном продолжении Тиманского поднятия и служит связующим звеном между ним и Уралом, говорит, скорее, в пользу первой точки зрения.

Верхнепечорская, или Предсевероуральская, краевая впадина, небольшая Большесынинская и более протяженная Косью-Роговская (Воркутинская), или Предполярноуральская, а также Коротайхинская, или Предпайхойская, краевые впадины глубиной до 7—11 км (до докембрийского фундамента) отличаются от более южных частей Предуральского прогиба широким развитием в них триасовых отложений. Все они граничат на западе с различными тектоническими зонами Печорской синеклизы, имеющими северо-западное простирание, и разделяются валообразными и приразломными поднятиями последней.

Верхнепечорскую и Большесынинскую впадины разделяет юго-восточное окончание Печоро-Кожвинского вала, возникшего в результате инверсии одноименного среднепалеозойского авлакогена, а Большесынинскую впадину отделяет от Косью-Роговской и обрамляет последнюю с северо-запада узкое приразломное поднятие гряды Чернышева, сложенное сильнодеформированными породами силура, девона и карбона. С обеих сторон оно ограничено надвигами, падающими навстречу друг другу, и, по-видимому, имеет бескорневой характер и приурочено к тектоническому шву в фундаменте (существует также предположение об аллохтонной, шарьяжной структуре этой зоны). В Косью-Роговской (Воркутинской) впадине дислоцированные угленосные пермские молассы несогласно перекрыты почти не деформированными верхнемеловыми отложениями, слагающими останец плитного чехла. Вытянутое в северо-западном направлении узкое приразломное поднятие гряды Чернова отделяет Коротайхинскую (Предпайхойскую) впадину от Косью-Роговской, а также от северо-восточного края Печорской синеклизы.

Герцинское складчатое сооружение Урала поражает выдержанностью своих основных тектонических элементов — западной миогеосинклинальной и восточной эвгеосинклинальной мегазон, а также разделяющей их зоны Главного Уральского глубинного разлома, к которой приурочена узкая полоса выходов ультраосновных и основных пород. Эта выдержанность, по-видимому, связана с относительной прямоли-

нейностью Уральской геосинклинальной системы и ее внешним положением в структурном плане Урало-Монгольского пояса, в связи с чем она более или менее однотипно реагировала на всем протяжении на процессы растяжения и сжатия, которым подвергалась в те или иные эпохи. Вместе с тем тектоническое устройство отдельных сегментов Уральского сооружения отличается рядом особенностей, наиболее заметных в тех сегментах, которые отклоняются от строго долготного простираения либо образуют дуги, обращенные выпуклостью к западу или востоку, в частности в Южно-Уральском и Полярно-Уральском. Сложность тектонического плана последнего сегмента связана также с тем, что палеозойские (герцинские) структуры северо-восточного простираения накладываются в нем на байкальские структуры, вытянутые в северо-западном направлении.

Начнем рассмотрение структуры Уральского сооружения с самого широкого южного сегмента, где строение западной мегазоны наиболее сложно, а восточная мегазона обнажена и доступна непосредственному изучению на максимальную по сравнению с другими сегментами ширину. Западная мегазона, достигающая на Южном Урале ширины 80—120 км, состоит здесь из трех крупных тектонических зон (с запада на восток): Башкирского антиклинория, Зилаирского синклинория и антиклинория Уралтау. Широкий Башкирский антиклинорий на юге погружается под западное крыло Зилаирского синклинория, непосредственно граничащего здесь с южной частью Бельской краевой впадины. Напротив, к северу Зилаирский синклинорий сужается и в верховьях р. Белой выклинивается, в связи с чем узкий антиклинорий Уралтау в северной части сегмента непосредственно граничит с Башкирским.

Башкирский антиклинорий в основном сложен мощным (10—14 км) комплексом почти не метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений рифея и венда, из-под которых в эрозионном Тараташском окне выступает глубокометаморфизованный дорифейский фундамент, сходный с таковым Русской плиты. В рифейско-вендском комплексе выделяются четыре серии, отвечающие крупным седиментационным циклам и разделенные перерывами и слабыми несогласиями, фиксирующими тектонические движения готской эпохи (сопровождаясь внедрением гранитов рапакиви), а также дальсландской и позднебайкальской эпох. Последние были наиболее сильными, о чем свидетельствует несогласное налегание верхнего венда на рифей и ордовика или силура (на восточном крыле) или девона (на западном крыле) на разные горизонты рифея и венда. Существенно карбонатные, сравнительно маломощные отложения силура, девона и карбона плитного типа, первоначально покрывавшие зону Башкирского антиклинория, подверглись в позднем палеозое сжатию вместе с верхнепротерозойским основанием и были почти повсеместно размыты. В итоге байкальских и главным образом герцинских деформаций Башкирская зона приобрела свою современную линейно-складчато-надвиговую (по мнению М. А. Камалетдинова, Т. Г. и Ю. В. Казанцевых — чешуйчатопокровную) структуру с отчетливо выраженной западной вергентностью и была надвинута в конце перми — начале триаса на Предуральский краевой прогиб по поверхности пологого надвига. Скважина, пробуренная в ядре Тараташской антиклинали в 5 км от западного края антиклинория, под гнейсами и мигматитами нижнего докембрия вошла на глубине 1000 м в породы девона. Однако скважина, пробуренная в 15 км от западного края антиклинория, до глубины 5 км не вышла из рифея.

Зилаирский синклиорий выполнен терригенно-карбонатными мелководными толщами ордовика — среднего девона, которые на его восточном крыле замещаются глубоководными кремнисто-глинистыми отложениями, и мощной граувакково-глинистой зилаирской серией верхнего девона — турнейского яруса карбона, занимающей его большую внутреннюю часть. Эта серия, смятая в мелкие складки, перекрывается в южной части западного крыла Зилаирской зоны флишем среднего-верхнего карбона, а затем нижнепермской молассой наложенного здесь на нее Предуральского краевого прогиба.

Строение внутренней зоны и восточного крыла синклиория осложняют два обширных участка развития доверхнедевонских, главным образом силурийских и ордовикских, отложений в не свойственных западной мегазоне Урала кремнисто-глинистых и вулканогенных фациях, а на южном, Сакмарском, участке — и мелких выходов кембрийских известняков. Кроме того, на этих участках широко распространены серпентиниты, которые на северном, Кракинском, участке образуют несколько субизометричных в плане массивов, а на Сакмарском участке имеются медноколчеданные месторождения (Блява), сходные с таковыми восточной мегазоны. Оба участка ограничены падающими в глубь их разрывами надвигового типа.

Н. П. Херасков, Г. С. Сенченко и другие рассматривали Сакмарский и Кракинский участки в качестве горстобразных поднятий внутри Зилаирского синклиория, а присутствие в них кремнисто-вулканогенных пород и гипербазитов, свойственных эвгеосинклиальному типу разреза, объясняли тем, что переход от миогеосинклиального типа разреза к эвгеосинклиальному происходит постепенно, в пределах восточной части Зилаирской зоны. М. А. Камалетдинов, Т. Т. и Ю. В. Казанцевы, С. В. Руженцев и другие, напротив, считают эти участки пакетами шарьяжных пластин, перемещенными к западу через внешнюю зону Уралтау из западной части восточной мегазоны (западной части современного Магнитогорского синклиория) в пределы Зилаирской зоны, испытавшими позднее деформации вместе с подстилающей их зилаирской серией и сохранившимися в виде аллохтонных останцов с синформной структурой (рис. 4, А). Не отрицая факта постепенного перехода к востоку мелководных миогеосинклиальных осадков в более глубоководные сланцево-кремнистые образования, следует признать, что шарьяжная концепция представляется достаточно обоснованной. В пользу ее говорит, в частности, присутствие в разных тектонических чешуях Сакмарского «поля» разных типов разрезов, хорошо охарактеризованных остатками граптолитов, силурийских отложений, происходящих из различных первоначальных структурно-фациальных зон, а также замкнутый характер контуров отдельных серпентинитовых тел с их ордовикско-силурийско-девонской оторочкой, с повсеместным центриклинальным падением надвигов в пределах Кракинского «поля». Минимальная амплитуда горизонтального перемещения Кракинского и Сакмарского пакетов шарьяжных чешуй составляет несколько десятков километров; оно, по-видимому, началось еще в «дозилаирское» время и завершилось в карбоне.

Антиклиорий Уралтау, несмотря на свою узость (15—40 км), исключительно выдержан и по простиранию продолжается вплоть до северного окончания Урала. В Мугоджарах его кулисно подставляет Эбетинское поднятие (рис. 4, Б), которое скрывается на юге под чехлом меловых и палеогеновых отложений. Уралтауский антиклиорий сложен средне- и верхнерифейскими отложениями. В отличие от Башкирского антиклиория они частично имеют осадочно-вулканогенный

характер, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и даже амфиболитовой фации и более интенсивно смяты в сильно сжатые линейные складки. Структуру антиклинория осложняют продольные надвиги (с надвиганием на запад), проходящие внутри него и вдоль его границы с Зилаирским синклинорием. Падающая к востоку зона длительно развивавшегося Главного Уральского разлома, разделяющая западную и восточную мегазоны, отделяет антиклинорий Уралтау от Магнитогорского синклинория, входящего в состав Зеленокаменной мегасинклинорной зоны. Прилегающая к этому разлому восточная краевая зона антиклинория Уралтау характеризуется проявлениями метаморфизма высокого давления (глаукофановой фации). Формирование мелкой складчатости и ранние стадии метаморфизма пород зоны Уралтау относятся еще к байкальскому циклу, однако превращение ее в зону поднятия и размыва произошло лишь в конце герцинского цикла — в каменноугольно-пермское время.

Вся западная мегазона Урала, включая антиклинорий Уралтау, развивалась на древней коре континентального типа, являвшейся прямым продолжением к востоку дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы: об этом свидетельствуют продолжающиеся в ее пределы из последней, хотя и в ослабленном виде, субширотные магнитные аномалии, обусловленные неоднородностями в их общем фундаменте. Напротив, в восточной мегазоне древняя дорифейская континентальная кора подверглась в раннем и начале среднего палеозоя, а возможно, и раньше, в рифее, сильной деструкции, приведшей к новообразованию в некоторых ее зонах (прежде всего в палеозойских эвгеосинклинальных прогибах) коры океанического типа. В современном структурном плане, в основном сформированном в конце герцинского цикла, восточная мегазона, ширина которой в южном сегменте Урала достигает 300—400 км, состоит из трех синклинориев — Магнитогорского, Восточно-Уральского и Тюменско-Кустанайского, разделяющих их Восточно-Уральского и Зауральского антиклинориев, а также приуроченного к зоне Главного Уральского разлома габбро-перидотитового пояса, протягивающегося от северной оконечности Урала до Мугоджар на юге. Этот пояс считался ранее грандиозной цепью базитовых и ультрабазитовых интрузивных тел, внедрившихся вдоль глубинного тектонического шва, достигающего верхов мантии. Ныне рядом исследователей он трактуется как офиолитовый комплекс, сложенный породами верхних горизонтов мантии (протрузивных ультрабазитов), и нижних частей коры океанического типа (габброиды, амфиболиты, базальты и пр.), первоначально слагавших симатическое ложе зоны зеленокаменных прогибов восточной, эвгеосинклинальной мегазоны. Видимо, здесь имеются тела ультрабазитов и базитов разного генезиса.

Зона Главного разлома на ранней стадии герцинского геосинклинального цикла, возможно, представляла собой относительно пологий сброс, ограничивавший с запада область интенсивного опускания, горизонтального растяжения и утонения, а затем и полного разрыва континентальной коры и новообразования коры океанического типа. Вследствии по этому разлому, но уже в условиях горизонтального сжатия, породы симатического ложа эвгеосинклинали были надвинуты и шарьированы на западную, миогеосинклинальную мегазону. Остандами этого шарьяжа являются, в частности, серпентинитовые пластины Кракинского и Сакмарского аллохтонов и крупные пластинообразные Хабарненский и Кемпирсайский серпентинитовые массивы в самой южной части Южного Урала, также частично «переброшенные» через

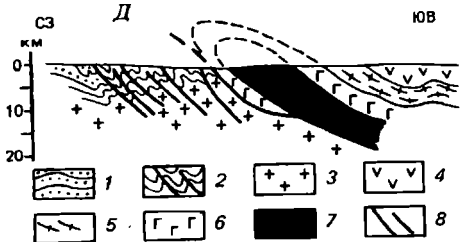
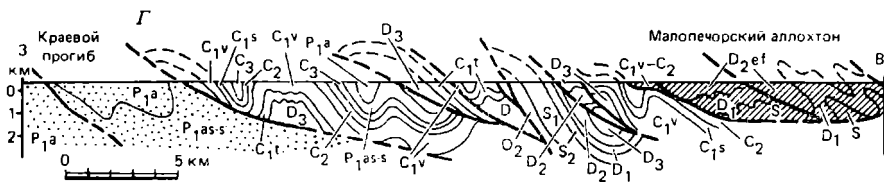
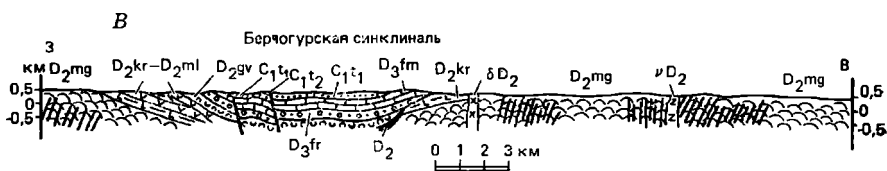
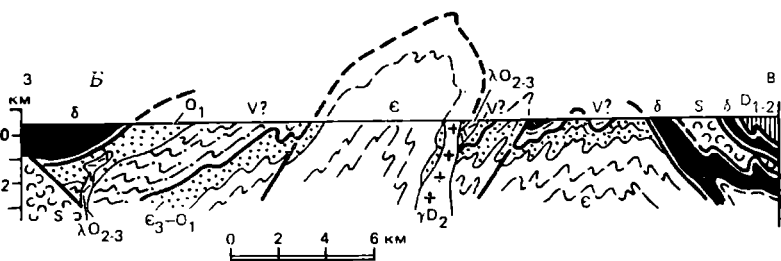
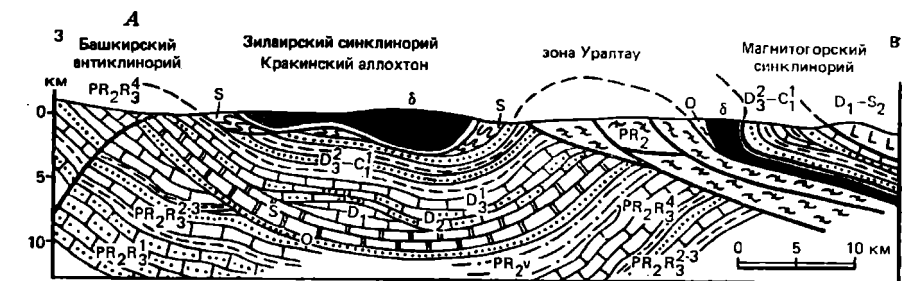


Рис. 4. Геологические разрезы разных зон Уральского складчатого сооружения:

А — схематический разрез через Краинский гипербазитовый аллохтон (по М. А. Камалетдинову и Т. Т. Казанцевой); Б — разрез северной части Эбетинского поднятия (антиформы) (по С. Г. Самыгину, 1980, с упрощениями); D_{1-2} — терригенная толща; S — сланцы; O_1 — аркозовые и полимиктовые песчаники, тела диабазов; E_2-O_1 — глинистые сланцы, аркозы; ϵ — осадочно-вулканогенная толща; V? — тонкотерригенные и кремнистые отложения; γD_2 — лейкократовые граниты; λO_{2-3} — субвулканические кислые тела; δ — габбро-гипербазитовый комплекс; жирные линии — тектонические покровы

В — геологический разрез через Западно-Мугоджарский синклиниорий (вдоль р. Шулдак), по В. Г. Кориневскому, 1984: D_{2mg} — толейтовые подущечные лавы мугоджарского комплекса, провальные параллельными долеритовыми дайками; νD_2 — пегматитовые амфиболитизированные габбро; D_{2kr} — силлы и потоки долеритов, яшмовидные алеволиты куркудукского комплекса, δD_2 — кварцевые диориты; D_{2ml} — подущечные лавы андезитобазальтов, туфы андезитов и туффыты мыльашского комплекса с субвулканическими телами кислого и среднего состава; D_{2sh} — кремня и яшмы шулдакского горизонта; D_{2gv} — вулканогенно-осадочные породы алабасского комплекса; D_{2fg} — конгломераты, известняки и песчаники; D_{2fm} — извест-

зону Уралтау. В полосе Главного Уральского разлома распространены удлиненные линзовидные, падающие на восток тела серпентинизированных дунитов и перидотитов с отдельными участками серпентинитового меланжа. На востоке с ультрабазитами полосы Главного разлома граничат (по надвигам?) кремнисто-вулканогенные породы ордовика и силура западного крыла Магнитогорского синклинория; это дает основание предполагать их доордовикский или раннеордовикский возраст.

Магнитогорский синклинорий (или мегасинклинорий, поскольку он состоит из нескольких частных зон синклинорного и антиклинорного строения, развившихся из различных продольных структурно-фациальных зон) представляет собой сложно построенный прогиб, выполненный мощными толщами вулканогенных, кремнистых и в меньшей мере терригенных и карбонатных образований ордовика — среднего карбона. В свою очередь он является одним из звеньев прослеживаемой на всем протяжении Уральского сооружения цепи прогибов Зеленокаменной зоны Урала. Ширина его в средней части Южного Урала достигает 100 км, уменьшаясь к югу, в Мугоджарском сегменте, до 30—50 км, а к северу, в южной части Среднего Урала, почти до полного выклинивания. Западный борт и западное крыло синклинория образуют в плане слабовыпуклые к западу дуги, а проходящая по субмеридиональному разлому восточная граница с Восточно-Уральским антиклинорием почти прямолинейна.

В разных зонах Магнитогорского синклинория широко распространены серии зеленокаменно-измененных вулканитов силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста, по крайней мере частично формировавшихся на коре океанического типа, возникшей после значительных раздвигов континентальной коры в ордовике и «поднявшейся», а местами (например, в Мугоджарах) вновь образовавшейся в начале среднего девона. Современная кора в этой зоне имеет, однако, континентальный характер и обладает значительной мощностью. Складчатые структуры отличаются (возможно, в связи с массивным характером пород среднепалеозойских толщ) относительной простотой и невысокой интенсивностью и осложняются продольными надвигами. К зонам разломов приурочены мелкие линзовидные тела ультрабазитов. Наиболее глубоко погружена приосевая — Кизильская — зона синклинория, выполненная породами нижнего-среднего карбона и прорванная массивами позднепалеозойских гранитоидов. По мнению М. А. Камалетдинова и Т. Т. Казанцевой, в Магнитогорской зоне имеется ряд смещенных в западном направлении тектонических покровов; существование их, однако, нельзя считать доказанным.

В Мугоджарах Магнитогорский синклинорий выполнен в основном среднедевонскими породами, типичными для верхней части разреза коры океанического типа: комплексом долеритовых даек, пиллоу-базальтами и кремнями, выше вулканитами известково-щелочного ряда, перекрываемыми терригенно-карбонатными отложениями верхнего девона и нижнего карбона. Интересно, что эти образования, накоплению которых, несомненно, предшествовали сильное растяжение и раздвиг континентальной коры, впоследствии подверглись лишь весьма слабым деформациям сжатия (рис. 4, В).

явковая толща; C_1t_1 — известняки, алевролиты, песчаники и гравелиты; C_1t_2 — угленосная терригенно-карбонатная толща.

Г — разрез через западный склон Северного Урала (по В. В. Юдину, 1983).

Д — принципиальный разрез через Полярный Урал (по А. В. Пейве и др., 1977): 1 — верхнепалеозойские молассы; 2 — сланцевый палеозой миегосинклинальной зоны; 3 — доордовикское основание; 4 — силур-девонская эвгосинклинальная серия; 5 — плагиограниты; 6 — габброиды и амфиболиты; 7 — гипербазиты; 8 — главные надвиги

Восточно-Уральский (Урало-Тобольский) антиклинорий прослеживается на поверхности от южного окончания Урала (где его называют Мугоджарским) до Среднего Урала (Исетско-Салдинское поднятие), а еще севернее его продолжение трассируется под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным. Ширина этой прямолинейной субмеридиональной зоны составляет 40—50 км. На самом юге, в Мугоджарах, она наиболее приподнята и сложена раннедокембрийскими гнейсами, мигматитами, амфиболитами, кварцитами. Севернее они в значительной мере перекрыты несогласно залегающими ниже- и среднепалеозойскими метаморфизованными осадочными и вулканогенными образованиями, но обнажаются в ремобилизованном виде в пределах многочисленных в этой зоне крупных средне- и верхнепалеозойских гранитогнейсовых куполов. Раннедокембрийское основание Восточно-Уральской зоны скорее всего представляет блок древнего сиалического фундамента (остаточный срединный массив или «микроконтинент»), отрезанный от Восточно-Европейской платформы при заложении прогибов Западно-Уральской мегазоны в рифее и окончательно отделенный и отодвинутый от нее при раздвижении блоков континентальной коры и возникновении офиолитовых трогов в зеленокаменной зоне Урала в раннем — начале среднего палеозоя. Вдоль разломов, ограничивающих Восточно-Уральскую зону с запада и востока, прослеживаются пояса серпентинизированных ультрабазитов, а присутствие этих и других пород офиолитовой ассоциации внутри нее в оболочке ряда гранитогнейсовых куполов позволяет предполагать, что офиолитовые комплексы были шарьированы на эту зону в палеозое до начала диапирового «всплывания» последних. На юге докембрийский метаморфический комплекс Восточно-Уральского (Мугоджарского) поднятия погружается под мезокайнозойский плитный чехол, под которым переходит по простиранию в докембрийский фундамент Северо-Устьюртского метаплатформенного массива.

Восточно-Уральский (Иргиз-Аятский) синклиниорий на всю ширину обнажается лишь на Южном Урале, тогда как в Мугоджарах и на Среднем Урале из-под мезокайнозойского чехла выступает лишь его западное крыло. Подобно Магнитогорскому синклинирию, он сложен вулканогенно-осадочными толщами силура, девона и низов нижнего карбона, смятыми в линейные складки с западной вергентностью, а также несогласно залегающими угленосными отложениями верхнего турне — визе и терригенно-карбонатными — среднего-верхнего карбона, выполняющими наложенные мульды и грабен-синклинали. Породы среднего палеозоя прорваны интрузиями габброидов и гранитов, а к зонам продольных разломов приурочены тела ультрабазитов. По геофизическим и буровым данным синклиниорий продолжается к югу под мезокайнозойским чехлом до средней части Аральского моря, образуя самую западную зону фундамента Северо-Туранской плиты.

Зауральский антиклинорий, обнаженный лишь в долинах рек Тобол и Аят, сложен в основном метаморфическими породами докембрия — нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочными толщами силура и девона, а в синклиналиях — также отложениями нижнего-среднего карбона, прорванными массивами верхнепалеозойских гранитоидов. К восточному крылу этой зоны приурочен Притобольский ультрабазитовый пояс. Под мезокайнозойским чехлом Северо-Туранской плиты Зауральский антиклинорий продолжается к югу через центральную часть Аральского моря к низовьям Амударьи.

Самая восточная, скрытая под мезокайнозойским чехлом, пограничная с каледонидами Казахского нагорья зона Южного и Среднего

Урала — Тюменско-Кустанайский грабен-синклиорий — выполнен сравнительно слабодислоцированными терригенно-карбонатными толщами верхнего девона — турне и мощной валерьяновской вулканогенной серией визейско-серпуховского возраста, прорванной комагматичными ей диорит-гранодиоритовыми массивами, а также маломощными терригенными отложениями среднего-верхнего карбона молассового типа. Девонско-каменноугольный комплекс в этой зоне, называемой также Валерьяновским краевым вулканическим поясом, несогласно залегает на складчатом фундаменте, общем с таковым каледонской складчатой системы Казахского нагорья, западной частью которой она являлась в раннем палеозое и продолжала оставаться вплоть до начала визейского века. В средневизейское время она подверглась растяжению в широтном направлении, была рассечена долготными разломами, стала ареной андезитового вулканизма и превратилась в глубокий вулканотектонический грабен-прогиб, позднее (в конце карбона?) подвергшийся некоторому сжатию вместе с более западными зонами Урала. На север Валерьяновский вулканический пояс, по данным бурения и геофизических исследований, прослеживается до 60° с. ш., а на юг продолжается вдоль восточного побережья Аральского моря, где смыкается с Бельтау-Кураминским каменноугольно-пермским вулканоплутоническим поясом Срединного Тянь-Шаня.

Проследим особенности тектонического строения западной и восточной мегазон в более северных частях Урала. В пределах Среднего Урала западная мегазона образует выпуклую к востоку дугу, огибая Уфимский выступ платформы, и сужается на широте Свердловска (57° с. ш.) до 10—20 км. Рифейские образования, слагающие сближенные здесь Башкирский и Уралтауский антиклинории, погружаются под метаморфизованные отложения ордовика, выполняющие Билимбаевскую седловину. К западу от нее располагается комплекс шарьяжных пластин Уфимского амфитеатра, маскирующих переход от западной мегазоны Урала к Предуральскому прогибу. Верхние из этих пластин, сложенные вулканогенно-кремнистыми породами ордовика и силура, были выжаты и перемещены к западу на несколько десятков километров из Зеленокаменной зоны Урала; последняя здесь крайне сильно пережата (до одного или нескольких километров), а выполняющие ее среднепалеозойские вулканогенные толщи подверглись рассланцеванию. На этом суженном участке Магнитогорский синклиорий по простиранию сменяется к северу Тагильским, разрез которого отличается осадочным, существенно карбонатным характером девонских отложений и почти полным отсутствием карбона. Ряд исследователей, придерживающихся мобилистской интерпретации тектоники Урала, предполагают, что Тагильский синклиорий не является непосредственным продолжением Магнитогорского, а возник на месте относительно более западной структурно-фациальной зоны среднего палеозоя, южное продолжение которой, возможно, погребено под пологими надвигами и шарьяжами западной части Магнитогорского синклиория. Менее сильный пережим испытывает на широте Уфимского амфитеатра Восточно-Уральская антиклинорная зона. В северной части Среднего Урала западная мегазона и Тагильский синклиорий постепенно расширяются соответственно до 50—70 и 80 км и далее сохраняют эту ширину и основные черты своей структуры на всем протяжении Северного Урала.

Западная миогеосинклиальная мегазона состоит здесь из Центральноуральской зоны поднятий, представляющей северное продолжение антиклинория Уралтау, и Западно-Уральской складчатой зоны.

как бы заменяющей на Среднем и Северном Урале Башкирский антиклинорий и Зилаирский синклинорий. Западно-Уральская складчатая зона, сложенная мелководными терригенно-карбонатными отложениями ордовика-силура (только на Северном Урале) и девона-карбона общей мощностью 5—7 км, в структурном отношении представляет моноклинорий с погружающимся к западу зеркалом складчатости, состоящий из многочисленных довольно сильно сжатых, скошенных и опрокинутых к западу складок, осложненных рядом пологих надвигов со смещением масс к западу, в сторону краевого прогиба. Местами надвиги переходят в шарьяжи; наиболее крупный из них — Малопечорский аллохтон, сложенный силурийско-девонскими отложениями в бативальной сланцевой фации, вероятно перемещенными из зоны, ныне выраженной Центральноуральским поднятием (рис. 4, Г).

Центральноуральская зона поднятия выражена на Среднем Урале Кваркушским, а на Северном — Ляпинским антиклинориями. Они разделены узкой диагональной надразломной синклиналью северо-западного простирания, выполненной несогласно залегающим терригенным ордовиком. Антиклинории сложены в основном мощными толщами осадочных и вулканогенно-осадочных отложений верхнего (на севере — всего) рифея и венда; разрез последнего отличается здесь значительно большей полнотой по сравнению с разрезом венда в Башкирском антиклинории. Структура рифейско-вендского комплекса была в значительной мере сформирована в конце байкальского цикла, когда возникли складки и разрывы северо-западного простирания, и усложнена в конце герцинского цикла, когда Центральноуральская зона, относительно погруженная и перекрытая глубоководными сланцево-кремнистыми осадками ордовика-карбона, подверглась сжатию в широтном направлении и превратилась в меридиональный антиклинорий, надвинутый на Западно-Уральскую зону.

Зона Главного Уральского разлома выражена на Среднем Урале Платиноносным (а на Северном — его продолжением — Салатимским) поясом, состоящим из крутопадающих к востоку пластинообразных тел серпентинизированных перидотитов, дунитов, пироксенитов, а также габбро, норитов, амфиболитов и диабазов. Эти образования, по мнению одних исследователей, отвечающие верхним горизонтам мантии и низам досилурийской коры океанического типа, а по мнению других, представляющие среднепалеозойский интрузивный комплекс¹, надвинуты на терригенный ордовик восточного крыла Центральноуральской антиклинорийной зоны. Платиноносный базит-ультрабазитовый пояс ограничивает Тагильский синклинорий с запада, а аналогичный Серовско-Невьянский базит-ультрабазитовый пояс, также круто падающий к востоку, отделяет его на востоке от Восточно-Уральского поднятия. Субмеридиональные глубинные швы, к которым приурочены эти пояса, послужили в 40-х годах тектонотипом для выделения А. В. Пейве категории глубинных разломов. Тагильский синклинорий выполнен мощными толщами силурийских вулканитов, а также отделенными от них слабым несогласием карбонатными толщами нижнего и среднего девона, нередко рифогенного типа, выполняющими его осевую зону. Разрез синклинория завершают терригенные отложения зилаирской серии верхнего девона — турне.

Выполняющие Тагильский синклинорий образования прорваны телами диоритов и плагиигранитов предсреднедевонского возраста и

¹ Возможно, в этой зоне Среднего и Северного Урала присутствуют образования как ордовикской офиолитовой ассоциации, так и прорывающие их базит-ультрабазитовые интрузии силурийского возраста.

смяты в сильно сжатые (в девонских отложениях его осевой зоны — менее крутые) складки с общей западной вергентностью, осложненные продольными надвигами, а в южной части синклинория — диагональным левосторонним сдвигом северо-северо-западного простираения.

Тектоническое строение простирающегося в северо-восточном направлении Полярноуральского сегмента отличается рядом особенностей: наличием выступов дорифейского фундамента, очень мощным развитием офиолитового комплекса, большей ролью структур поперечного, северо-западного простираения, наследующих допалеозойский структурный план, и значительным масштабом герцинских надвигов и покровов. Внутреннее крыло Предуральского краевого прогиба (Косью-Роговской впадины) на Полярном Урале частично наложено на структуры Западно-Уральской мегазоны, главным образом на Елецкую зону, сложенную мелководными, существенно карбонатными, с песчаниками и аргиллитами в основании отложениями ордовика-карбона (до 5—6 км), смятыми в умеренно сжатые складки. На Елецкую зону в конце палеозоя был надвинут с юго-востока и шарьирован комплекс одновозрастных маломощных глубоководных глинисто- и кремнисто-сланцевых отложений Лемвинской структурно-фациальной зоны, смятых в сильно сжатые, часто изоклинальные, опрокинутые к северо-западу складки. Шарьяж Лемвинской зоны на Елецкую, установленный в 1945 г. К. Г. Войновским-Кригером, аналогичен по структурному положению, возрасту и формационному характеру аллохтона и автохтона Малопечорскому шарьяжу в Западно-Уральской складчатой зоне Северного Урала. На крайнем севере Урала, близ Байдарацкой губы, граница Елецкой и Лемвинской зон отклоняется к северо-западу, и продолжение Лемвинской зоны прослеживается в ядре Пай-хойского антиклинория.

Центральноуральская антиклинальная зона выражена на Полярном Урале несколькими ундулирующими кулисно расположенными поднятиями. В самой южной части Полярного Урала выделяется Кожимское поднятие, представляющее наиболее приподнятый северный участок Ляпинского антиклинория Северного Урала. В его ядре из-под ордовика и слабометаморфизованного вулканогенно-осадочного рифейско-вендского комплекса обнажается дорифейский гнейсово-амфиболитовый фундамент. Далее к северо-востоку располагается опущенный поперечный участок Полярного Урала протяженностью 250 км. На этом участке внутреннее крыло Косью-Роговской краевой впадины наложено на Елецкую зону, и в нем сохранились верхнемеловые отложения плитного чехла. Кожимское поднятие на этом участке резко погружается к северо-востоку, под терригенный ордовик Лемвинской зоны, из-под которого лишь в ядрах нескольких узких, опрокинутых к северо-западу антиклиналей северо-восточного простираения выступают метаморфизованные терригенно-вулканогенные образования верхнего рифея — венда. Этот участок складок иногда рассматривают как Полярноуральский антиклинорий, кулисно подставляющий Кожимское поднятие. На северо-востоке он скрывается под пологим надвигом войкарского габбро-ультрабазитового комплекса, слагающего северо-западный фланг одноименного синклинория.

Северо-восточную часть Полярного Урала пересекает полоса Собского поперечного поднятия. В его северной части из-под ордовика Лемвинской зоны вновь выступают на значительной площади вулканогенные толщи венда, слагающие длительно вытянутый, надвинутый к западу Малокарский антиклинорий. Южнее располагается обширный Харбейский выступ допалеозойского основания, в изометричном ядре

которого на площади около 2000 км² обнажаются простирающиеся в северо-западном направлении гнейсы, амфиболиты и слюдяные сланцы нижнепротерозойского харьбейского комплекса с возрастом около 2 млрд лет.

С юго-запада и юга Харьбейский выступ огибает фронтальная линия пологого надвига войкарского, а с северо-востока — рай-изского офиолитовых комплексов, представляющих, очевидно, разные участки огромной офиолитовой аллохтонной пластины протяженностью более 400 км, перемещенной к северу-западу на многие десятки километров. Сам же Харьбейский выступ приурочен к поперечной положительной ундуляции этой шарьяжно-надвиговой структуры, в которой аллохтон был смыт и в тектоническом полуокне обнажилось автохтонное основание. Войкарский габбро-ультрабазитовый комплекс характеризуется здесь по сравнению с таковым на других участках зоны Главного Уральского разлома наименее нарушенным первичным соотношением слагающих его пород офиолитовой ассоциации. В ряде его разрезов, двигаясь от Главного Уральского разлома (надвига) к востоку, можно видеть последовательную смену падающих на юго-восток пластообразных тел дунит-гарцбургитов менее мощным дунит-верлит-клинопироксенитовым полосчатым комплексом, далее габброидами и апогаббровыми гранатовыми амфиболитами («комплекс меланократового основания»), плагиогранитами и плагиогнейсами и, наконец, эвгеосинклинальными кремнисто-вулканогенными толщами силура и девона Войкарского синклиория, прорванными телами девонских диоритов и гранодиоритов (см. рис. 4, Д). Сходный разрез офиолитовой ассоциации наблюдается и к северо-востоку от Харьбейского выступа, в ультрабазитовом массиве Рай-Из; к востоку он сменяется Щучьинским синклиорием, выполненным вулканогенными образованиями силура известняками нижнего-среднего девона, терригенными толщами верхнего девона и карбона.

Несмотря на мощное развитие на Полярном Урале образований Восточной эвгеосинклинальной мегазоны — офиолитового комплекса и налегающих на него среднепалеозойских вулканогенных толщ, последняя, судя по данным геофизических исследований и бурения, не продолжается к северо-востоку в пределы п-ова Ямал, а слепо обрывается, по-видимому, упираясь в глубинный разлом (скорее всего сдвигового или, точнее, трансформного типа), пересекающий в северо-западном направлении южную часть Ямала и Байдарацкую губу Карского моря. Таким образом, Уральское герцинское эпигеосинклинальное складчатое сооружение на северо-востоке в целом вырождается и затухает, и лишь его западная, миеосинклинальная мегазона, круто отгибаясь к северо-западу, продолжается в складчатых структурах Пай-Хоя и Новой Земли.

Раннемезозойские впадины и грабены Урала. Уральское складчатое сооружение к концу перми было в основном сформировано и подвергалось денудации. Однако в триасе в Восточно-Уральской мегазоне возник ряд узких субдолготно вытянутых грабенов, свидетельствующих о смене обстановки горизонтального сжатия растяжением. Большинство грабенов приурочено к синклиорным зонам — Тагильской (небольшие Богословский и Волчанский грабены), Восточно-Уральской (более крупные Челябинский, Буланаш-Елкинский и др.), Тюменско-Кустанайской (Тюменский и др.), но часть их наложена на Зауральский антиклиорий (Анохинский и др.). Грабены выполнены резко несогласно залегающими на различных палеозойских образованиях континентальными обломочно-вулканогенными (с базальтами и реже

липаритами) толщами нижнего-среднего триаса и угленосными лимническими толщами верхнего триаса общей мощностью от 1 до 4 км. На рубеже триаса и юры, т. е. в древнекиммерийскую фазу (к которой относится завершающая складчатость в поляноуральской части Предуральского прогиба и зоне Пай-Хоя — Новой Земли), грабены Восточно-Уральской мегазоны испытали сжатие, триасовые отложения в них приобрели местами складчатую структуру и были срезаны на их бортах взбросами и надвигами (рис. 5). По-видимому, и весь палеозойский складчатый комплекс Урала был затронут предъюрским сжатием, но там, где триас отсутствует, его эффект трудно вычлнить

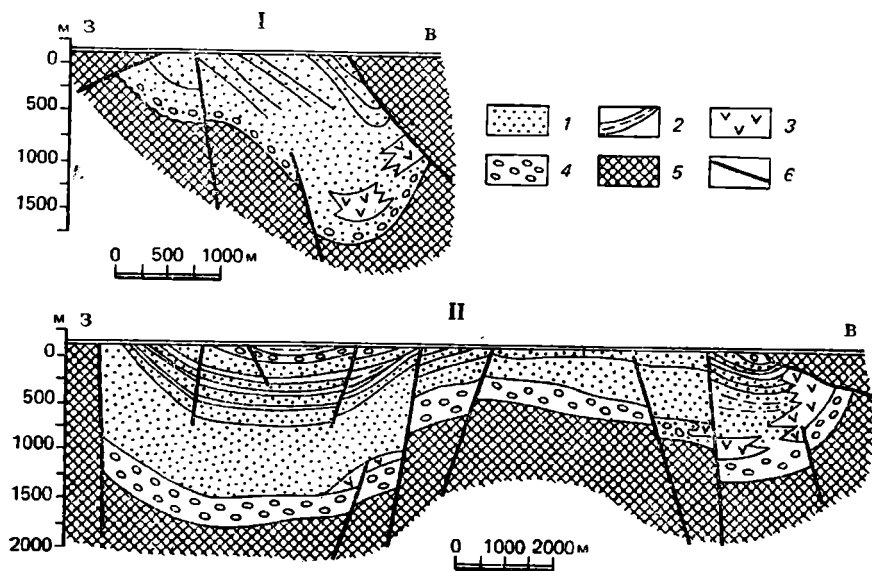


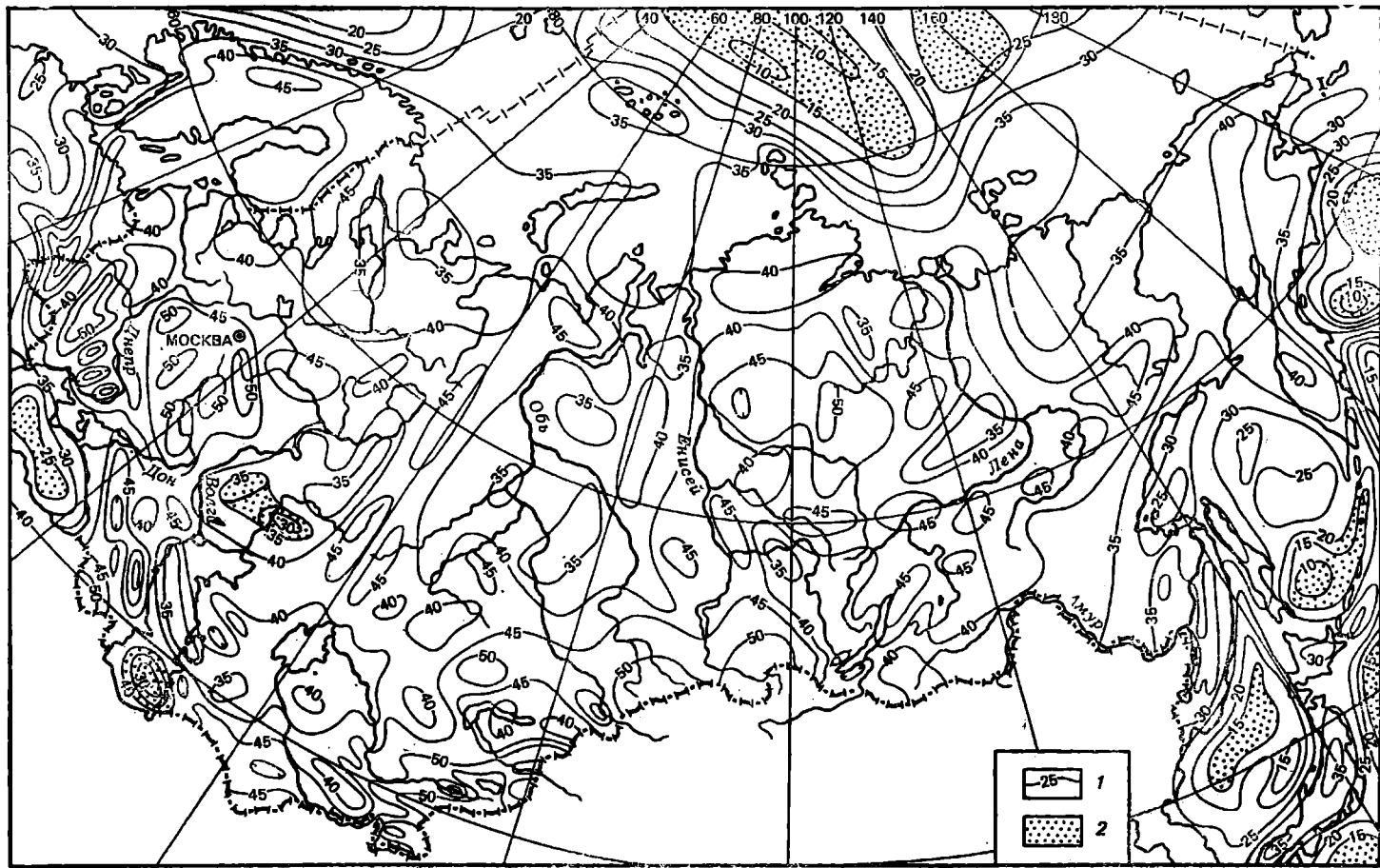
Рис. 5. Разрезы Буланаш-Елкинской (I) и Челябинской (II) раннемезозойских грабенообразных впадин Зауралья, выполненных туринской (J_{1-2}) и челябинской (T_3) сериями (по В. С. Бочкареву, 1973):

1 — угленосные отложения; 2 — пласты углей; 3 — базальты; 4 — конгломераты; 5 — палеозойский складчатый фундамент; б — разломы

из суммарной деформации палеозойского основания. В ранней-средней юре в восточной мегазоне Урала возобновилось погружение в отдельных грабенах и возникли некоторые новые неглубокие наложенные впадины, например в южной части Магнитогорского синклиория.

Меловые и палеогеновые отложения на восточном склоне и южном окончании Урала залегают субгоризонтально, трансгрессивно перекрывая различные продольные зоны его палеозойского основания, и принадлежат к чехлу Западно-Сибирской и Северо-Туранской плит.

Глубинное строение и геофизические поля. По материалам ГСЗ и других сейсмических исследований, а также косвенным (гравиметрическим) данным, земная кора в пределах Урала характеризуется мощностью от 40 до 50 км, близкой к средней мощности коры на Восточно-Европейской платформе (рис. 6). Она минимальна в зоне Предуральского краевого прогиба (около 30—40 км, а без осадочной толщи — 25—30 км) и максимальна в Магнитогорском синклиории, в котором подошва палеозоя опущена примерно до 10 км. «Гранитно-



метаморфический» слой прослеживается под всеми продольными зонами Урала, но его мощность невелика (10—5 км и менее), особенно под синклиниями восточной мегазоны. Большой мощностью (30—35 км) отличается нижняя, высокоскоростная часть коры («базальтовый слой»). Кора имеет слоисто-блоковую структуру, причем некоторые субвертикальные или крутые разломы достигают поверхности М, смещая ее на несколько километров. Скорость продольных волн в кровле мантии составляет 8,2—8,3 км/с.

Характер геомагнитного поля резко различен в разных мегазонах Урала. В западную мегазону продолжаются с запада в несколько ослабленном виде аномалии, обусловленные магнитными неоднородностями древнего фундамента, преимущественно субширотного простиранья из Восточно-Европейской платформы и юго-восточного — из Тимано-Печорской области. В целом западная мегазона характеризуется преимущественно отрицательным аномальным магнитным полем, что связано с глубоким погружением магнитовозмущающихся масс под мощный немагнитный комплекс верхнепротерозойских и палеозойских отложений. Исключения составляют крупные положительные магнитные аномалии в районе Уфимского амфитеатра, связанные с относительно неглубоким залеганием магнитоактивных масс в дорифейском фундаменте этого района.

Восточная мегазона характеризуется полосовыми субмеридиональными аномалиями, рисунок которых напоминает магнитное поле срединно-океанических хребтов и связан с тектонической структурой этой мегазоны. Антиклинориям, в которых выступает или неглубоко залегает гранитогнейсовое основание, отвечают полосовидные магнитные минимумы, а синклиориям, выполненным мощными толщами основных лав, и в особенности обрамляющим их габбро-перидотитовым поясам — резко выраженные линейные максимумы. Наиболее крупный и протяженный из них приурочен к зоне Главного Уральского разлома. Этот крупнейший максимум (как и вся система полосовых аномалий восточной мегазоны) резко обрывается на севере, в районе Байдарацкой губы, и постепенно затухает на юге, так же как и более восточные полосовидные максимумы, отвечающие восточному краю Магнитогорского и Восточно-Уральскому синклинорию. Лишь полосовидный магнитный максимум, совпадающий с Кустанайско-Тюменским синклинием, продолжается далеко на юг вдоль восточного побережья Аральского моря. Однако на севере этот максимум (и, вероятно, совпадающий с ним прогиб и Валерьяновский вулканический пояс) резко обрывается около 60° с. ш., упираясь в зону магнитного максимума, почти поперечного к нему, запад-северо-западного простиранья.

С субмеридиональными полосовидными максимумами магнитного поля, связанными с крупными базит-ультрабазитовыми телами, коррелируются также локальные гравитационные максимумы. Термический режим недр Урала характеризуется относительно низкой величиной плотности теплового потока, особенно в его восточной мегазоне, не затронутой дейтероорогенезом в конце кайнозоя. Она составляет около 25—35 мВт/м² и лишь в северной части Предуральского краевого прогиба возрастает до 40—50 мВт/м² и более.

Рис. 6. Схема глубинного строения земной коры в пределах территории СССР и дна прилегающих морей (по Н. А. Беляевскому и др.; из работы А. А. Смыслова и др., 1984, с дополнениями):

1 — изогипсы глубин поверхности М, км; 2 — области с отсутствием сейсмического «гранитного слоя»

Западную мегазону Урала, по-видимому, повсеместно подстилает архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент, сходный с основанием Восточно-Европейской платформы. Выходы его на поверхность не многочисленны. На Южном Урале, в Башкирском антиклинории, обнажается тараташский гранулитовый комплекс, сложенный глубокометаморфизованными первично-магматическими (гиперстеновые плаггиогнейсы, или эндербиты, двупироксеновые кристаллосланцы, амфиболиты) и осадочными породами (биотитовые гнейсы, кварциты) мощностью более 5 км с возрастом гранулитового метаморфизма 2,7 млрд лет (поздний архей) и последующей гранитизации и диафореза на рубежах 1,8; 1,1—1,2 и 0,6 млрд лет, что соответствует свекофеннской, дальсландской и байкальской тектономагматическим эпохам. В южной части Полярного Урала, в Кожимском поднятии, вскрывается дорифейский комплекс гнейсов и амфиболитов с прослоями слюдяных сланцев и кварцитов, а в его северной части, в Харбейском поднятии,— харбейский комплекс амфиболитов, плаггиогнейсов и высокоглиноземистых слюдяных сланцев (с возрастом по циркону около 2 млрд лет) и марункеуский комплекс эклогитов (не менее 1,5 млрд лет), подвергшихся впоследствии амфиболитизации, эклогитизации и гранитизации.

В восточной мегазоне дорифейское метаморфическое основание, сложенное гнейсами, мигматитами, амфиболитами, кварцитами, установлено в южной части Восточно-Уральской зоны поднятий, в Мугоджарах, а также в ядрах гранитогнейсовых куполов, в которых оно частично подверглось в палеозое гранитизации. Так, в ядре Ильмено-Вишневогорского купола, в районе г. Миасса, обнажены гнейсы и амфиболиты с возрастом метаморфизма 2,1—2,3 млрд лет.

Верхнепротерозойские образования очень широко распространены в западной мегазоне, слагая Башкирский и Уралтауский антиклинории на Южном Урале и продолжение последнего на Среднем, Северном и Полярном Урале. Разрез верхнего протерозоя Башкирского амфитеатра послужил Н. С. Шатскому (1945) стратотипом для рифейского комплекса и его подразделения на нижний, средний и верхний рифей, а также выделенный позднее кудаш, или терминальный рифей. Завершается этот классический разрез отложениями верхней части венда. В этом разрезе различают 4 или 5 серий, разделенных стратиграфическими перерывами и слабыми несогласиями, каждая из которых представляет крупный седиментационный цикл. В свою очередь почти каждая серия состоит из нескольких (3—6) согласных залегающих свит. Возраст серий установлен по данным радиоизотопных датировок осадочных (по глаукониту), эффузивных пород и рвущих их гранитов, а также присутствующих в карбонатных породах комплексов строматолитов и микрофитолитов, отвечающих всем главным подразделениям (фитемам) рифея.

Наиболее полно выражен первый цикл, представленный бурзянской серией нижнего рифея (3—4 км), несогласно налегающей на архейские метаморфические образования тараташского комплекса. В основании бурзянской серии залегает толща мелкогалечных конгломератов, гравелитов и кварц-аркозовых песчаников, в верхней части которой присутствуют прослои трахибазальтовых лав и туфов. Выше следуют толщи глинистых сланцев с прослоями алевролитов и толщи доломитов с прослоями известняков, а в верхах серии вновь появляются сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники. К кар-

бонатным отложениям верхней части серии (бакальской свите) приурочены стратифицированные залежи сидеритовых железных руд и магнетитов (Бакальское месторождение). Породы бурзянской серии прорваны Бердяушским массивом гранитов типа рапакиви (1,4—1,5 млрд лет). В восточной части антиклинория выше со слабым (до 15—30°) несогласием залегает машакская серия (до 2 км), сложенная конгломератами, песчаниками и сланцами, частично замещаемыми к востоку измененными основными и кислыми вулканитами (диабазы и альбитофирами) с возрастом 1,3 млрд лет.

На породы машакской или бурзянской серий слабо несогласно ложится юрматинская серия среднего рифея (2—4 км). В ее восходящем разрезе кварцевые песчаники и кварциты кверху постепенно сменяются глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, а последние — доломитами и известняками с прослоями сланцев.

Выше с перерывом залегает каратауская серия (до 3—5 км), большая нижняя часть которой отвечает верхнему рифею, а меньшая верхняя — терминальному рифею, или кудашу. В каратауском седиментационном цикле выделяются два подцикла (не разделенные перерывом), в низах которых залегают аркозовые и кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми сланцами, а выше — доломиты и известняки. Верхний подцикл завершается терригенно-карбонатными и терригенными отложениями терминального рифея (около 0,5 км). Общая мощность рифея в Башкирском поднятии достигает 10—12 км. На разных горизонтах каратауской серии с размывом или небольшим несогласием залегает ашинская серия (1—2 км), отвечающая верхней части венда. Она сложена аркозовыми и кварцевыми, в верхней части также полимиктовыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Местами в основании ее присутствует маломощная толща пестроцветных тиллитоподобных конгломератов, гальки и валуны в которой сложены в основном доломитами верхней части каратауской серии.

В антиклинории Уралтау обнажены породы от среднего рифея до венда. В целом они отличаются от отложений Башкирского антиклинория большей метаморфизованностью (в зеленосланцевой, а в восточной части — амфиболитовой и глаукофан-лавсонитовой фации), незначительной ролью карбонатных и большим развитием вулканических пород, особенно в среднерифейском максютовском комплексе (2—3 км). Последний сложен кварцитами, графит-кварцевыми, кварц-мусковитовыми сланцами с гранатом, глаукофаном, лавсонитом, с линзами мраморов, а также ортосланцами и даже эклогитами, образовавшимися по вулканитам и интрузивам основного состава. Верхнерифейско-нижневендский суваянский комплекс (3—5 км), граничащий с максютовским по надвигу, выражен кварцитами, кварц-хлорит-мусковитовыми (в верхней части кварц-хлорит-серицитовыми) сланцами с прослоями метаконгломератов, доломитов, известняков и зеленых сланцев (измененных основных вулканитов). В верхней части разреза (нижний венд) присутствует горизонт тиллитоподобных конгломератов.

В среднеуральском сегменте западной мегазоны (Кваркушском антиклинории) распространены отложения верхнего и терминального рифея (4—6 км), сопоставляемые по составу слагающих их толщ кварцито-песчаников и аркозовых песчаников, глинистых, углисто-глинистых сланцев и карбонатных пород со строматолитами с каратауской серией Башкирского антиклинория, трансгрессивно перекрывающая их

песчано-сланцевая серия (2—3 км), заключающая два горизонта тил-литоподобных конгломератов, а также залегающая с перерывом песчано-сланцевая сыльвицкая серия верхнего венда (до 2,5 км), с тил-литоподобными конгломератами в основании. Горизонты тиллитоподобных конгломератов, присутствующие в разрезах венда Среднего и Южного Урала, позволяют предполагать проявления в его пределах широко распространенного варяжского оледенения. Особенностью этого разреза является присутствие среди отложений терминального рифея (басегской серии) невыдержанных толщ измененных субщелочных вулканитов трахибазальтового, трахитового и трахилипаритового состава, а среди отложений низов венда (нижней части серебрянской серии) — щелочных эффузивов основного и ультраосновного состава — трахибазальтов, авгититов, лимбургитов и, возможно, карбонатитов.

В североуральском сегменте (Ляпинском антиклинории) разрез рифея и венда (общей мощностью до 6 км) представлен толщами кварцитопесчаников, серицит-кварцевых сланцев, филлитов, с редкими линзовидными прослоями мраморизованных известняков и доломитов, которые чередуются и частично фациально замещаются толщами измененных вулканогенных пород основного, а в верхней части разреза также кислого состава. Породы рифея метаморфизованы в зеленосланцевой и частично амфиболитовой фациях и в отличие от более южных районов прорваны многочисленными интрузивными телами габбро-диорит-диабазового, гранитоидного и габбро-монцонит-сиенитового комплексов рифейско-кембрийского возраста.

На Полярном Урале роль вулканических пород в строении рифейско-вендских образований еще более возрастает. Трансгрессивно залегающие, с конгломератами в основании отложения верхнего и терминального рифея (2,5 км) в нижней своей части сложены метаркозовыми, графитовыми кварцитами и филлитами и серицит-хлорит-альбитовыми сланцами (метаграувакками), а также метаморфизованными основными и кислыми вулканитами, а в верхней — преимущественно мраморизованными известняками и доломитами и метатерригенными породами и фациально замещающими их метаэффузивами и туфогенными сланцами кислого и среднего состава. Вышележащие толщи венда — нижнего кембрия выражены терригенными молассоидными образованиями, сочетающимися с субщелочными (существенно калиевыми) вулканитами базальтового, андезитобазальтового, андезитового и трахилипаритового состава.

В восточной мегазоне Урала достоверные верхнепротерозойские образования почти не известны. Предположительно к ним относят борлинский комплекс кварцитов, метаморфических сланцев и амфиболитов, слагающий оболочку гранитогнейсовых куполов в мугоджарской части Восточно-Уральского антиклинория. Присутствие метаморфизованного рифея-венда предполагается и в его более северных частях (на Южном и Среднем Урале), а также в Зауральском антиклинории, хотя в целом эти зоны, вероятно, были в позднем протерозое относительно приподняты.

Кембрийские отложения незначительно распространены на Урале, поскольку его территория на протяжении большей части кембрия была приподнята после позднебайкальских деформаций. Выходы кембрия известны на Южном и Полярном Урале. Нижнекембрийские образования на Полярном Урале тесно связаны с вендскими и представлены толщами конгломератов, песчаников и алевролитов и приуроченными к ним субщелочными вулканогенными образованиями пестро-

го состава, завершающими разрез байкальского складчатого комплекса. Средний кембрий на Полярном Урале, как и в других его сегментах, достоверно не известен, а верхний кембрий вместе с нижним ордовиком входит в состав толщ, несогласно залегающих на байкальском комплексе (в кровле которого местами наблюдается кембрийская кора выветривания) и начинающих собой разрез отложений западной мегазоны палеозойской геосинклинали.

В Елецкой зоне эти толщи представлены красноцветными (континентальными) и зеленоцветными (прибрежно-морскими) конгломератами и кварц-аркозовыми песчаниками и алевритистыми глинистыми сланцами с подчиненными им местами лавами щелочных палеобазальтов и палеолипаритов. Они отлагались на резко расчлененной блоковыми движениями поверхности; в ее понижениях (грабенах) их мощность достигает 2—6 км, а над выступами (горстами) сокращается до сотен метров. В более восточной, Лемвинской, зоне разновозрастные образования выражены мелководно-морскими терригенными осадками и контрастными вулканитами, в составе же галек преобладают не кварц и кремьень, как в Елецкой зоне, а кислые эффузивы и гранитоиды. Отложения верхнего кембрия — низов ордовика Елецкой и Лемвинской зон рассматриваются в качестве образований стадии заложения (начальной, «рифтоподобной», «троговой» стадии) палеозойской геосинклинали. На Южном Урале в Сакмарской зоне известны археоциатовые известняки нижнего кембрия, присутствующие в виде тектонических блоков или олистолитов среди ордовикских и среднепалеозойских образований, очевидно, перемещенных вместе с ними с востока. В южной части антиклинория Уралтау к верхам венда и нижнему кембрию относят завершающую его разрез толщу кварц-хлорит-серицитовых сланцев и измененных эффузивов основного и кислого состава (до 2 км).

Ордовикские отложения распространены на Урале значительно шире кембрийских. Они обнажаются во всех его сегментах, главным образом в пределах западной мегазоны, и отвечают ранней стадии развития палеозойской геосинклинали Урала.

На Полярном Урале в западной, Елецкой, зоне ордовик (1—3 км), согласно залегающий на верхнем кембрии, сложен кварцевыми песчаниками, которые кверху сменяются алевролитами и глинистыми сланцами, а затем мелководными известняками. Последние отлагались в среднем-позднем ордовике и в восточной части Печорской впадины. В более восточной, Лемвинской, зоне ордовик выражен менее мощной (до 1 км) толщей пестро- и сероцветных филлитовидных глинистых сланцев и алевролитов с прослоями песчаников в низах и известняков в верхах, по-видимому, накапливавшейся в зоне континентального склона.

В Западно-Уральской складчатой зоне Северного Урала ордовик в основном представлен терригенно-карбонатными (елецкими) фациями; а в перемещенном с востока Малопечорском аллохтонном комплексе — более мелководными алеврито-глинистыми (лемвинскими) фациями. В Центральноуральском антиклинории Северного и Среднего Урала ордовик, несогласно залегающий на рифейско-вендском комплексе, выражен толщами кварцитопесчаников и филлитовидных сланцев с прослоями кремнистых пород, зеленых сланцев и метаморфизованных основных эффузивов. В западной мегазоне Южного Урала автохтонные отложения среднего-верхнего ордовика, представленные песчаниками, алевролитами и сланцами (до 0,5 км), обнажаются на восточном крыле Зилаирского синклинория, резко сокращаясь в мощности

и выклиниваясь на его западном крыле. Снос терригенного материала, как и на Среднем Урале, происходил с запада, с приподнятой восточной части Восточно-Европейской платформы.

Во внутренней части этого прогиба, в Сакмарской и Кракинской зонах, в аллохтонном залегании присутствуют значительно более мощные вулканогенно-терригенные толщи нижнего и среднего ордовика (до 3—4 км), перемещенные с востока. Нижнюю часть их разреза составляет кидрясовская свита кварц-аркозовых и полимиктовых песчаников с остатками брахиопод тремадокского яруса. Она накапливалась в ходе поступления обломочного материала как с запада, так и с востока. Стратиграфически выше следуют фациально изменчивые толщи сланцев, туфов и лав основного и кислого состава повышенной щелочности. Некоторые исследователи рассматривают ордовичские отложения Сакмарской зоны как образования западной рифтогенной окраины формировавшегося (или уже возникшего?) во время их накопления трога с корой океанического типа. Возможно, они накапливались в пределах современной Уралтауской зоны, которая, как и ее продолжение в более северных сегментах Урала, на протяжении ордовика-силура и девона, несомненно, была опущена.

По всей вероятности, к ордовика (и может быть, к концу кембрия) следует в основном отнести раздвижки континентальной коры в Восточной мегазоне Урала, формирование зоны (или нескольких зон) с корой океанического типа в пределах Зеленокаменного и Восточно-Уральского прогибов и становление в них комплексов «меланократового основания», слагающих в современной структуре габбро-ультрабазитовый пояс зоны Главного Уральского разлома, надвинутый на Центральноуральский антиклинорий, и аналогичные ему пояса в более восточных зонах Урала. К ордовика же относятся некоторые толщи зеленых сланцев, аподибазовых амфиболитов, порфиритоидов, кремнисто-глинистых сланцев, налегающие на породы габбро-ультрабазитового пояса и подстилающие силурийские образования на западном крыле Магнитогорского и Тагильского синклинориев. Присутствие существенно терригенных толщ ордовика установлено в Восточно-Уральском и Зауральском антиклинориях. Они залегают несогласно на докембрийских образованиях и сложены в разной степени метаморфизованными конгломератами, кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, сланцами с прослоями яшмоидов и известняков, а также вулканитов мощностью до 2—3 км.

Отложения силурийской и девонской систем, отвечающие средним стадиям герцинского геосинклинального цикла, во многих зонах Урала тесно связаны между собой, и их достоверное разделение пока не всегда возможно. Вместе с тем они резко отличаются по своему строению в разных мегазонах Урала. В западной мегазоне силура и девон повсеместно, кроме некоторых шарьированных с востока комплексов, представлены осадочными образованиями карбонатного и сланцевого состава. Наиболее широко распространены они на Полярном Урале, где представлены двумя типами разрезов, свойственными Западной, Елецкой, и восточной, Лемвинской, структурно-фациальным зонам.

Елецкая зона характеризуется развитием мелководных (шельфовых) существенно карбонатных отложений с бентосной фауной силура (1 км), девона (2 км), а также карбона (1 км). Силур и нижний девон выражены известняками и доломитами с прослоями мергелей и аргиллитов, средний девон — чередованием известняков и доломитов с аргиллитами, алевролитами и кварцевыми песчаниками, обломоч-

ный материал которых приносился с запада, верхний девон — толщей известняков. В Лемвинской зоне средний палеозой сложен гораздо менее мощными (до 1 км) существенно кремнистыми отложениями с остатками пелагической фауны (фораминиферы, конодонты, радиоларии, граптолиты и пр.), которые накапливались в зоне континентального склона и континентального подножия (батиальной зоне) на глубинах до 2—3 км и более. Силур и нижний девон представлены здесь «черносланцевой толщей» глинистых, углисто-глинистых граптолитовых сланцев и фтанитов с прослоями и линзами известняков, средний девон — ритмичным переслаиванием кварцитопесчаников, кремней, а верхний девон и низы карбона — переслаиванием глинистых сланцев, фтанитов и глинистых известняков.

Отложения силура и девона в шельфовых, существенно карбонатных (елецких), и батиальных, глинисто-кремнистых (лемвинских), фациях прослеживаются на юг в пределах западного склона Северного Урала. Далее к югу, в Западно-Уральской зоне Среднего Урала, а также на западном крыле Башкирского антиклинория Южного Урала, силур, а местами и нижние горизонты девона выпадают из разреза. В этих районах на верхнем докембрии несогласно залегают терригенные (фалаховые) отложения нижнего — низов среднего девона, сменяющиеся кверху терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями верхней части среднего и верхнего девона. Однако силур и девон в мелководных карбонатных фациях присутствуют на западном склоне Среднего Урала в составе нижнесергинской чешуи покровного комплекса района Уфимского амфитеатра.

Полный существенно карбонатный разрез силура и девона елецкого типа появляется на Южном Урале на западном крыле Зилаирского синклинория. Силур, подстилаемый ордовиком, выражен здесь толщей известняков и доломитов, в нижней части с прослоями глинистых сланцев (0,5 км), а девон — толщей мелководных известняков (0,5—1,0 км). На восточном крыле синклинория шельфовые карбонатные осадки сменяются батиальными глинисто-кремнистыми осадками лемвинского типа. Силур представлен углистыми и кремнистыми сланцами (0,2 км), а нижний, средний девон и франкий ярус верхнего девона — аргиллитами и кремнистыми породами (фтанитами). Фаменский ярус девона и турнейский ярус карбона во всем Зилаирском синклинории выражены мощной (до 3 км) зилаирской серией граувакковых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с флишеидной ритмичностью; терригенный материал этой серии приносился с востока, из внутренних зон Урала.

Согласно В. П. Пучкову, в пределах сакмарского аллохтонного комплекса, представляющего синформу внутри Зилаирского синклинория, в виде ряда тектонических чешуй присутствуют по данным изучения граптолитов и конодонтов силурийские, а также нижне- и среднедевонские отложения, происходящие из различных структурно-фациальных зон: кремнисто-сланцевого (лемвинско-зилаирского) типа, сходного с одновозрастными отложениями восточного крыла Зилаирской зоны; туфогенного типа, представленного пестроцветными туфами кислого и реже основного состава, конгломератобрекчиями, туфопесчаниками, кремнистыми туфами и яшмами, и вулканогенного типа, выраженного диабазовыми порфиритами, спилитами, их туфобрекчиями и туфами с прослоями углисто-кремнистых (граптолитовых) сланцев, туфопесчаников, песчаников и конгломератов. Первичное местонахождение зон накопления силурийско-девонских отложений туфогенного и вулканогенного типа, по всей вероятности, следует предполагать в

пределах нынешнего антиклинория Уралтау и непосредственно к востоку от него, в зоне, скрытой под надвинутым на него с востока габбро-ультрабазитовым комплексом. В составе сакмарского аллохтонного комплекса присутствуют также отложения зилаирской серии, тектонически перемещенные с востока. Кремнистые породы, глинистые сланцы, туфы и основные эффузивы силура присутствуют в северной части Зилаирского синклинория в составе Кракинского покрова, а еще севернее — в составе нескольких чешуй Нязепетровского шарьяжного комплекса района Уфимского амфитеатра, где они подстилаются породами ордовика и перекрываются терригенными и карбонатными отложениями нижнего и среднего девона.

В восточной мегазоне Урала силурийские, а в ряде сегментов и значительная часть девонских образований в основном представлены толщами зеленокаменно-измененных вулканогенных пород. Они выполняют прогибы Зеленокаменной и Восточно-Уральской синклинорийных зон и участвуют в сложении Восточно-Уральского и Зауральского антиклинориев. Эти образования наиболее полно представлены и лучше всего изучены в различных структурно-фациальных зонах Магнитогорского синклинория. Фациальная изменчивость и редкость находок органических остатков в существенно вулканогенных толщах силура и девона сильно затрудняют их стратиграфическое расчленение и датировку и служат причиной противоречий в понимании их стратиграфии и структуры. Изучение остатков конодонтов позволило в последние годы более надежно обосновать и частично пересмотреть существовавшие ранее представления о возрасте ряда среднепалеозойских толщ этого прогиба.

Согласно новым данным (В. А. Маслов), к силуру относятся развитые в западной части синклинория толщи спилитов с подушечной отдельностью и афировых палеобазальтов, переслаивающихся с кремнисто-глинистыми и углисто-кремнисто-глинистыми сланцами с линзами известняков мощностью 1—1,5 км. Для этой однородной толеит-базальтовой поляквостской формации характерны подводные трещинные излияния жидких лав при незначительной роли пирокластического материала. Нижний девон и нижняя часть эйфельского яруса сложены песчано-глинисто-кремнистыми, а в северной части синклинория — и карбонатными отложениями с градационной слоистостью. Обломочный материал в граувакковых песчаниках, а также прослоях гравелитов и конгломератов представлен кремнями и спилитами, происходящими из размывавшихся поблизости силурийских толщ. Вулканическая деятельность после паузы возобновилась в середине эйфельского века. К верхней части эйфельского яруса в западной части синклинория относятся мощные вулканические толщи.

Баймак-бурибаевская свита, сложенная диабазами, базальтовыми и реже андезитобазальтовыми порфиритами, а также альбитофирами, дацитовыми порфиритами при подчиненной роли пирокластолитов, фтанитов и углисто-кремнистых сланцев (до 1—1,5 км), представляет типичную контрастную вулканогенную формацию, образовавшуюся при чередовании трещинных излияний базальтов и центральных извержений лав и пирокластолитов дацит-липаритового состава. Кверху она постепенно сменяется ирендыкской свитой, сложенной пирокластолитами и лавами диабазов, базальтовых, андезитобазальтовых, андезитовых, дацитовых порфиритов, а также туфоконгломератами, туфопесчаниками, кремнистыми туфоалевролитами и туфоаргиллитами (1—4 км). Эта толща представляет собой непрерывную вулканическую формацию, образовавшуюся при дифференциации магмы ба-

зальтового состава в ходе центральных извержений, происходивших в мелководных и частично наземных (островных) условиях.

К нижней части живетского яруса в западной и восточной частях синклинория относится карамалыташская свита, сложенная преимущественно диабазами и спилитами, в верхней части — альбитофирами, кварцевыми альбитофирами и их пирокластолитами, а также кремнистыми туффитами (фтанитами), яшмами с редкими прослоями и линзами известняков (2—3 км). Эта свита, как и баймак-бурибаевская, является контрастной вулканогенной формацией, образовавшейся при почти одновременных излияниях толеитовых базальтов, реже андезитобазальтов и центральных извержениях и экструзиях липаритов и дацитов, по-видимому, связанных с самостоятельными очагами разной глубинности. Разрез ее венчает бугулыгырский горизонт яшм и фтанитов (до 100 м).

Верхней части живетского и нижней части франского яруса отвечает улутауская свита, сложенная пирокластолитами и реже лавами базальтового, андезитобазальтового, андезитового, дацитового и липаритового состава, а также грубо- и тонкообломочно-туфогенными породами, яшмами, фтанитами, известняками (0,5—1,5 км). Для разреза свиты характерны ритмичность и градационная слоистость туфогенно-обломочных отложений, присутствие турбидитов. Как и ирендыкская свита, она представляет непрерывную базальт-андезит-липаритовую вулканогенную формацию, образовавшуюся при дифференциации исходной высокоглиноземистой базальтовой магмы, отличавшейся высоким содержанием летучих. Накопление части терригенно-туфогенных отложений улутауской свиты происходило в глубоководных условиях.

Горизонт кремнистых пород отделяет улутаускую свиту от вышележащей колтубанской свиты (0,5—1 км) полимиктовых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев, туффитов и туфопесчаников с линзами известняков позднефранского возраста. Разрез девона венчает зилаирская серия (фаменский ярус — низы турне), представленная, как и в Зилаирском прогибе, граувакковыми песчаниками и аргиллитами, но отличающаяся присутствием отдельных прослоев туфов и меньшей мощностью (до 1—1,5 км).

Таким образом, в средней и северной частях Магнитогорского синклинория присутствуют сравнительно маломощные формации толеитовых базальтов ордовикского и силурийского возраста, а затем, после некоторой паузы, в среднем и начале позднего девона накапливаются вулканогенные формации контрастного и непрерывного (дифференцированного) типа, дважды чередующиеся в разрезе. На протяжении силура и девона зона вулканической активности в Магнитогорском прогибе постепенно смещается к востоку.

В самом южном, Мугоджарском, участке Магнитогорского синклинория ордовикские, силурийские и нижнедевонские образования неизвестны. Раздвиг континентальной коры произошел (или возобновился?) здесь в начале среднего девона. Согласно Л. П. Зоненшайну и другим, видимое основание разреза слагает пологозалегающая толща подушечных, преимущественно афировых, толеитов, палеобазальтовых лав и гиадокластитов, пронизанная роями субмеридиональных базальтовых даек, местами столь плотными, что соседние дайки соприкасаются одна с другой, и прорванная телами габброидов. Формирование этой толщи происходило, судя по низкой пористости базальтов, на глубинах 1—3 км в условиях сильного горизонтального растяжения. Она включает прослой кремней и яшм и перекрывается маломощной (30—50 м) толщей кремнистых и терригенных осадков типа турбиди-

тов, пронизанной силлами долеритов. Остатки конодонтов и радиолярий датируют позднеэфельский возраст этого комплекса «океанической стадии». Выше залегает более пестрая по составу вулканогенная толща живетского яруса (1—2 км), прорванная телами кварцевых диоритов и плагиогранитов (комплекс «островодужной стадии»). Разрез девона завершают конгломераты, песчаники, сланцы и известняки верхнего девона.

На Среднем и Северном Урале, в Тагильском синклинии, вулканическая активность, в отличие от Магнитогорского, в основном завершилась в силуре, тогда как девон представлен осадочными, главным образом карбонатными, отложениями. Наиболее древние толщи вулканитов основного состава — базальтовых порфиритов, спилитов и связанных с ними кремнисто-глинистых пород в западной части Тагильского синклинии, вероятно, относятся к ордовику. Выше лежащие вулканогенные толщи базальт-андезит-дацит-липаритового состава имеют лландоверийский и нижеунлокский, а базальт-андезитобазальтовые — позднеунлокский и раннелудловский возраст¹. Выше трансгрессивно и слабо несогласно залегают толщи андезитобазальтовых и базальтовых порфиритов, трахиандезитов и трахибазальтов верхнелудловского, пржидольского и локховского (низы нижнего девона) возраста.

Силурийские вулканогенные образования прорваны интрузивными телами кварцевых диоритов и плагиогранитов додевонского возраста. Они с перерывом перекрываются толщами мелководных, часто рифогенных, а также битуминозных известняков нижнего, среднего девона и франского яруса общей мощностью около 1 км, выполняющими осевую зону Тагильского прогиба. Внутри этого карбонатного комплекса, в частности между нижним и средним девоном, между эфелем и живетом, имеются перерывы, к которым приурочены остатки латеритных кор выветривания и древние карстовые полости, заполненные бокситами (месторождение Красная Шапочка и др.). Разрез девона завершает зилаирская граувакково-сланцевая серия.

На Полярном Урале, в Войкарском синклинии, силур и нижний девон выражены вулканогенными толщами спилит-диабаз-альбитофиритового состава с подчиненными им кремнистыми и туфогенными породами, а несогласно залегающие средне- и верхнедевонские образования — вулканитами андезитобазальтового состава и фациально связанными с ними туфогенно-обломочными и кремнистыми отложениями. В самом северном синклинии зеленокаменной зоны — Шучьинском, как и в Тагильском, вулканогенные толщи преимущественно основного состава относятся главным образом к силуру, тогда как ниже- и среднедевонские отложения выражены толщами рифогенных и битуминозных известняков, к перерывам между которыми (в основании нижнего и верхнего эфеля) приурочены бокситоносные горизонты. Верхний девон сложен терригенными отложениями.

Таким образом, период вулканической активности в разных поперечных участках зеленокаменной зоны Урала отличался различной длительностью, и она начиналась (?) и заканчивалась в них в разное время.

На некоторых участках Восточно-Уральской антиклинорной зоны присутствуют толщи основных вулканитов и глинисто-кремнистых сланцев силура, а также трансгрессивно залегающие среднедевонские толщи лав и пирокластолитов кислого и среднего состава. В Восточно-

¹ Эти силурийские толщи мощностью 4 км пройдены к середине 1989 г. сверхглубокой скважиной, заложеной севернее г. Нижнего Тагила.

Уральском (Иргиз-Аятском) синклинории и Зауральском антиклинории широко распространены силурийские толщи палеобазальтов и кремнистых пород и несогласно залегающие среднедевонские толщи андезитобазальтовых лав, пирокластолитов и терригенно-кремнистых пород. Верхний девон сложен известняками с прослоями глинистых и туфогенных пород.

Каменноугольные отложения завершают разрез Уральского сооружения. Морские осадочные отложения всех отделов карбона участвуют в сложении западной мегазоны Урала и Предуральского прогиба, а вулканогенно-осадочные толщи карбона завершают разрез синклинориев и заполняют наложенные впадины в некоторых антиклинориях.

На Западном склоне Полярного, Северного и Среднего Урала и на западном крыле Башкирского антиклинория нижний и средний, а местами и верхний карбон в основном представлен толщами мелководных зоогенных известняков мощностью 1—1,5 км. В основании визейского яруса местами имеется перерыв, выше которого залегают терригенные и паралические угленосные отложения (Кизеловское угольное месторождение на Среднем Урале). Этот тип разреза на Полярном и Северном Урале отвечает Елецкой структурно-фациальной зоне. Менее широко распространены на Полярном, а также на Северном Урале (в Малопечорском аллохтоне) отложения более восточной Лемвинской структурно-фациальной зоны, выраженные маломощными известняково-глинисто-кремнистыми толщами нижнего-среднего карбона, сменяющимися кверху более мощными (до 1,5—2 км) терригенно-карбонатными и терригенными флишевыми или флишеидными толщами среднего-верхнего карбона. В разрезах верхнего карбона на ряде участков западного склона Северного, Среднего и северной части Южного Урала мелководные карбонатные отложения сменяются кверху маломощными толщами глубоководных глинистых известняков, доломитов, мергелей и аргиллитов («депресссионная фация»), фациально замещаемыми к востоку более мощными морскими молассовыми отложениями, а к западу — массивами рифовых известняков. Эти участки отвечают зарождающимся ваннам Предуральского краевого прогиба, которые в самом начале перми сливаются в единую непрерывную зону. В Зилаирском прогибе к низам турнейского яруса относится верхняя часть граувакково-сланцевой зилаирской серии. В южной части этого прогиба ее перекрывают мощные (до 3—4 км) толщи каменноугольного терригенного флиша и фациально связанные с ним олистостромы (с крупными глыбами палеозойских пород), которые сменяются морскими молассаами нижней перми.

В восточной мегазоне каменноугольные отложения наиболее широко распространены в разных зонах Южно-Уральского сегмента. Мощные толщи нижнего и среднего карбона завершают разрез осевой части Магнитогорского синклинория. Нижнетурнейские терригенные отложения верхней части зилаирской серии трансгрессивно перекрываются здесь вулканогенно-осадочной березовской свитой поздне-турнейско-ранневизейского возраста (1—2,5 км). Она сложена лавами и пирокластолитами базальтового и липаритового состава, извергавшимися из различных вулканических центров, а также переслаивавшимися с ними, а местами почти полностью их замещающими туффидами, туфопесчаниками, песчаниками, аргиллитами, углисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами.

Выше залегает вулканогенно-осадочная кизильская свита средне-визейско-раннебашкирского возраста (1—1,5 км), в основном сложенная мелководными зоогенными известняками с подчиненными им ар-

гиллитами и песчаниками. В средней части свиты они частично или полностью замещаются лавами и пирокластолитами преимущественно кислого и среднего (трахилипариты, трахидациты, трахиандезиты) и отчасти основного состава (базальты и андезитобазальты). Таким образом, в раннем карбоне в Магнитогорском синклинории имел место третий цикл вулканической деятельности, начавшийся извержениями контрастных вулканитов и завершившийся формированием непрерывной (дифференцированной) формации. С перерывом и конгломератами в основании кизильская свита перекрывается уртазымской свитой среднего карбона, сложенной известняками и песчано-алеврито-глинистыми с прослоями гравелитов и известняковых конгломератов отложениями флишоидного или флишевого типа.

На самом южном, Мугоджарском, участке Магнитогорского синклинория раннекаменноугольный вулканизм не проявился. Здесь на верхнедевонских отложениях согласно залегает нижнетурнейская терригенная угленосная толща, сменяющаяся кверху терригенно-карбонатными отложениями, а затем известняками визейского и серпуховского ярусов общей мощностью 1—1,5 км.

В Тагильском синклинории каменноугольные отложения, за исключением нижнетурнейских сланцев и граувакк верхней части зилаирской серии, отсутствуют. Не известны они и в Войкарском синклинории Полярного Урала, но вновь появляются в Щучинском синклинории, где весь карбон представлен в терригенных фациях.

В мугоджарской части Восточно-Уральского антиклинория нижний карбон залегает трансгрессивно с конгломератами в основании, выполняя узкие грабены и наложенные впадины. Турнейский ярус выражен в них терригенными и терригенно-кремнистыми угленосными толщами (1—1,5 км), которые перекрываются существенно карбонатными отложениями визейского и серпуховского, а в отдельных грабенах — и московского ярусов (до 0,5 км). На Южно-Уральском участке этого антиклинория нижнекаменноугольные отложения распространены более широко и на широте Магнитогорска целиком его покрывают. Как и на смежном участке Магнитогорского синклинория, они представлены терригенно-карбонатными и вулканогенными толщами, но отличаются меньшими мощностями.

В Восточно-Уральской (Иргиз-Аятской) синклинорной и Зауральской антиклинорной зонах разрез нижнего карбона (1—1,5 км) начинается с конгломератов, песчаников и известняков, которые перекрываются толщей туфогенно-обломочных пород, а затем толщей контрастных вулканитов базальт-андезитобазальтового и липаритоацитового состава с прослоями яшм и известняков. В Иргиз-Аятском синклинории присутствуют также грубообломочные терригенные отложения среднего карбона (0,5 км).

Тюменско-Кустанайскую синклинорную зону выполняют мощный комплекс каменноугольных образований. Он начинается с нижнетурнейских известняков, перекрытых песчано-алеврито-глинистой угленосной толщей верхнего турне — нижнего визе. Выше следует валерьяновская свита средневизейско-серпуховского возраста, сложенная андезитовыми лавами и пирокластолитами с прослоями туффитов и известняков (до 3 км). Разрез завершают терригенные, в верхней части грубообломочные отложения с прослоями туфов и туффитов среднего-верхнего карбона.

К среднему-позднему карбону и ранней перми относится становление основной части герцинских гранитных массивов в различных зонах восточной мегазоны Урала.

Пермские отложения на территории Уральского сооружения почти повсеместно отсутствуют, так как в пермское время оно испытывало дифференцированное поднятие. Небольшие фрагменты красноватых грубообломочных континентальных отложений позднепермского или раннетриасового возраста обнаружены в Магнитогорском синклинории. Пермские отложения депрессионного и главным образом молассового типа широко распространены в Предуральском краевом прогибе. Они охарактеризованы совместно с пермскими отложениями Русской плиты («Геология СССР», ч. 1. М., 1987).

Триасовые отложения, покрывающие пермские молассы в краевых впадинах Южного, Северного и Полярного Урала, также были рассмотрены в первой части учебника. Внутри Уральского складчатого сооружения континентальный триас выполняет ряд длительно вытянутых узких грабенообразных впадин, приуроченных к различным зонам Восточной мегазоны. Большая часть их скрыта под плитным чехлом Зауралья и выявлена бурением. Триасовые отложения несогласно залегают на разных палеозойских образованиях, включая позднепалеозойские гранитоиды. В основании их нередко присутствует кора выветривания. В разрезах триаса большинства грабенов выделяются две серии. Нижне-среднетриасовая туринская серия начинается с базальных конгломератов и сложена в основном лавами и пирокластолитами базальтового, а иногда и липаритового состава, которые в ее верхней части замещаются и перекрываются пестроцветными терригенными отложениями. Верхнетриасовая (включая рэтский ярус) челябинская серия представлена сероцветными терригенными молассовыми отложениями пролювиально-аллювиального, озерного и болотного генезиса, включающими мощные пласты бурых углей. Общая мощность триаса составляет во впадинах Урала и Зауралья 1—4 км. На отдельных участках Зауралья триасовые отложения несогласно перекрываются ниже- и среднеюрскими континентальными, также угленосными отложениями, а некоторые впадины были впервые заложены в юре. К их числу относятся обширные плоские наложенные впадины в южной части Магнитогорского синклинория, выполненные маломощными континентальными терригенными отложениями лейаса и доггера, перекрывающими предъюрскую кору выветривания. В Орско-Халиловском районе к коре выветривания по серпентинитам приурочено месторождение гидроокисных железных руд, а в ряде районов Среднего, Южного Урала и Мугоджар — месторождения кобальт-никелевых руд.

Меловые и кайнозойские, а на Полярном Урале также **юрские отложения** чехла Западно-Сибирской и Северо-Туранской плит, налегающие на восточный фланг Уральского сооружения и его южное окончание и сохранившиеся в виде отдельных останцов внутри него, мы охарактеризуем при рассмотрении строения этих плит.

Магматизм

Уральская складчатая область отмечена значительным масштабом проявлений магматизма как в эффузивной, так и в интрузивной формах, имевших место на разных этапах и стадиях ее развития — от раннего рифея до триаса, и большим разнообразием состава его продуктов. Не случайно Урал явился одним из главных «полигонов» для исследования геосинклинальных вулканических формаций, габбро-перидотитовых комплексов, гранитогнейсовых куполов и вообще гранитного плутонизма, проблем связи эндогенного оруденения с магматизмом и т. д.

Если не считать древнейших магматических проявлений в архейско-раннепротерозойском кристаллическом фундаменте Урала, то история магматизма в Уральской области охватывает две крупнейшие эпохи — позднепротерозойскую (точнее, раннерифейско-раннекембрийскую) и палеозойско-раннемезозойскую (точнее, позднекембрийско-триасовую). Первая из них отвечает периоду заложения и становления Урало-Монгольского подвижного пояса и может быть названа предгеосинклинальной, вторая — периоду типично геосинклинального развития Уральской области, включая его завершающие стадии.

Проявления рифейского, вендского и раннекембрийского магматизма на большей части протяжения Урала, кроме его северных сегментов, ограничены и своеобразны. Мощные рифейские и вендские осадочные комплексы западной мегазоны Южного и Среднего Урала включают лишь резко подчиненные им и локально распространенные горизонты вулканитов основного (иногда ультраосновного) и контрастного состава, обычно повышенной щелочности, более свойственные континентальным рифтовым зонам, чем геосинклиналям. Офиолитовые комплексы и альпинотипные гипербазиты отсутствуют. Проявления гранитоидного плутонизма незначительны и по своему характеру (граниты рапакиви) сходны с таковыми начальных стадий развития древних платформ, а позднебайкальские деформации сжатия не сопровождаются становлением гранитоидов.

В Северном и Полярном сегментах Урала роль вулканитов в разрезах рифейских, вендских и нижнекембрийских образований возрастает, а состав их становится более разнообразным, но и здесь они сохраняют субщелочной и щелочной (нередко существенно калиевый) характер. На Приполярном и Полярном Урале усиливается байкальский метаморфизм и появляются массивы байкальских гранитоидов, но они также отличаются повышенной щелочностью. Таким образом, рифейско-вендский магматизм в зонах Урала, прилегающих к Восточно-Европейской платформе, имел не типично геосинклинальный, а более близкий к платформенному или рифтовому характер, но по мере отдаления от края платформы (в зоне Уралтау на Южном Урале, а также в северных районах Урала) характер магматизма и его интенсивность начинают приближаться к эвгеосинклинальному, по-видимому, в связи с возрастающим по мере удаления от платформы масштабом растяжения и деструкции континентальной коры (но, судя по отсутствию достоверно докембрийских офиолитов, не доходившей до полного ее разрыва) и большей ролью сжатия и прогрева коры в конце байкальского цикла.

Наиболее ранние из эффузивных образований палеозойского (герцинского) геосинклинального цикла, присутствующие (в автохтонном или аллохтонном залегании) в восточной части западной мегазоны Урала, относятся к позднему кембрию — раннему ордовику. Они представлены базальтами и кислыми вулканитами, обычно субщелочного типа, напоминающими рифейско-вендские, и рассматриваются в качестве образований, заполняющих рифтоподобные прогибы, возникшие при возобновившемся растяжении и раздроблении континентальной коры. В то же время или несколько позднее к востоку от них произошел полный разрыв последней и образовалась зона (или несколько зон) с маломощной корой океанического типа, сложенной габброидами, амфиболитами и подстилающими их ультрамафитами верхней мантии. На этом меланократовом основании в глубокоководном трого зеленокаменной зоны (или нескольких трогах) восточной мегазоны в ордовике либо в ордовике и силуре (на Южном Урале), а в Запад-

ных Мугоджарах — в эйфельском веке девона в условиях продолжающегося растяжения накапливались толщи толеит-базальтовых подушечных лав и гиалокластитов, нижние части которых пронизаны густыми роями базальтовых даек. Недифференцированные базальтовые расплавы на этой «океанической стадии» поступали непосредственно из мантийных очагов.

На следующей стадии, которая на Северном и Среднем Урале в основном отвечает силуру, на Полярном — силуру и девону, а на Южном — среднему девону — раннему карбону, в восточной мегазоне в подводных и частично наземных условиях происходили извержения более разнообразных по составу вулканитов известково-щелочных серий, относимых к «островодужной стадии». Среди них Т. И. Фролова различает два типа вулканических формаций, которые в Магнитогорском прогибе, чередуясь, трижды повторяются в разрезе. Формации контрастного типа представлены вулканитами базальтового и липаритодацитового состава при почти полном отсутствии промежуточных по составу образований. Кислые члены этих формаций нельзя считать дифференциатами основной магмы, поскольку они нередко не уступают базальтам по объему и отличаются от них рядом петро- и геохимических особенностей. Большинство исследователей считают, что они происходят из самостоятельных внутрикоровых магматических очагов; это заставляет предполагать, что в районах подобных извержений существовал прогретый сиалический фундамент.

Формации непрерывного типа (базальт-андезитобазальтовые и базальт-андезит-липаритовые), породы которых связаны взаимопереходами и обладают общими петро- и геохимическими чертами, по-видимому, являются производными общей родоначальной мантийной базальтовой магмы; дифференциация ее происходила в разноглубинных промежуточных очагах, где она в той или иной мере смешивалась с продуктами плавления континентальной коры. Смена толеит-базальтовых излияний извержениями вулканитов контрастного и непрерывного типа в целом свидетельствует об уменьшении проницаемости коры для проникновения мантийных расплавов, ее постепенном прогреве и возникновении внутри нее самостоятельных или промежуточных очагов. Неоднократное же повторение в разрезе этих пар вулканических формаций указывает на чередование фаз относительного растяжения, когда мантийные базальтовые расплавы получали свободный доступ к поверхности, и фаз некоторого сжатия, когда их подъем через кору был сильно затруднен и в ходе его базальтовая магма подвергалась дифференциации и смешению с материалом коры.

Наиболее отчетливо на всем протяжении восточной мегазоны Урала выражена эйфельская фаза растяжения, с которой связано возобновление вулканизма в Магнитогорском прогибе или даже его начало (?) в самой южной части последнего. Одновременно с вулканическими извержениями, главным образом в девоне и раннем карбоне, в прогибах восточной мегазоны происходило внедрение субвулканических и интрузивных тел габбро-диоритового, диоритового, кварцдиоритового и плагиогранитного состава, а в смежных с ними зонах поднятий, континентальная кора которых постепенно прогревалась, начались процесс гранитизации и рост гранитогнейсовых куполов, датируемый в пределах 440—280 млн лет.

Позднепалеозойский — орогенный — этап (поздний карбон — пермь) был ознаменован становлением в антиклинальных и в меньшей мере в синклиналильных зонах восточной мегазоны куполов, батолитов и штоков существенно калиевых гранитоидов, а на некоторых

участках, например в районе г. Миасса, субщелочных и щелочных (сиенитовых) массивов. Для позднегерцинского орогенного магматизма Урала характерно отсутствие сопутствующего кислого наземного вулканизма, что можно объяснить очень сильным сжатием, поперечным к простиранию этой прямолинейной складчатой системы. Одновременно в результате сжатия коры был выдвинут по надвигам в зоне Главного Уральского разлома и частично шарьирован на восточный край Западно-Уральской мегазоны габбро-ультрабазитовый комплекс, слагавший меланократовое основание западной части зеленокаменного прогиба Урала.

В начале триаса сжатие временно сменилось растяжением и приоткрытием глубоких продольных разломов на восточном фланге Уральского сооружения, а также на Полярноуральском участке краевого прогиба, что привело к излияниям базальтов во вновь образовавшихся грабенах и извержениям липаритов на тех участках, где еще сохранялись внутрикоровые очаги плавления. В середине триаса магматические процессы на Урале прекратились.

Основные этапы развития

Складчатое сооружение Урала возникло в конце палеозоя — начале мезозоя в итоге длительного многоэтапного и сложного развития системы глубоких субмеридиональных прогибов, заложенных в раннем-среднем рифее вдоль восточного края Восточно-Европейской платформы и регенерированных в раннем палеозое. До недавнего времени считалось общепризнанным, что область Урала прошла два крупных цикла геосинклинального развития — позднепротерозойский (байкальский) и палеозойский (герцинский). Структуры первого цикла, которые в южной и средней частях Урала, как и в палеозойском цикле, простирались длительно, а в северной разветвлялись и частично приобетали северо-западное (тиманское) простирание, Н. П. Херасков назвал доуралидами, а структуры второго цикла, в северной части Урала поворачивающие на северо-северо-восток, — уралидами.

Предполагалось, что в позднем протерозое, как и в палеозое, существовали две главные мегазоны. Западную из них — миогеосинклинальную, заложенную на дорифейской коре континентального типа, мы наблюдаем в мощных формациях рифея и венда в Башкирском, Уралтауском, Кваркушском антиклинориях Южного и Среднего Урала, в Тиманской зоне, а восточную — эвгеосинклинальную — в выступах докембрия — нижнего кембрия на Приполярном и Полярном Урале. Однако в последнее время ряд исследователей (С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, Ф. А. Курбацкая и др.) пересмотрели эти представления и пришли к выводу о том, что глубокий субмеридиональный прогиб или система прогибов, существовавшая в позднем протерозое в западной мегазоне Урала, имели не геосинклинальный характер, а скорее были близки по своей природе к грабенообразным рифтовым впадинам древних платформ — авлакогенам. В пользу подобного мнения говорят многие формационные особенности осадочных толщ рифея и венда. К ним, в частности, относятся: широкое развитие свойственных платформам толщ кварцевых песчаников и мелководных карбонатных отложений со строматолитами (фалаховых и карбостромовых формаций); подавляющая роль в питании Западно-Уральского прогиба (прогибов) обломочным материалом продуктов размыва фундамента Восточно-Европейской платформы (хотя временами материал приносился и с востока); отсутствие в составе сланцевых

толщ типичных для геосинклинальных прогибов кремнистых пород; преобладающий субщелочной или щелочной характер локально распространенных в рифее и венде Урала вулканитов базальтового, контрастного или липаритового состава, свойственный рифтовым зонам и необычный для геосинклинальных прогибов; отсутствие офиолитовой ассоциации; крайняя ограниченность (кроме Приполярного и Полярного Урала) проявлений интрузивного магматизма, представленных гранитами рапакиви, типичными для начальных стадий развития древних платформ; относительно слабые и неповсеместные проявления в Западно-Уральском позднепротерозойском прогибе (прогибах) позднебайкальских складчатых деформаций, а также далеко не повсеместные проявления сопутствующего им метаморфизма.

Аргументы в пользу негеосинклинальной природы позднепротерозойского Западно-Уральского прогиба (или прогибов) вполне обоснованны. Однако этот прогиб по протяженности, глубине, ширине, продолжительности (более миллиарда лет) и сложности развития, завершившегося, хотя и не повсеместно, проявлениями складчатости и зеленосланцевого метаморфизма, не может считаться авлакогеном древней платформы и скорее должен рассматриваться в качестве крупной авлакогеосинклинальной зоны, сравнимой с Енисейской, Тиманской и некоторыми другими авлакогеосинклинальными зонами, обрамлявшими в позднем протерозое древние платформы. Однако в отличие от них она не завершила свое развитие байкальской складчатостью, но возобновила его в раннем палеозое и превратилась в типичную геосинклинальную систему.

К востоку от Уральской авлакогеосинклинальной зоны должны были располагаться в позднем протерозое метаплатформенные массивы, фрагментами которых, вероятно, могут считаться Восточно-Уральская и Зауральская зоны поднятий с дорифейским фундаментом. На протяжении позднего протерозоя древняя континентальная кора, на которой были заложены рифейские прогибы Уральской области, развивалась в условиях преобладающего растяжения в направлении возрастающей деструкции, погружения и утонения. Эта общая тенденция осложнялась, однако, некоторыми проявлениями сжатия и поднятия, имевшими место в конце раннего, среднего рифея и венде, т. е. в готскую, дальсландскую и позднебайкальскую эпохи (наиболее сильные деформации). Раннебайкальские прогибы, по-видимому, еще не имели выдержанной долготной ориентировки и простирались в северо-западном, юго-западном направлениях, частично уходя в пределы Восточно-Европейской платформы, где они превращались в авлакогены (например, Камско-Бельский).

На севере Урала и в Тимано-Печорской метаплатформенной области на протяжении рифея и частично венда, вероятно, существовала целая сеть или система веерообразно расходящихся к северу авлакогеосинклинальных прогибов северо-западного, долготного и северо-восточного простираания, разделенных небольшими метаплатформенными массивами. В западных прогибах этой системы, например Тиманском, накапливались исключительно осадочные, а в восточных — Северо-Уральском, Полярноуральском и, возможно, в рифейско-вендских прогибах, погребенных под фанерозойским чехлом восточной части Печорской впадины, — осадочно-вулканогенные формации; позднебайкальский цикл завершился в них становлением массивов гранитоидов. Особенности северных звеньев системы позднепротерозойских авлакогеосинклинальных зон Урала, очевидно, следует связать с усилением процессов растяжения и деструкции континентальной коры в

течение позднего протерозоя, а также ее сжатия и прогрева в конце байкальского цикла в этих зонах по мере удаления от края Восточно-Европейской платформы.

Позднепротерозойский прогиб Полярного Урала по характеру формаций и истории развития, по-видимому, приближался к эвгеосинклинальным; некоторые исследователи допускают даже возможность того, что континентальная кора в крайней северо-восточной части Урала в позднем рифее была полностью разорвана и что хотя бы часть пород офиолитового комплекса этого района имеет допалеозойский возраст.

После завершения позднебайкальских деформаций на протяжении значительной части кембрия территория Урала оставалась приподнятой, но в позднекембрийское — раннеордовикское время вновь начала вовлекаться в опускание и подвергаться растяжению. В пределах Урала возник ряд грабенообразных депрессий долготного, а на Полярном Урале — северо-восточного и северо-западного простирания, в которых накапливались фашиально изменчивые толщи кластических осадков и происходили извержения базальтов траппового типа, а также субщелочных вулканитов кислого и контрастного (базальт-липаритового) состава. В восточной мегазоне Урала, испытавшей наиболее сильное растяжение, возможно, уже в эту начальную, рифтоподобную стадию палеозойского (герцинского) геосинклинального цикла или несколько позже (но не позднее ордовика) континентальная кора оказалась не только сильно утоненной, но и полностью разорванной, и здесь возникла одна или, скорее, несколько зон с корой океанического типа, разделенных блоками, в которых сохранилась, хотя и подверглась частичной деструкции, древняя континентальная кора (Восточно-Уральская, Зауральская зоны поднятий).

Некоторые исследователи (например, Л. П. Зоненшайн) предполагают, что ширина зоны (или зон) с корой океанического типа в восточной части Урала быстро достигла многих сотен или даже нескольких тысяч километров и называют ее «Уральским палеоокеаном». Другие полагают, что это были значительно более узкие (десятки километров) трюги (или рвы) с «океаническими» глубинами дна. В пользу последнего, по-видимому, более реалистичного взгляда говорит, в частности, тот факт, что раздвиг с новообразованием зоны с корой океанического типа в северной и средней частях Магнитогорского прогиба произошел в ордовике, а в его южной (Мугоджарской) части — лишь в среднем девоне, хотя этот прогиб на всем своем протяжении ограничен одними и теми же поднятиями (Уралтауским и Восточно-Уральским) и не смещен поперечными разломами сдвигового или трансформного типа.

В ордовике стала намечаться и в силуре оформилась продольная палеотектоническая и палеогеографическая зональность Уральской геосинклинальной системы, которая, хотя и испытывала в дальнейшем некоторые перестройки, но в основных чертах сохранялась на протяжении среднего палеозоя. В самой западной части Урала существовала зона умеренного погружения и накопления мелководных карбонатных осадков, смыкавшаяся на западе с Печорской впадиной и восточной частью Русской плиты. Морфологически она представляла собой шельф, к востоку переходивший в зону континентального склона и подножия, где в силуре-девоне, а местами и в раннем карбоне в условиях некомпенсированного погружения отлагались относительно маломощные глубоководные глинисто-кремнистые осадки. В наиболее глубоко погруженной восточной части этой зоны в них появляются прослои и

пачки основных вулканитов. Обе эти зоны в среднем палеозое составляли западную миогеосинклиналиную мегазону Урала. К востоку от нее существовала довольно широкая и сложно устроенная зона зеленокаменных прогибов, возникших в полосе, испытавшей в ордовике и начале силура наиболее значительное растяжение. На одних ее участках (или подзонах) вследствие полного разрыва фундамента образовалась кора океанического типа, на других, по-видимому, сохранилась утоненная и раздробленная континентальная кора.

В этой зоне, первоначально представлявшей собой повсеместно или во всяком случае в своей западной части глубоководную депрессию, в ордовике, а в ее южной части и в силуре в обстановке продолжающегося горизонтального растяжения происходили подводные извержения толеитовых базальтов, образовавших толщи подушечных лав и гиалокластитов с прослоями кремней, рассеченные дайками и пронизанные силлами тех же базальтов и частично прорванные интрузиями габброидов. В дальнейшем растяжение этой зоны замедлилось и стало прерываться отдельными импульсами сжатия и поднятия, которые сменялись новыми фазами растяжения (в частности, такая фаза, с которой был связан полный разрыв континентальной коры в западных Мугоджарах, имела место в эйфельском веке).

Подобная обстановка в средней части зоны (в Тагильском прогибе) существовала в силуре, в самой северной части (в Войкарском прогибе) — в девоне, а в южной (Магнитогорском прогибе) — в девоне — раннем карбоне. Фазы извержений чередовались с фазами накопления туфогенно-терригенно-кремнистых, а в дальнейшем и карбонатных осадков. Рельеф дна прогибов в целом становился более мелководным (с возникновением вулканических островов и гряд), а в составе вулканогенных толщ наряду с базальтами приобрели существенное значение лавы и пирокластиты кислого, а затем и среднего состава. Их появление отражало в целом снижение проницаемости коры для подъема мантийных базальтовых расплавов, которые на пути к поверхности должны были «отстаиваться» и подвергаться дифференциации в промежуточных очагах, и возрастание роли коры (в том числе коры континентального типа, там, где она сохранилась) по мере ее прогрева в формировании состава продуктов извержений, значительная часть которых стала поступать из внутрикоровых магматических очагов или нести явные признаки ассимиляции корового материала. Часть магматических продуктов не достигала поверхности, «застревая» в верхних горизонтах коры в виде интрузивных тел габброидов, диоритов, натровых гранитоидов. На протяжении рассматриваемой стадии зоны наиболее активного вулканизма в Магнитогорском прогибе постепенно смещались вкост его простирания к востоку¹.

На некоторых участках зоны зеленокаменных прогибов (в Тагильском, Щучинском прогибах) вулканическая активность прекратилась

¹ Некоторые сторонники крайних мобилистских взглядов на строение и развитие Урала (например, М. А. Камалетдинов, Т. Т. и Ю. В. Казанцевы и др.) предполагают, что уже в силуре началось и в девоне продолжалось сильное сжатие Уральской геосинклинали. В ходе его континентальная кора восточного края Восточно-Европейской платформы постепенно поддвигалась под океаническую кору Магнитогорского прогиба. По мере поддвигания, погружения и разогрева в этой континентальной коре возникали магматические очаги, продукты которых, поднимаясь, достигали поверхности в пределах надвинутой (обдущированной) Магнитогорской зоны, образуя в ней толщи девонских и нижнекаменноугольных кислых и средних вулканитов и комагматичные им интрузии гранитоидов.

или резко снизилась уже к началу девона, и в девоне происходило накопление мелководных карбонатных осадков, периодически прерываемое фазами поднятия и осушения, с которыми было связано образование кор выветривания и бокситовых горизонтов. В Магнитогорском прогибе извержения прекратились лишь в конце раннего карбона.

Расположенная к востоку от зоны зеленокаменных прогибов Восточно-Уральская геантиклинальная зона скорее всего представляет блок древней континентальной коры, подвергшийся в раннем — начале среднего палеозоя значительно менее сильной деструкции, хотя отдельные его участки испытали раздробление, погружение и были перекрыты вулканогенно-осадочными толщами. Интенсивный прогресс гранитогнейсового основания этой зоны обусловил широкое распространение в ней процессов гранитизации и глубинного диапиризма, приведшего к возникновению ряда гранитогнейсовых куполов, рост которых начался в среднем и продолжался в позднем палеозое. Лежащие еще восточнее зоны с эвгеосинклинальным разрезом палеозоя по происхождению и характеру развития, вероятно, были аналогичны Магнитогорской и Тагильской. Существует, однако, предположение, что все они образовались из единого эвгеосинклинального прогиба, часть палеозойских образований которого была перемещена впоследствии в виде огромных шарьяжных пластин через Восточно-Уральскую геантиклинальную зону к западу.

В конце девона восточная часть Уральской геосинклинальной системы испытала сжатие, поднятие и подверглась значительному размыву, продукты которого сносились к западу, образовав мощную граувакково-сланцевую зилаирскую серию; на Южном Урале она заполняла глубокий прогиб, занимавший западную часть нынешнего Магнитогорского синклиория, зону Уралтау и Зилаирский синклиорий. Возможно, что в начале карбона процессы сжатия и поднятия охватили всю восточную мегазону, которая стала надвигаться на западную мегазону в виде серии шарьяжных чешуй. Затем на некоторое время в восточной мегазоне вновь возобновились погружения и растяжение коры; в Магнитогорской зоне накопились мощные вулканогенно-осадочные толщи раннего и осадочные — среднего карбона, в Восточно-Уральской геантиклинальной зоне возникли наложенные узкие грабенообразные впадины, а в Кустанайском прогибе накопилась мощная валерьяновская андезитовая толща.

С начала позднего карбона до конца перми — на протяжении герцинского орогенного этапа — в восточной мегазоне господствовала обстановка горизонтального сжатия и воздымания; к концу позднего карбона — началу перми она распространилась на западную мегазону, охватив всю геосинклинальную систему Урала. Во всех зонах восточной мегазоны происходило становление массивов калиевых гранитоидов, наиболее крупных и многочисленных в зоне Восточно-Уральского антиклинория. Развивается ряд продольных надвигов, переходящих в тектонические покровы с перемещением масс к западу. Наиболее крупная и выдержанная на всем протяжении Урала падающая на восток зона глубинного надвига возникает вдоль тектонического шва, разделявшего ранее эв- и миогеосинклинальную мегазоны Урала. В позднем карбоне — перми завершается (или происходит) перемещение к западу в пределы Зилаирского прогиба чешуй Сакмарского аллохтонного комплекса, «родина» которого, вероятно, находилась в нынешней зоне Уралтау и непосредственно к востоку от нее.

Палеозойские эвгеосинклинальные образования западной части Магнитогорской зоны вместе с их меланократовым габбро-перидотитовым основанием были надвинуты на зону Уралтау, а ультрабазиты фронтальной части этого надвига, переходящего в шарьяжи, перекрыли эту зону (с которой перед этим была сорвана или сползла с нее (?) к западу ее ордовикско-среднепалеозойская оболочка) и частично Зилаирскую зону (останцами их являются аллохтонные ультрабазитовые массивы — Кемпирсайский, Хабарненский, Кракинский). В свою очередь зона Уралтау была надвинута на Зилаирскую и превратилась в асимметричное поднятие. Палеозойские отложения Зилаирской зоны испытали интенсивные складчатые деформации и образовали синклиний (с Сакмарской и Кракинской синформами во внутренней части).

Сильному смятию и пологим надвиговым деформациям, а затем общему поднятию подверглись рифейско-вендский комплекс и среднепалеозойский карбонатный чехол Башкирской зоны, превратившейся в антиклинорий, вместе с Зилаирским синклинием надвинутый в виде нескольких чешуй на Предуральский краевой прогиб. Этот прогиб, первоначально имевший вид глубокого некомпенсированного осадками желоба, обрамленного с запада барьерными рифами, стал формироваться одновременно с началом общего воздымания Уральского складчатой системы — в позднем карбоне или в самом начале перми, но на протяжении ранней перми постепенно заполнялся сносимым с Урала грубообломочным молассовым материалом, а в кунгурском веке — также эвапоритовыми толщами. В позднепермское и раннетриасовое время погружение на большей части протяжения краевого прогиба (кроме его самого южного и северного участков) прекратилось, и уральский материал стал выноситься временными потоками в Восточно-Русскую впадину, где отлагался в виде красноцветных аллохтонных моласс.

В поздней перми и частично в триасе краевой прогиб подвергся сжатию со стороны складчатого сооружения, и восточное крыло прогиба также приобрело складчато-надвиговую структуру. В итоге деформаций сжатия, охвативших в позднем карбоне и перми все продольные зоны Южного Урала, общая ширина Уральского сооружения сократилась по сравнению с первоначальной шириной геосинклинальной системы, вероятно, не менее чем вдвое.

Аналогичные, хотя и отличающиеся в деталях складчато-надвиговые и шарьяжные деформации испытали на орогенном этапе герцинского цикла и более северные сегменты Урала. На участке Среднего Урала, лежащем к востоку от Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы, зеленокаменная зона оказалась не только сильно пережатой, но и совершенно «раздавленной» и рассланцованной, а выжатые из нее и из некоторых более западных зон тектонические пластины перемещены к западу и сгружены на восточном крыле краевого прогиба в виде нескольких перекрывающих одна другую аллохтонных чешуй Уфимского амфитеатра. В палеозойских отложениях западной мегазоны северной части Урала не только возникли линейные складчато-надвиговые структуры с западной вергентностью, но и образовался крупный протяженный шарьяж с перекрытием шельфовых отложений Елецкой зоны аллохтонной чешуей из глубоководных отложений более восточной, Лемвинской, зоны. В свою очередь на последнюю, а также на Харбейский выступ ее докембрийского фундамента были надвинуты с юго-востока мощные пластины войкарского и щучьинского габбро-перидотитовых комплексов, слагающих

западный фланг и «ложе» одноименных зеленокаменных синклинорий».

Для приполярной и полярной частей Уральской системы на орогенном этапе характерно широкое распространение в разрезе впадин Предуральского прогиба вместо эвапоритовых толщ кунгура мощных угленосных отложений кунгурского и позднепермского возраста и их сильно затянувшееся развитие: складчато-надвиговая структура этих впадин и сопряженных с ними поднятий, а в значительной мере и современная структура самого Полярного Урала были сформированы лишь на рубеже триаса и юры, т. е. являются раннекиммерийскими.

В начале триаса восточная мегазона Урала после длительного периода сжатия испытала горизонтальное растяжение, и в ней возник ряд долгого вытянутых грабенов, погружение которых сопровождалось базальтовыми и местами липаритовыми извержениями. Излияния базальтов произошли и в полярной части Предуральского прогиба. В позднем триасе эти грабены были заполнены угленосными лимническими отложениями, а затем, на рубеже триаса и юры, одновременно со складкообразованием в полярноуральской части краевого прогиба подверглись сжатию, приведшему к смятию триасовых отложений в грабенах и развитию взбросов и надвигов на их бортах. Древнекиммерийские деформации сжатия, вероятно, играли немалую роль в создании современной структуры Уральского сооружения, но не могут быть «вычленены» в тех его частях, где отсутствуют триасовые образования.

В течение юры, мела и палеогена территория Урала представляла собой равнину, более приподнятую в западной части и более низкую, подвергавшуюся процессам химического выветривания и периодически частично покрывавшуюся маломощными континентальными (в юре) и морскими осадками (в мелу и палеогене) в восточной. В неоген-четвертичное время Уральское сооружение пережило некоторую тектоническую активизацию, затронувшую главным образом его западную мегазону и выразившуюся в сводово-блоковом воздымании его южного, северного и полярного сегментов на 1—1,8 км. На отдельных участках поднятие сопровождалось формированием (или возрождением) небольших грабенообразных впадин, ограниченных взбросо-надвигами (Орская впадина), что указывает на некоторую роль сжатия в новейших деформациях Урала. Оживление эпизодически испытывали и отдельные участки зоны Предуральского прогиба, в тектонических и эрозионно-тектонических впадинах которых накопились или избежали последующего размыва верхнемеловые (в Косью-Роговской впадине) и третичные (в Бельской впадине) отложения.

Полезные ископаемые

Урал принадлежит к числу наиболее богатых разнообразными полезными ископаемыми областей СССР, однако многие давно открытые и длительно эксплуатировавшиеся месторождения в значительной мере истощены. Наибольшее значение имеют месторождения рудного сырья.

Месторождения железа на Урале принадлежат к различным по минеральному составу руд и генезису типам. Стратиформные осадочно-метасоматические месторождения сидеритовых руд (Бакальское, Авзянское и др.) приурочены к доломитовым толщам нижнего и среднего рифея Башкирского антиклинория. В Магнитогорском синклинорийе

рии находятся крупные скарновые месторождения магнетитовых руд, приуроченные к контактам позднепалеозойских гранитоидных интрузий с известняками карбона (Магнитогорское, Благодать). Магнетитовые руды контактово-метасоматических месторождений Соколовско-Сарбайского района в Кустанайском синклинии приурочены к зонам контактов пород валерьяновской осадочно-вулканогенной свиты нижнего карбона с диорит-гранодиоритовыми интрузиями. Титаномагнетитовые месторождения Среднего Урала приурочены к габбро-перидотитовому поясу (Первоуральское, Кусинское, Качканарское и др.). Месторождения гидроокисных природно-легированных железных руд с примесью никеля и хрома Орско-Халиловского района связаны с мезозойской корой выветривания Халиловского и Хабарненского массивов ультрабазитов.

Хромитовые месторождения приурочены к массивам ультрабазитов габбро-перидотитового пояса Урала. Крупнейшие из них связаны с Кемпирсайским массивом серпентинизированных перидотитов и дунитов (Донская группа). Месторождения никеля и кобальта также генетически связаны с телами ультрабазитов, но их рудные концентрации (в форме силикатов) приурочены к мезозойским корам выветривания над этими массивами (Орско-Халиловские и Актюбинские месторождения на Южном, Уфалейские — на Среднем Урале). Месторождения платины, осмия и иридия связаны с ультраосновными породами габбро-перидотитового (платиноносного) пояса Среднего Урала.

Месторождения марганца приурочены к яшмово-кремнистым горизонтам девона в Магнитогорском синклинии. На восточном склоне Северного Урала в палеоценовых отложениях чехла Западно-Сибирской плиты находится Полуночное месторождение осадочных окисных марганцевых руд.

Многочисленные месторождения колчеданных медных, а также медно-цинковых руд связаны с контрастными и непрерывными вулканическими формациями силурийского и девонского возраста в Тагильском, Магнитогорском и других синклиниях восточной мегазоны Урала (Учалы, Сибай, Гай и др.), а также в Сакмарской зоне на западном склоне Южного Урала (Блява) и в основном приурочены к зонам расланцевания в них. Месторождения бокситов Северного Урала (Красная Шапочка и др.) размещены в нижне- и среднедевонских карбонатных толщах Тагильского синклиория, в которых приурочены к стратиграфическим перерывам и заполняют древние карстовые полости. Бокситопроявления обнаружены в девонских карбонатных толщах на западном и восточном склонах Полярного Урала. Месторождения золота (Березовское и др.) связаны с кварцевыми жилами в позднегерцинских гранитоидных массивах Восточно-Уральской мегазоны.

Из нерудных ископаемых следует отметить месторождения магнетита в нижнерифейских доломитовых толщах Башкирского антиклинория (Сатка, Бакал и др.), асбеста и талька, приуроченные к серпентинитовым массивам, калийной и поваренной соли (Соликамское и другие месторождения в кунгурских отложениях Предуральского краевого прогиба), горного хрусталя, различных драгоценных и полудрагоценных камней (ильменско-вишневогорский интрузивный комплекс в районе Миасса), поделочных камней — малахита, приуроченного к «железной шляпе» ряда медноколчеданных месторождений, яшмы (в бугулыгирском и других кремнистых горизонтах девона Магнитогорского синклиория).

На Урале имеется ряд месторождений каменных и бурых углей. Важнейшее значение имеет Воркутинский бассейн на Полярном Урале, каменные угли которого залегают в кунгурских и верхнепермских отложениях Косью-Роговской краевой впадины. Ряд угольных месторождений приурочен к нижнекаменноугольным отложениям на западном склоне Среднего Урала (Кизел) и в южной части Восточно-Уральского антиклинория (Полтаво-Брединское, Домбаровское). Буругольные месторождения связаны с верхнетриасовыми отложениями грабен на восточном склоне Урала (Челябинский бассейн и др.) и с третичными отложениями Башкирского Приуралья, заполняющими мелкие эрозионно-тектонические впадины.

Ряд нефтяных месторождений имеется в Южно- и Северо-Уральском сегментах зоны Предуральского краевого прогиба. Часть залежей приурочена к нижнепермским рифовым массивам его западного борта (Ишимбай и др.), другие — к девонским и каменноугольным отложениям в принадлежковых антиклинальных структурах, главным образом на восточном крыле краевого прогиба (Вуктыл и др.). Высказываются предположения о том, что часть нефтяных залежей может быть захоронена под надвигами западных зон Уральского сооружения на краевой прогиб.

ПАЙХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

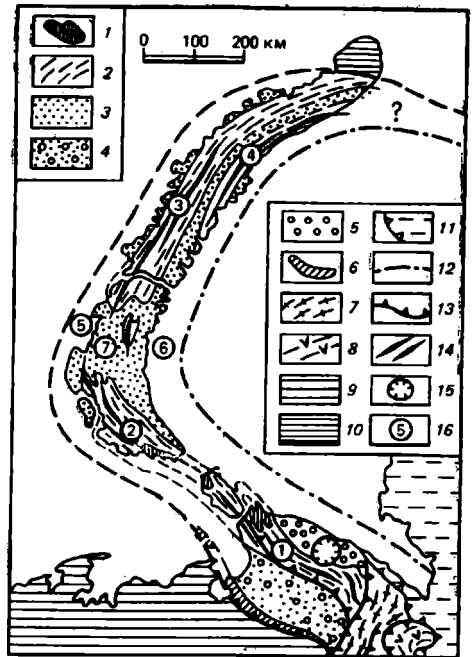
Пайхойско-Новоземельская зона, в орографическом отношении играющая роль северного продолжения Уральского горного сооружения, выражена невысокой грядой Пай-Хоя, о. Вайгач, о-вами Южным и Северным Новой Земли, разделенными узким проливом Маточкин Шар. Эта зона возвышенностей и островов с холмистым и низкорым рельефом в южной части простирается в северо-западном, а в северной — в северо-восточном направлении, образуя выпуклую к западу дугу протяженностью почти 1500 км и шириной 50—120 км. Северный, более высокий, остров Новой Земли наполовину покрыт ледниковым щитом, языки которого спускаются к изрезанным фьордами берегам.

Рекогносцировочные геологические исследования на Пай-Хое, а затем и на Новой Земле начались в дореволюционный период и продолжались в 20—30-х годах, но мелко- и отчасти среднемасштабной съемкой южная часть этой зоны была покрыта лишь в послевоенное время, а о. Северный Новой Земли остается слабоизученным. Структурная позиция и тектоническая природа Пайхойско-Новоземельской зоны привлекали внимание исследователей в связи с проблемой северного продолжения Уральской складчатой системы. Рассматриваемая зона в известном смысле может считаться продолжением лишь западной миогеосинклинальной мегазоны Урала, с которой она сходна строением палеозойского разреза, почти целиком выраженного толщами карбонатных и терригенных отложений, а точнее, кулисно подставляет с западной стороны структуры этой мегазоны, которые на самом северном участке Полярного Урала приобретают долготное и север-северо-западное направление и скрываются под водами Бай-дарацкой губы Карского моря.

В Пайхойско-Новоземельской зоне выделяются дорифейский (или досреднерифейский?) метаморфический комплекс, прорванный готскими гранитами (аналоги Бердяушского массива), и комплекс слабометаморфизованных рифейско-вендских (на Пай-Хое — и нижнекембрий-

Рис. 7. Схема тектонического строения Пайхойско-Новоземельской древнекimmerийской складчатой зоны:

1-6 — Пайхойско-Новоземельская складчатая зона: 1 — выступы рифейско-вендско-нижнекембрийского метаморфизованного фундамента в ядрах антиклинориев, 2 — антиклинории, сложенные верхнекембрийско-каменноугольными терригенно-карбонатными отложениями, 3 — синклинии и седловины, выполненные пермскими и нижнетриасовыми терригенными отложениями; 4 — Коротайхинский (Предбайхойский) краевой прогиб, выполненный пермскими и триасовыми молассаами, 5 — Байдарацкий тыльный прогиб, выполненный пермскими молассаами; 6 — приразломное поднятие гряды Чернова; 7-8 — герцинское складчатое сооружение Урала: 7 — западная мегазона; 8 — восточная мегазона; 9-10 — Печоро-Баренцегоморская метаплатформенная область: 9 — Печорская впадина с палеозойско-мезозойским чехлом, 10 — поднятие мыса Желания (юго-восточная часть Северо-Баренцевской антеклизы?); 11 — мезокайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 12 — западная граница гипотетического Карского погруженного метаплатформенного массива; 13 — надвиги и шарьяжи; 14 — оси антиклинориев; 15 — Карская мезозойская астроблема (?); 16 — номер тектонических структур. Цифры на рисунке обозначены антиклинории: 1 — Пайхойский, 2 — Вайгачско-Южноновоземельский, 3 — Северновоземельский, 4 — Восточноновоземельский; синклинии: 5 — Восточно-Баренцевский, 6 — Западно-Карский; 7 — Кармакульская седловина



ских) образований, который несогласно перекрывается мощным комплексом неметаморфизованных палеозойских отложений, начинающимся с нижнего ордовика. В отличие от Урала герцинская складчатость в этой зоне не проявилась, и погружение продолжалось по крайней мере по ранний триас включительно, после чего она испытала складчатые деформации в конце триаса — начале юры. Пайхойско-Новоземельская зона, несомненно, представляет собой древнекimmerийское сооружение. В его структуре выделяются три поперечных сегмента (рис. 7). В самом южном, пайхойском, сегменте центральное положение занимает Пайхойский антиклинорий северо-западного простирания, сложенный отложениями ордовика-карбона в терригенных и сланцево-кремнистых лемвинских фациях, из-под которых в его северо-западной части выступает метаморфизованный рифейско-нижнекембрийский комплекс. Складки Пайхойского антиклинория скошены к юго-западу, и сам он по поверхности пологого надвига или шарьяжа надвинут на юго-запад, на Коротайхинскую впадину, выполненную молассаами пермского и триасового возраста и представляющую собой самую северную ячею Предуральского краевого прогиба. С юго-запада она ограничена узким линейным поднятием гряды Чернова, являющимся приразломной, возможно, бескорневой структурой.

На северо-востоке Пайхойский антиклинорий граничит с Байдарацкой впадиной, выполненной ниже- и верхнепермскими молассаами, аналогичными таковым Коротайхинской впадины. По-видимому, первоначально они перекрывали и зону современного Пайхойского антиклинория, формирование которого, как и его поднятие и надвигание на Коротайхинскую впадину, произошло лишь на рубеже триаса и юры. По отношению к Пайхойскому поднятию Байдарацкая впадина является тыльной (внутренней), но по отношению к северному окончанию западной мегазоны Урала — краевой, или, как считал Н. П. Херасков, периклинальной, впадиной. На Байдарацкую впадину

и смежное крыло Пайхойского антиклинория наложена Карская структура — округлая в плане депрессия диаметром 50 км, выполненная неоген-четвертичными осадками, из-под которых местами выступают верхнемеловые отложения и импактиты. Как и расположенная севернее Малокарская кольцевая структура, частично скрытая под водами Карского моря, она, по-видимому, является крупной астроблемой мелового возраста.

В следующем к северу, Вайгачско-Южноновоземельском, сегменте выделяется одноименный антиклинорий северо-западного простирания, кулисно примыкающий на юго-востоке к надвинутому на него Пайхойскому. В ядре его местами обнажается рифейско-вендское метаморфизованное основание, несогласно перекрытое комплексом терригенно-карбонатных отложений ордовика-карбона, смятым в умеренно сжатые прямые линейные складки, рассеченные крутыми продольными и диагональными сбросами. На северо-западе, в средней части

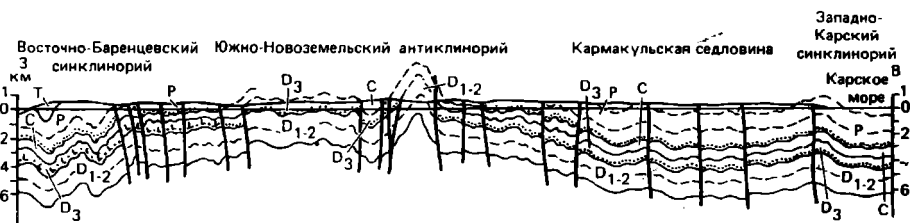


Рис. 8. Геологический разрез через южную часть складчатой зоны Новой Земли (по Г. Н. Ковалевой, с упрощениями)

о. Южный Новой Земли, в районе Кармакульской седловины этот комплекс уходит под перекрывающие его с перерывом, но без несогласия мощные толщи терригенных пермских отложений. Смятые в пологие, местами гребневидные складки пермские отложения выполняют обрамляющие антиклинорий с запада и востока Восточно-Баренцевский и Западно-Карский синклинории, частично скрытые под водами Баренцева и Карского морей (рис. 8). В структурном отношении они служат продолжениями Коротайхинской и Байдарацкой краевых впадин, но отличаются немолассовым характером выполняющих их пермских отложений.

В Северо-Новоземельском сегменте, занимающем северную часть о. Южного и о. Северный Новой Земли, тектоническая зональность приобретает северо-восточное, а затем субширотное простирание. К северу от Кармакульской седловины резко воздымаются шарниры складок и из-под пермских глинистых толщ вновь выходит комплекс ордовика-карбона (с отдельными выступами досреднерифейского основания), слагающий широкий, надвинутый на северо-запад Северо-Новоземельский антиклинорий. С северо-запада его обрамляет продолжение Восточно-Баренцевского синклинория, а с юго-востока — продолжение Западно-Карского синклинория. К юго-востоку от него прослеживается узкий Восточно-Новоземельский антиклинорий. В общей структуре Пайхойско-Новоземельской складчатой зоны он занимает положение, напоминающее позицию северного окончания западной мегазоны Урала и, возможно, связан с ним промежуточными звеньями, скрытыми под дном западной части Карского моря. В крайней северо-восточной части о. Северного Новой Земли силурийские

отложения залегают очень полого и, возможно, принадлежат чехлу древнего массива, обрамляющего Новоземельскую складчатую зону с севера. Сама эта зона уходит на восток под воды Карского моря. Здесь она либо постепенно затухает, либо, что мало вероятно, продолжается на восток в сторону Североземельской складчатой зоны, либо, наконец, что наиболее вероятно, отклоняется к юго-востоку и соединяется с Южно-Таймырской складчатой зоной, сходной с Новоземельской по возрасту и составу слагающих ее палеозойских отложений и времени складчатых дислокаций.

На западе и северо-западе Пайхойско-Новоземельская складчатая зона граничит с территориями Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области, перекрытыми плитным чехлом палеозойских и мезозойских отложений. Непосредственно к Новой Земле примыкает неглубокий желоб в рельефе дна Баренцева моря, за которым следует валообразное поднятие. Этим формам рельефа дна соответствуют узкий прогиб и сопряженное с ним поднятие в структуре чехла. Более глубокий и широкий желоб примыкает к Новоземельской зоне с востока в западной части Карского моря. Дно последней выстлано мощными толщами палеогеновых, мезозойских и частично палеозойских отложений, скорее всего залегающих на глубоко погруженном допалеозойском фундаменте древнего метаплатформенного массива. В пользу его существования говорит крутой дугообразный изгиб Пайхойско-Новоземельской складчатой зоны, как бы огибающий этот жесткий блок. Имеются, однако, и другие предположения о тектонической природе дна западной части Карского моря, вплоть до предположения В. И. Устрицкого о наличии здесь участка древней коры океанического типа.

Видимый разрез Пайхойско-Новоземельской зоны на о. Северном Новой Земли начинается с нижнепротерозойских или нижнерифейских сланцев (абсолютный возраст метаморфизма 1,55—1,5 млрд лет), инъецированных пегматоидными гранитами (1,3 млрд лет), а на о. Южном — с песчано-алеврито-глинистых и кремнисто-глинистых отложений верхнего рифея — венда (более 2 км), метаморфизованных в зеленосланцевой фации и испытавших складчатые деформации в конце венда или кембрия. На Пай-Хое обнажаются метаморфизованные терригенно-карбонатные и вулканогенные толщи верхнего рифея, венда и нижнего кембрия (до 6 км), близкие по характеру разреза к разновозрастным образованиям западной мегазоны Полярного Урала.

Выше с угловым несогласием залегают мощный комплекс отложений ордовика, среднего, верхнего палеозоя и триаса, разделенный перерывами на три части — ордовикско-среднедевонскую, верхнедевонско-каменноугольную и пермско-триасовую. Ордовик на Новой Земле представлен пестроцветными кварцевыми песчаниками, алевролитами и известняками мелководно-морского генезиса (0,4—0,7 км), а на Пай-Хое — более мощными песчано-сланцевыми толщами, сходными с отложениями Лемвинской зоны Полярного Урала. На Новой Земле силур и нижний-средний девон (соответственно 1,5—2 и 2—3 км) выражены в мелководно-морских карбонатных «елецких» фациях органическими известняками, реже доломитами, с прослоями аргиллитов и алевролитов. В среднем девоне на северо-востоке развиты более глубоководные черные аргиллиты сокращенной мощности. На Пай-Хое силур — средний девон представлены маломощными глубоководными известково-глинисто-кремнистыми отложениями лемвинского типа.

На юге Новой Земли верхнедевонские отложения мощностью 1—2 км залегают с перерывом и представлены в своей нижней части базальтами, их туфами, песчаниками, конгломератами и известняками, которые сверху вновь сменяются толщами мелководных органических известняков с прослоями аргиллитов елецкого типа. В аналогичных фациях выражены и отложения нижнего-среднего карбона (1 км). К востоку мелководные карбонатные отложения верхнего девона и карбона сменяются менее мощными (менее 1 км) глубоководными толщами аргиллитов, фтанитов, радиоляритов с прослоями глинистых известняков, горизонтами турбидитов лемвинского типа (зона развития которых продолжается на юго-восток в пределы Пай-Хоя), а далее к северо-востоку — толщами песчаников, материал которых принеслся, вероятно, с поднятия, находившегося в западной части Карского моря.

Нижнепермские отложения на Новой Земле залегают с перерывом (на юге архипелага отсутствует верхний карбон) и представлены глубоководной толщей аргиллитов с прослоями родохрозитов и кремнистых пород. К северо-востоку она частично замещается алевролитами и песчаниками, указывающими на снос с востока (0,5—1 км). К верхней перми относятся мощные (до 3,5 км) флишоидные толщи полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и несортированных «мусорных» пород. На западном побережье они перекрываются нижнетриасовой пестроцветной толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями конгломератов и туфов в низах. В Пайхойском антиклинории породы перми и триаса отсутствуют, но в обрамляющих его впадинах отложения ассельского и сакмарского ярусов представлены относительно глубоководными глинистыми отложениями, которые выше сменяются флишоидными, а затем мощными сероцветными, частично угленосными параличскими молассовыми отложениями кунгура и континентальными молассами верхней перми. Вдоль простирая обеих впадин к северо-западу, в сторону Новой Земли, они фациально замещаются морскими терригенными отложениями. В Коротайхинской впадине выше залегают континентальные молассы всех отделов триаса с покровом базальтовых лав в основании.

Наиболее древние проявления магматизма в Пайхойско-Новоземельской зоне выражены предсреднерифейскими пегматоидными гранитами, а также основными и кислыми вулканогенными образованиями, присутствующими в верхнерифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе Пай-Хоя. Далее следуют кембрийские или ордовикские дайки и силлы диабазов (в том же районе), локально распространённые среднедевонские базальтовые лавы и туфы и более широко развитые на Новой Земле лавы и пирокластиты толентовых и оливиновых базальтов, дайки и силлы долеритов и пикритов раннефранского возраста и, наконец, раннетриасовые базальтовые лавы Коротайхинской краевой впадины и разновозрастные им туфы на западном побережье Новой Земли.

Геологическая история Пайхойско-Новоземельской зоны, если не считать отрывочных данных о досреднерифейских образованиях на о. Северном Новой Земли, прослеживается начиная с позднего рифея — венда, когда в ее южной части существовал глубокий прогиб, заполнявшийся терригенными (на Новой Земле) и вулканогенно-осадочными (на Пай-Хое) отложениями, испытавшими слабый метаморфизм и складчатые деформации умеренной интенсивности в раннем кембрии. Вероятно, этот прогиб входил в систему авлакогеосинклинальных прогибов Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области.

После непродолжительного поднятия и денудации (средний-поздний кембрий) в ордовике рассматриваемая область вновь вовлекается в опускание и становится ареной накопления мелководных шельфовых терригенно-карбонатных отложений в западной (Новоземельской) и более глубоководных, известково-глинисто-кремнистых депрессионного (лемвинского) типа в восточной (Пайхойской) части. Начало погружения сопровождалось внедрением даек и силлов щелочных лампрофиров и диабазов. Поднятие в конце среднего девона и возобновление погружения в раннефранское время было отмечено вспышками базальтового вулканизма, синхронными и однотипными с извержениями на Тимане и в отдельных районах Русской плиты, и некоторой перестройкой тектонического плана: относительно глубоководный прогиб с маломощными карбонатно-глинисто-кремнистыми осадками приобрел северо-западное простирание и протягивался в позднем девоне и карбоне от Пай-Хоя к средней части Новоземельской дуги, а в ее юго-западной части продолжалось накопление карбонатных осадков шельфового типа.

Отгфолском начала орогенических движений в Уральской геосинклинали являлось кратковременное поднятие рассматриваемой зоны в конце карбона, после которого в начале перми она была вовлечена в интенсивное погружение. На Новой Земле в ранней перми возник глубоководный сланцевый прогиб, на протяжении перми и раннего триаса постепенно заполнявшийся грубеющими кверху мощными (до 5 км) толщами терригенных осадков. Обломочный материал в перми, как и в карбоне, приносился с востока, а в раннем триасе, вероятно, начали расти и развиваться внутренние поднятия. На Пайхойском участке вследствие все усиливавшегося сноса материала с Полярного Урала в середине ранней перми глубоководные условия сменились мелководными, затем прибрежными, а в поздней перми — наземными, происходило накопление мощных сероцветных, частично угленосных моласс.

В начале триаса произошли излияния базальтов и выбросы пирокластики, явившиеся отзвуком более мощных извержений и деформаций растяжения в восточной мегазоне Урала. На рубеже триаса и юры Пайхойско-Новоземельская зона подверглась деформациям сжатия и приобрела складчатую структуру — довольно простую на Новой Земле и более напряженную на Пайхойском участке, где внутри широкого молассового прогиба возник Пайхойский антиклинорий, надвинутый на юго-запад, а к юго-западу от него — приразломное поднятие гряды Чернова. В это же время параллельное им Тиманское поднятие было надвинуто на Русскую плиту. Одновременность складчатых деформаций во всей Пайхойско-Новоземельской дуге, разные участки которой имеют резко различные простирания, нельзя объяснить односторонним давлением, но естественно связать с локализованным в этой зоне эффектом общего сокращения площади Новоземельско-Таймырской области, а может быть, и всей Земли в ранне-кimmerийскую фазу сжатия.

Тектоническое положение Пайхойско-Новоземельской зоны между предполагаемыми стабильными блоками допалеозойского фундамента, ее узость (около 100 км) при значительной протяженности (1500 км), близкие к платформенным и миогеосинклинальным типы заполняющих ее шельфовых карбонатных и «депрессионных» сланцевых палеозойских отложений, крайне незначительные проявления палеозойского и триасового магматизма, выраженные извержениями и субвулканическими телами базальтов и пикритов в приразломных зонах, сход-

ными и разновозрастными с вулканическими образованиями на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, умеренная интенсивность раннемезозойских деформаций сжатия и отсутствие метаморфических изменений в породах палеозоя — все эти черты строения и развития рассматриваемой зоны свидетельствуют о ее негеосинклинальной природе. Вместе с тем ее нельзя считать интракратонной складчатой зоной, поскольку она не располагается внутри кратона или между кратонами. По тектоническому положению, характеру выполняющих отложений, истории развития и внутренней структуре она, как впервые показала Г. Н. Ковалева, представляет типичную авлакогеосинклинальную складчатую зону, служащую продолжением вырождающейся к северу эпигеосинклинальной складчатой Уральской системы.

Полезные ископаемые Новоземельско-Пайхойской зоны изучены недостаточно. На Новой Земле интерес представляет стратиформная осадочная марганцевая минерализация родохрозит-манганокальцитового типа, приуроченная к глубоководным сланцевым толщам нижней перми. Известны проявления самородной меди и сульфидов меди, связанные с девонскими базальтами и долеритами, сульфидов серебра (добывавшегося еще новгородцами!), свинца и цинка, а также флюоритовая минерализация, приуроченная к зонам разломов в известняках. В кунгурских и верхнепермских отложениях Коротаихинской впадины имеются угольные месторождения.

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ¹

Складчатая область Казахского нагорья существенно отличается от Уральской по тектоническому положению, конфигурации структурных зон и истории тектонического развития. Она располагается во внутренней части Урало-Монгольского подвижного пояса, характеризуется сильной изменчивостью ориентировки входящих в ее состав складчатых зон, простирающихся которых изменяются от северо-западного и субмеридионального до северо-восточного и субширотного. Эти зоны группируются в две взаимосвязанные, изогнутые в виде выпуклых к северо-западу крутых дуг палеозойские складчатые системы — каледонскую и «вложенную» в нее герцинскую, — уходящие на юго-востоке в пределы северо-западного Китая. В плане область Казахского нагорья имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении на 1250 км с поперечником 750 км, общей площадью около 900 тыс. км².

На большей части площади Казахского нагорья абсолютные высоты варьируют от 0,4—0,5 до 0,8 км. Рельеф представляет сочетание слабонаклоненных денудационных плато, мелкосопочника и участков низкогорья с относительными высотами до 0,2—0,3, иногда до 0,5 км. Нередко термин «мелкосопочник» распространяется на все Казахское нагорье («Казахский мелкосопочник»). На отдельных его участках выделяются невысокие хребты и гряды с отметками до 0,9—1 км на севере (Кокчетав, Ерментау, Баянаул), до 1—1,1 км на западе (Улугтау), до 1—1,5 км в центре (Каркаралинские горы) и на востоке (Чингиз). В северо-западной, южной и юго-восточной частях нагорья располагаются плоские бессточные котловины — соответственно Тенгизская, Балхашская и Алакольская, вмещающие одноименные мелководные со-

¹ Эту область в геологической литературе часто не вполне правильно называют Центральным Казахстаном, так как она расположена в восточной половине Казахстана.

лоноватые озера. Большую часть площади Балхашской котловины к югу от оз. Балхаш занимает песчаная пустыня Сары-Ишикотрау, а к западу от нее на водораздельном плато между оз. Балхаш и долиной р. Чу находится каменистая пустыня Бетпак-Дала (Голодная степь). В связи с аридностью климата речная сеть развита слабо. Относительно крупными являются реки Или и Нура, впадающие в озера Балхаш и Тенгиз, левый приток Иртыша Ишим и местами пересыхающая и немного не доходящая до Сырдарьи р. Сарысу. На юго-востоке к Казахскому нагорью примыкают субширотные горные хребты Тарбагатай (до 3 км) и Джунгарский Алатау (до 4—4,5 км), уходящие на востоке на территорию Китая.

Геологическое изучение Казахского нагорья в связи с проектированием железных дорог и поисками рудных месторождений было начато в конце XIX в. геологами Геолкома Н. К. Высоцким, А. А. Краснопольским, А. К. Мейстером, П. Н. Преображенским и продолжено в первые десятилетия XX в. М. П. Русаковым, И. С. Яговкиным, А. А. Гапеевым, Н. Г. Кассиным; с именем последнего связаны первые крупные обобщения по тектонике этого региона, в частности установление двух эпох складчатости, и создание казахстанской геологической школы. Наиболее видными представителями этой школы, начавшими свою деятельность в 30-х годах и продолжившими ее в послевоенные десятилетия, являются первооткрыватель Джезказганского медного месторождения К. И. Сатпаев, Р. А. Борукаев, Е. Д. Шлыгин, В. Ф. Медоев, В. Ф. Беспалов и их ученики — А. А. Абдулин, А. К. Каюпов, В. Я. Кошкин, Е. И. Паталаха, Г. Н. Щерба, А. Е. Шлыгин.

В 30-х годах к изучению Казахского нагорья приступила экспедиция Геологического института АН СССР во главе с А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (А. А. Богданов, П. Н. Кропоткин, Н. А. Штрейс, Н. Г. Маркова и др.). Н. С. Шатским были высказаны новые идеи о тектоническом строении и развитии этого региона, отличные от представлений Н. Г. Кассина. В послевоенные десятилетия крупный вклад в изучение геологии Казахского нагорья внесли исследования экспедиции МГРИ, а затем МГУ (Н. В. Литвинович, А. Е. Михайлов, О. А. Мазарович, В. Г. Тихомиров, И. Ф. Трусова, Л. И. Филатова и др.); они проводились под руководством А. А. Богданова и позднее Ю. А. Зайцева, которым принадлежат крупные обобщения по тектонике Казахского нагорья. Важную роль в изучении этого региона сыграли также работы геологов ВСЕГЕИ (Л. И. Боровиков, Н. А. Афоничев, Н. П. Михайлов, Б. И. Борсук и др.).

Тектоническая структура

Главными элементами тектонической структуры складчатой области Казахского нагорья являются две разновозрастные складчатые системы: 1) подковообразная в плане с выпуклостью, обращенной к северо-западу, Казахская каледонская складчатая система, которая смыкается на юге с Северо-Тяньшаньской каледонской складчатой системой, образуя обширный Казахстанско-Северотяньшаньский срединный массив ранней консолидации, и 2) расположенная внутри этой дуги Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система, в свою очередь обладающая дугообразным внутренним структурным рисунком. К границе между ними приурочен краевой вулканоплутонический пояс девонского возраста, впервые выделенный А. А. Богдановым. С внешней стороны Казахская каледонская складчатая

система граничит на западе (под мезокайнозойским чехлом Северо-Туранской плиты и Кустанайской седловиной) с герцинской складчатой областью Урала, а на северо-востоке (на поверхности и частью под чехлом Западно-Сибирской плиты) — с Иртыш-Зайсанской герцинской складчатой системой (рис. 9).

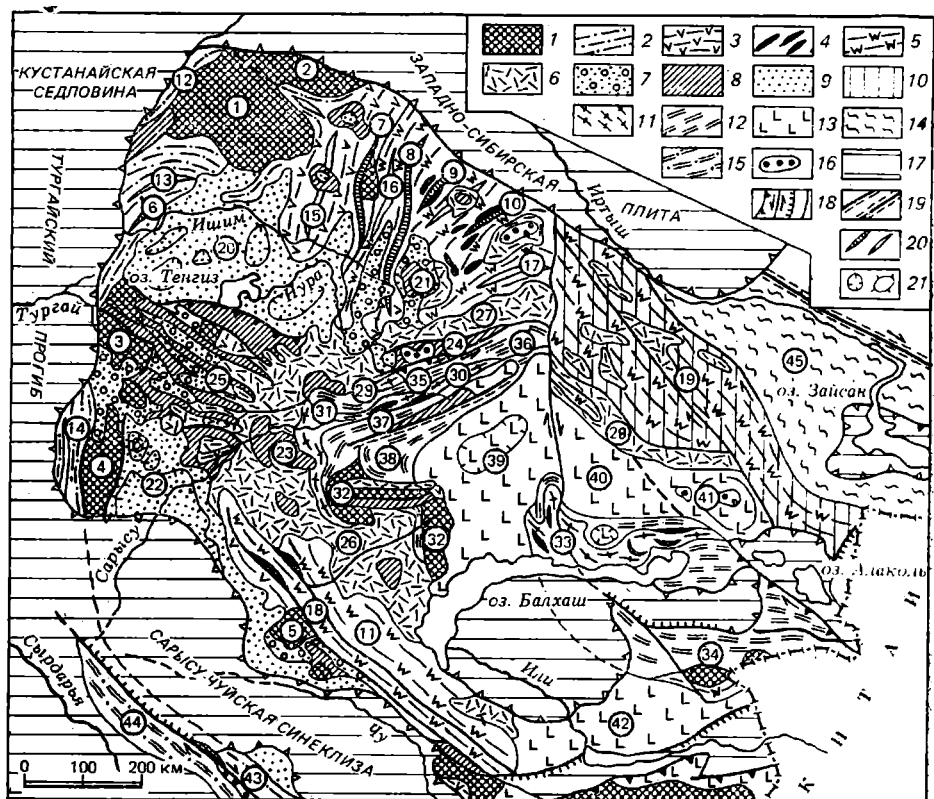


Рис. 9. Схема тектонического строения складчатой области Казахского нагорья:

1—13 — палеозойская складчатая область Казахского нагорья: 1 — выступы архейско-нижнепротерозойского и частично нижне-среднерифейского метаморфического фундамента; 2—10 — каледонская Казахстанско-Северотяньшанская складчатая система: 2 — верхнерифейско-ордовикский складчатый комплекс в мезогеосинклинальной зоне ранних каледонид, 3 — то же, в эвгеосинклинальной зоне, 4 — кембро (?)-нижнеордовикский 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 молассовый комплекс в наложенных впадинах, 10 — раннегерцинская регенерация каледонского складчатого основания Чингизской зоны; 11—13 — герцинская Джунгаро-Балхашская складчатая система: 11 — кембро-ордовикский эвгеосинклинальный комплекс в ядрах антиклинориев, 12 — силурийско-нижнекаменноугольный мезогеосинклинальный комплекс на крыльях антиклинориев и в свяклинориях, 13 — среднекаменноугольно-пермский наземно-вулканогенный комплекс Балхаш-Илийского вулканического пояса; 14 — позднегерцинская Иртыш-Зайсанская складчатая система; 15 — каледоно-герцинская Средне-Тяньшанская складчатая система; 16 — раннемезозойские впадины, выполненные континентальной угленосной корой; 17 — позднемезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской, Северо-Туранской плит и парадаксов; 18 — разломы типа надвигов и взбросов, сдвигов, сбросов и без расчленения; 19 — палеозойские зоны смятия и расщепления; 20 — оси палеозойских антиклинориев и синклинориев; 21 — брахморфные структуры в позднелпалеозойских 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 — Карсапайский блок, 5 — Акбастауский блок, Мойнкумского массива; каледонские складчатые зоны, антиклинория: 6 — Джаркайтагский, 7 — Ишкеольмесский, 8 — Ерментауский, 9 — Бошекульский, 10 — Майкаинский, 11 — Бетпакадальский; синклинории: 12 — Марьевский, 13 — Калмыккульский,

Казахстанская каледонская складчатая система, занимающая около 2/3 площади Казахского нагорья, обладает сложной многоярусной складчатой структурой, сформированной в итоге нескольких этапов тектонических деформаций. В ней можно выделить следующие структурные ярусы, сложенные комплексами пород, существенно отличными по формационному характеру, степени метаморфических изменений, и образующие разнотипные тектонические формы: 1) архейский, 2) нижнепротерозойско-нижне-среднерифейский, 3) верхнерифейско-нижнепалеозойский (местами включающий нижний силур); 4) силурийско-нижнедевонский; 5) среднедевонско-пермский. Первые два яруса слагают срединные (докаледонские) массивы, третий представляет геосинклинальный комплекс, слагающий антиклинории и синклинории каледонид, четвертый с некоторой условностью может рассматриваться как протороогенный осадочно-вулканогенный комплекс каледонид, пятый — как дейтероогенный или в средней своей части квазиplateформенный сингерцинский комплекс, наложенный как на каледонские складчатые зоны, так и на докаледонские срединные массивы.

Древнейшими структурными элементами каледонской складчатой системы являются расположенные в ее северо-западной и западной частях Кокчетавский и Улутауский остаточные докаледонские срединные массивы, сложенные архейскими и протерозойскими метаморфическими образованиями (рис. 10). Кокчетавский массив прорван крупным Зерендинским батолитом нижнепалеозойских (каледонских) гранитоидов и в северной своей части скрыт под кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. Южная часть Улутауского массива скрыта под плитным чехлом Чу-Сарысуйской впадины, а северная часть состоит из ряда выступов доверхнерифейского фундамента, разобщенных наложенными впадинами и грабенами, выполненными средним девонном — нижним карбоном; главными из этих выступов являются (с юга на север) Карсакпайский, собственно Улутауский и Арганатинский. В пределы обнаженной части Казахстанской каледонской складчатой системы входит также расположенный в Бетпак-Дале небольшой северо-восточный участок Мойынкумского срединного массива — Акбастауское поднятие, сложенное докембрийскими образованиями, частично покрытыми девонско-каменноугольным чехлом; большая его часть скрыта под мел-кайнозойским чехлом Чу-Сарысуйской впадины.

В основании разреза срединных массивов присутствуют интенсивно смятые, метаморфизованные в амфиболитовой фации толщи слюдяных сланцев, гнейсов, амфиболитов и кварцитов, принадлежащие архею и, может быть, низам нижнего протерозоя, видимой мощностью до 5 км (Улутау) и даже 10 км (Кокчетав). Это древнейшее основание перекрыто метаморфизованными в зеленосланцевой фации осадочно-вулканогенными сериями нижнего протерозоя (до 15 км в Улутау), гранитизированными и прорванными телами гранитоидов около

14 — Байконурский, 15 — Степнякский, 16 — Селетинский, 17 — Баянаульский, 18 — Джалаир-Найманский; 19 — Чингизский мегантиклинорий; наложенные герцинские структуры в каледонидах: 20 — Тенгизская впадина, 21 — Шидертинская впадина; 22 — Джеказгаганская (Чу-Джеказгаганская) 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 — Атауский, 32 — Актау-Моинтинский, 33 — Северо-Балхашский, 34 — Джунгарского Алатау; синклинории: 35 — Нуринайский, 36 — Карасорский, 37 — Успенский (с одноименной зоной смятия), 38 — Жаман-Сарысуйский, 39—42 — впадины Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулканического пояса: 39 — Токрауская, 40 — Калмакзельская, 41 — Баканасская, 42 — Илийская, 43 — каледонская складчатая зона Малого Каратау, 44 — герцинская складчатая зона Большого Каратау, 45 — Иртыш-Зайсанская позднепалеозойская складчатая система

1,7—1,8 млрд лет назад (в свекофеннскую тектоническую эпоху) и в свою очередь слабо несогласно перекрытыми очень слабометаморфизованными вулканогенно-обломочными толщами (до 3 км) нижнего-среднего рифея. Их накопление завершилось на рубеже 1150—

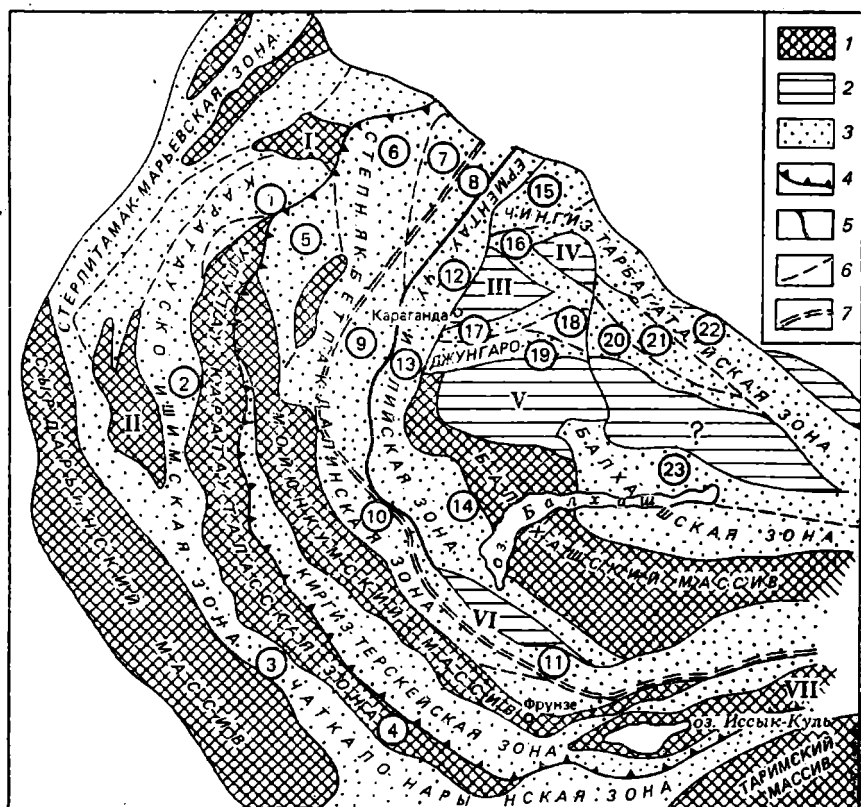


Рис. 10. Каледонские тектонические зоны Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня (по Ю. А. Зайцеву и др., 1984, с изменениями):

1 — срединные остаточные массивы — размывавшиеся и перекрытые маломощным чехлом преимущественно карбонатных пород; 2 — гипотетические глубоко погруженные массивы; 3 — геосинклинальные прогибы; 4 — граница мезогеосинклинальной Кокчетавско-Каратауской (на западе) и эвгеосинклинальной Казахстано-Северо-Тяньшаньской 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 — Верхнеиштертинский, IV — Александровский, V — Жаман-Сарысульский, VI — Жельтауский, VII — Иссык-Кульский. Структурно-фациальные подзоны (цифры в кружках): 1 — Калмыккульская, 2 — Байконурская, 3 — Большая Каратау, 4 — Малого Каратау, 5 — Кирейская, 6 — Степнякская, 7 — Ишкюльмассив, 8 — Селетинская; 9 — Сарысу-Тенгизская, 10 — Джалаир-Найманская (северная часть); 11 — ее южная часть, 12 — Ерментау-Ниязская, 13 — Атасуйская, 14 — Западно-Балхашская, 15 — Бошекульская, 16 — Майкани-Восточночингизская, 17 — Байдаулетовская, 18 — Машакская, 19 — Тектурмасская, 20 — Причингизская, 21 — Западно-Чингизская, 22 — Центральночингизская, 23 — Северо-Балхашская

1100 млн лет интенсивной линейной складчатостью, с формированием ряда сильно сжатых антиклинорий и синклинорий (в Улутауском массиве — меридионального, в Кокчетавском — субширотного простирания), внедрением гранитов и калиевой гранитизацией, приведшей к радиометрическому «омоложению» дорифейских комплексов (рис. 11, А). Нижнепротерозойские и ниже-среднерифейские метамор-

физованные образования обнажаются также к востоку от срединных массивов в ядрах Кирейского, Ишкеольмесского и Ерментау-Ниязского антиклинориев каледонид и в ядре Актауского поднятия в северо-западной части Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системы.

Эпоха складчатости и гранитизации в конце среднего рифея, синхронная дальсландской эпохе складчатости на Балтийском щите и гренвильской тектонической эпохе на Канадском щите, была названа Ю. А. Зайцевым исседонской. Она привела к формированию на большей части территории будущей каледонской складчатой системы и некоторой части Джунгаро-Балхашской герцинской системы зрелой коры континентального типа и временной тектонической стабилизации («квазиплатформенному режиму»), о чем свидетельствует широкое развитие в пределах каледонской системы (Кокчетавский массив, Ерментау) трансгрессивно залегающей кокчетавской серии кварцито-песчаников (фалаховой формации), принадлежащей низам верхнего рифея.

Каледонский структурный ярус, несогласно налегающий на разные горизонты архея — среднего рифея или согласно на кокчетавскую серию, включает в западной части Казахского нагорья наземно-вулканогенные, обломочные (спарагмитовые) и терригенно-кремнистые формации верхов верхнего рифея — венда, отвечающие начальной (эмбрионально-геосинклинальной) стадии, и широко распространенные осадочные и вулканогенные толщи кембрия — среднего ордовика, среднего-верхнего ордовика, а местами и нижнего силура, соответствующие ранней и зрелой (поздней) стадиям развития каледонских геосинклинальных прогибов. Это развитие в различных зонах каледонид протекало по-разному и заканчивалось не одновременно.

Во-первых, различаются две главные продольные дугообразно изогнутые структурно-фациальные мегазоны каледонид. В западной — Кокчетавско-Каратауской — мегазоне нижний палеозой в основном выражен осадочными кремнисто-карбонатными терригенными формациями, однако в некоторых зонах присутствуют подчиненные им вулканогенные толщи. В восточной — Казахстанско-Северотяньшаньской — мегазоне наряду с терригенными и кремнистыми формациями в разрезах кембрия и ордовика широко распространены толщи основных и средних вулканитов, а общая мощность нижнего палеозоя (до 6—10 км) значительно превышает таковую в западной мегазоне. Западная мегазона рассматривается в качестве мезогеосинклинальной (по Ю. А. Зайцеву — хемизвгеосинклинальной), восточная — типично эвгеосинклинальной. Для западной мегазоны единодушно признается наличие доверхнерифейского сиалического основания, подвергшегося частичной деструкции в позднем рифее — венде и начале палеозоя. В отношении восточной мегазоны высказываются различные мнения: от представления о широком развитии в ней, кроме отдельных относительно узких раздвиговых зон с корой океанического типа, древнего сиалического фундамента (Ю. А. Зайцев) до предположения о ее почти повсеместном заложении на допалеозойской коре океанического типа (Н. Г. Маркова, С. Г. Самыгин, Р. М. Антонок и др.).

Во-вторых, внутри каледонской системы различаются ее западная, раннекаледонская, часть, в которой главной фазой каледонской складчатости явилась таконская фаза на рубеже ордовика и силура, а сохранившийся в отдельных впадинах нижний силур залегает несогласно и выражен протоорогенными молассаами, и восточная, позднекаледонская, часть, где погружение в отдельных прогибах продолжа-

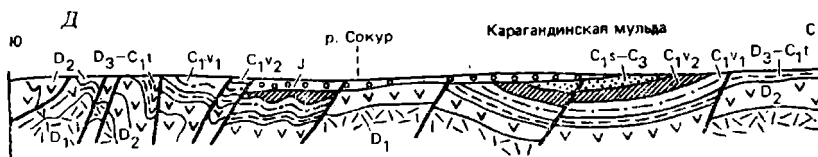
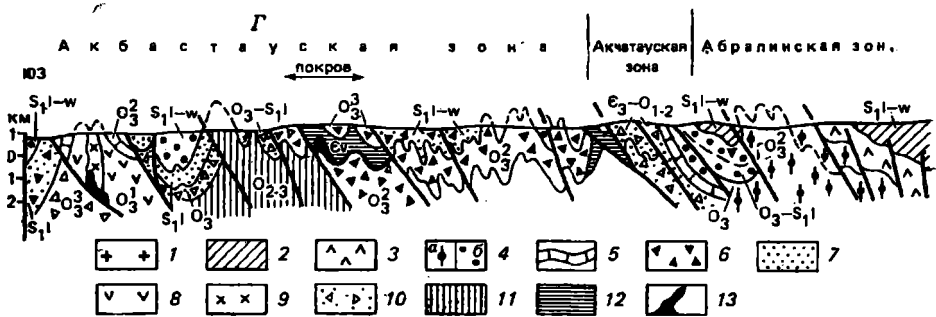
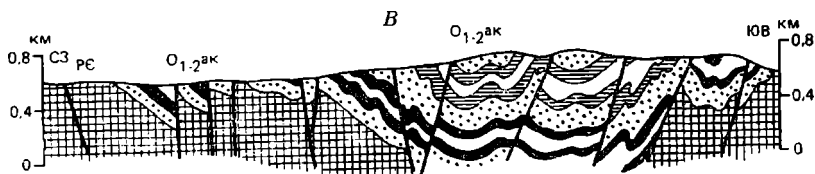
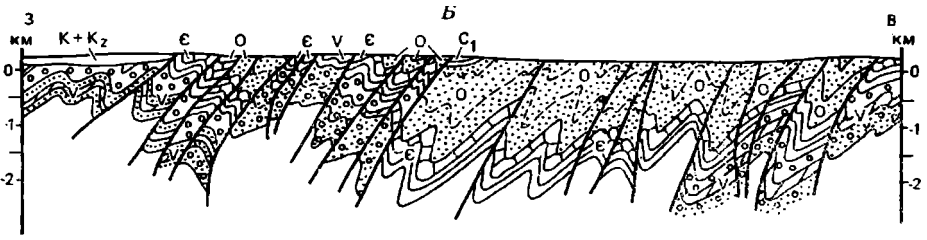
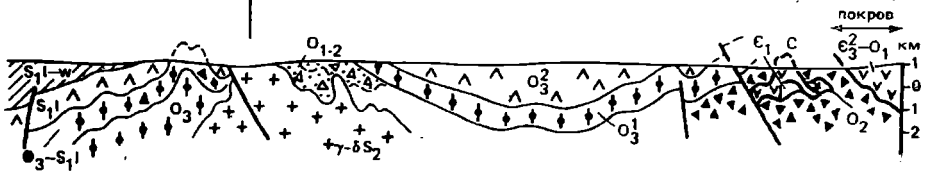


Рис. 11. (См.



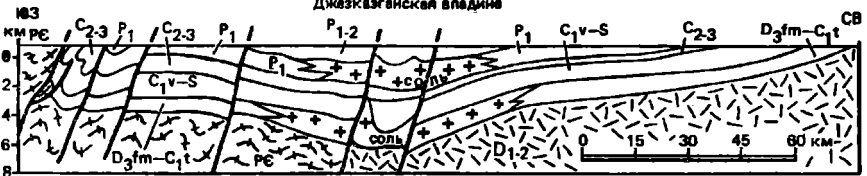
Абралисская зона

Центральночингизская зона

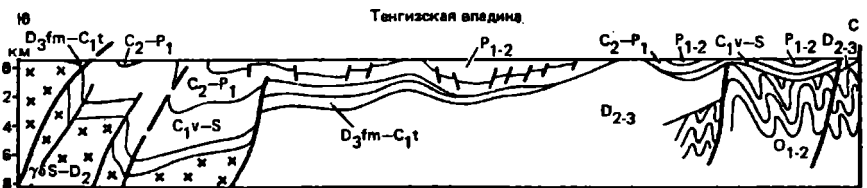


Е

Джезказганская впадина



Тенгизская впадина



продолжение)

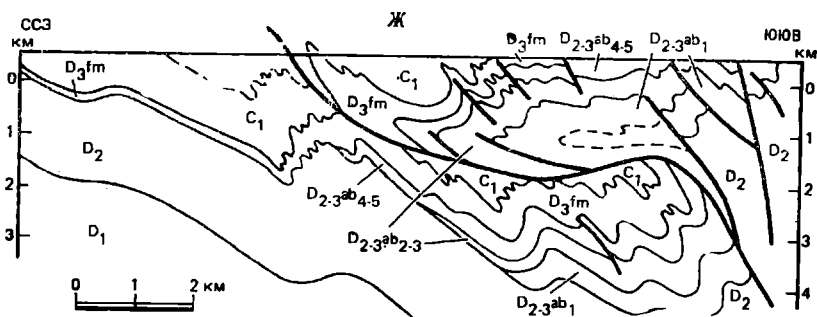


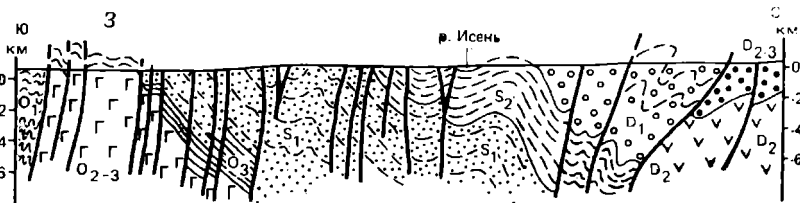
Рис. 11. Геологические разрезы разных зон Казахского нагорья.

А — геологический разрез Южного Улугтау (по Ю. А. Зайцеву и др., 1983): PZ_{2-3} — средний рифей, белеутинская свита в Карсакапайском синклинии и коксуйская в Майтубинском $PR_{1п}$ — майтубинская серия, PR_{1z} — жийдинская серия, $PR_{1к}$ — карсакапайская серия, PR_1 — γO_3 — позднеордовикские гранитоиды; γPR_2 — позднепротерозойские граниты (актагский ком- (жаункарский комплекс)).
Б — разрез Байконурского синклиниория (по Ю. А. Зайцеву и Т. П. Херасковой, 1978).
В — фрагмент разреза южной части Ерментау-Ниязского антиклинория (по Н. А. Герасимовой, гломератовый горизонт и вышележащие пачки переслаивания яшм, фтанитов, алевролитов, песч- G — схематизированный разрез через Чингизскую мегазону (по Р. Г. Самыгину, 1982, с упр- 2 — андезит-оливино-базальтовая, 3 — вулканогенная преимущественно андезитовая, 4 — ниж- 5 — олистостромы; $7-10$ — зрелой геосинклинальной стадии; 7 — флишoidalная; 8 — 9 — гнейсы; $11-12$ — раннегеосинклинальной стадии; 11 — яшмово-спидит-диабазовая; 12 — карбо- D — разрез вкост Карагадинского синклиниория (по Н. П. Четвериковой и В. М. Бекману); известняки; C_{1v} — песчаники и аргиллиты аккудукской свиты; C_{1z} — параличская угленосная E — разрезы Джезказганской и Тенгизской впадин (по В. А. Голубовскому).
Ж — разрез через зону сочленения Карагадинского синклиниория и Спасского антиклинория (по А. Ф. Читалину); D_{2_zab1-4} — пачки акбастауской свиты.
З — геологический разрез Нуринаского синклиниория (по А. А. Жаринову); O_1 и O_{2-3} — ба- вулканогенные и терригенные толщи

лось в раннем силуре, а главная фаза каледонской складчатости — чингизская — имела место в середине силура и фиксируется несогласным налеганием на складчатый нижний палеозой и нижний силур моласс верхнего силура и (или) наземных моласс и вулканитов нижнего девона. Однако в некоторых остаточных прогибах поздних каледонид угловое несогласие в основании верхнесилурийских моласс не выражено. Таконская складчатость в ранних каледонидах сопровождалась становлением в позднем ордовике гранит-гранодиоритовых массивов. Крупнейшим среди них является гигантский Зерендинский батолит, внедрившийся вдоль контакта между фундаментом Кокчетавского массива и его палеозойской оболочкой (ныне смытой). Чингизской складчатости в поздних каледонидах сопутствовало становление гранит-гранодиоритовых интрузий в раннем силуре.

Граница между ранними и поздними каледонидами проходит внутри эвгеосинклинальной мегазоны несколько восточнее ее границы с мезогеосинклинальной. Она протягивается в северо-западном направлении через Бетпак-Далу, затем поворачивает на север, а от района оз. Тенгиз следует к северо-востоку. На востоке позднекаледонская подсистема включает Чингиз-Тарбагатайскую зону.

В строении каледонской складчатой системы участвует ряд антиклинорий и синклинорий, частично скрытых под покровом средневерхнепалеозойских образований. Первые в основном сложены кембрийскими и нижнеордовикскими образованиями, вторые — ордовикскими и силурийскими (в позднекаледонской подсистеме). В раннекаледонской подсистеме к западу и югу от Кокчетавского массива расположены структурные элементы, возникшие в пределах Кокчетавско-Каратауской мезогеосинклинальной мегазоны: субмеридиональный Марьевский синклиниорий и Калмыккульский синклиниорий юго-западного простирания. Его южным продолжением является долготный



верхний палеозой; PZ₁ — нижний палеозой; V — PZ₁ — венд — нижний палеозой; R₃ — верх-антиклинорий; R₁₋₂ — нижний-средний (?) рифей, боздагская свита; нижний протерозой: — аралбайская серия; AR-PR₁ — архей — нижний протерозой (?), бектурганская серия; плекс); γ — gpPR₁ — раннепротерозойские гранитогнейсы; YPR₁ — раннепротерозойские граниты

1984). Сетка — докембрийский метаморфический фундамент; выше — базальный песчаноко-чаников акдымской серии нижнего-среднего ордовика.

щениями и изменениями). Формации: 1-4 — орогенные: 1 — диорит-гранодиорит-гранитная, ние молассы карбоватно-туфогенно-терригенные (а) и терригенные (б); 5 — рифогенных изве-вулканогенные дифференцированные; 9 — интрузивные; 10 — вулканогенно-кремнисто-терри-натно-спилитовая, 13 — отторженцы меланоократового фундамента. D₁ — липариты и альбитофиры; D₂ — андезитобазальты; D₂ — Ct — алевролиты, аргиллиты и толща ашлярикской свиты; C₁₅ — C₃ — лимническая углесная толща.

(Кызылчекинская лежачая складка) в правобережье р. Нуры (по О. Е. Беляеву, Ю. А. Зайцеву, зальтовые и яшмо-базальтовые толщи; O₃, S₁, S₂, D₁ — терригенные толщи; D₂ и D₂₋₃ —

Байконурский синклиний, примыкающий с запада к Улутаускому массиву (рис. 11, Б). Западные части этих синклиниев скрыты под плитным чехлом Тургайского прогиба. К востоку от Кокчетавского массива, в пределах эвгеосинклинальной зоны ранних каледонид, располагаются Степнякский синклиний и Ишкеольмесский антиклинорий северо-северо-восточного простирания. На их южном продолжении находятся фрагменты раннекаледонских субмеридиональных структур, выступающие к востоку от Улутауского массива в ядрах поднятий наложенной герцинской Сарысу-Тенгизской складчато-глыбовой зоны (Кирейский антиклинорий и пр.).

В северной части позднекаледонской подсистемы к востоку от Ишкеольмесского антиклинория выделяются вытянутые в субмеридиональном и северо-восточном направлении Селетинский синклиний, Ерментау-Ниязский антиклинорий (рис. 11, В), Бошекульский антиклинорий, Шокшанский синклиний, Майкаинский антиклинорий, Баянаульский синклиний, а также перекрытый палеозойскими толщами небольшой Верхнешидертинский остаточный массив. Восточнее меридионального Центральноказахстанского глубинного разлома простирается в северо-западном направлении более чем на 700 км широкий и сложно построенный Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий (рис. 11, Г). Его структура была существенно переработана в герцинском этапе, что дает основание некоторым исследователям рассматри-вать его в качестве раннегерцинской геоантиклинальной зоны.

В юго-западной части позднекаледонской «подковы» выделяется протяженный (600 км), ограниченный разломами северо-западного простирания узкий Джалаир-Найманский синклиний, к которому приурочены многочисленные протрузивные тела гипербазитов и выходы пород офиолитовой ассоциации. Восточнее параллельно ему простирается Чу-Илийский антиклинорий. Выходы пород доордовикской или

раннеордовикской офиолитовой ассоциации в надвиговых чешуях известны также в Божекульском, Майкаинском антиклинориях и Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории. Структура каледонских складчатых зон характеризуется интенсивной линейной складчатостью. Сильно сжатые (до изоклинальных) складки, особенно в антиклинориях, нередко обладают односторонней вергентностью и осложнены надвигами и шарьяжами. В плане большинство этих зон отличается невыдержанностью простираний, но наиболее протяженные из них, контролируемые продольными глубинными разломами, — Чингиз-Тарбагатайская и Джалаир-Найманская — устойчиво сохраняют северо-западное простирание.

Нижнепалеозойское и частично силурийское складчатое основание каледонской системы на значительной части ее площади несогласно перекрыто существенно менее деформированными вулканогенными и осадочными образованиями девонского, каменноугольного и пермского возраста. Наиболее древние из них, принадлежащие нижнему, а также среднему — низам верхнего девона, в основном слагают девонский краевой вулканический пояс, приуроченный к границе каледонской и герцинской систем. Длина его достигает 1700 км, ширина 100—150 км. Внешняя зона пояса несогласно наложена на каледонское складчатое основание, более узкая внутренняя, в которой нижедевонские вулканы согласно залегают на силурийских отложениях, — приурочена к пограничной с каледонской системой полосе герцинид. Девонский вулканический пояс имеет подковообразную форму и состоит из трех сегментов: широкого юго-западного и узкого северо-восточного, имеющих северо-западное простирание, и смыкающего их среднего (северо-западного) сегмента, вытянутого в восток-северо-восточном направлении.

Нижнедевонский вулканический комплекс во внешней зоне пояса сложен наземными вулканами контрастного состава, замещающимися во внутренней зоне морскими вулканогенно-терригенными толщами, а в сторону каледонид — континентальными молассами, состоящими из продуктов разрушения девонских вулканитов. Этот комплекс во внешней зоне прерван массивами комагматичных кислым вулканитам доэйфельских или доживетских гранитоидов. Нижнедевонские вулканогенные толщи выполняют также ряд наложенных мульд в Чингизской зоне. В начале среднего девона внешняя зона вулканического пояса испытала складчато-глыбовые деформации (тельбесская фаза), после которых в ней возобновились наземные извержения и интрузии гранитоидов, образовавшие залегающие с перерывом и слабым несогласием живетско-франский вулканоплутонический комплекс. В отличие от нижнедевонских живетско-франские континентальные молассы распространены почти на всей территории каледонской системы, выполняя многочисленные впадины и грабены, наложенные как на складчатые зоны, так и на срединные массивы.

В фаменском веке позднего девона и начале карбона почти вся территория каледонской системы была перекрыта чехлом мелководноморских терригенно-карбонатных отложений, достигающим наибольшей мощности в зоне Сарысу-Тенгизского водораздела и в наложенном на среднее звено вулканического пояса субширотном Карагандинском прогибе, интенсивное погружение в котором продолжалось до позднего карбона. В конце карбона Карагандинский прогиб подвергся сжатию и приобрел асимметричную складчатую структуру, осложненную надвигами на его южном крыле (рис. 11, Д). Фаменско-нижнекаменноугольный чехол отсутствует лишь в Чингизской зоне, испытывав-

шей в середине раннего карбона (в саурскую фазу) повторные складчато-глыбовые деформации, завершившие формирование ее структуры.

В позднем палеозое большая часть территории каледонской системы испытала дифференцированное поднятие и денудацию, и образования девона и нижнего карбона сохранились, помимо вулканического пояса, лишь в многочисленных наложенных мульдах и грабенах. В западной и юго-западной частях каледонской системы обособилась огромная Тенгизско-Чуйская впадина. Впоследствии в связи с поднятием, начавшимся в зоне Сарысу-Тенгизского водораздела, она распалась на две обширные впадины, выполненные континентальными молассоидными толщами среднего карбона — перми, — округлую Тенгизскую и удлинённую Чу-Джезказганскую. Последняя входит в пределы Казахского нагорья лишь северной центриклиналью (собственно Джезказганская впадина) и северо-восточным крылом, тогда как большая ее часть была впоследствии перекрыта плитным чехлом и вошла в состав Чу-Сарысуйской синеклизы Северо-Туранской плиты. Каменноугольные и пермские отложения в Тенгизской и Джезказганской впадинах испытали в конце палеозоя слабые дислокации, образовавшие внутри них ряд пологих брахиморфных и субизометричных структур (рис. 11, E).

Наиболее интенсивным деформациям подверглась в среднем и позднем палеозое Сарысу-Тенгизская зона, рассеченная рядом субпараллельных крутых разломов на ряд удлиненных блоков запад-северо-западного простиранья. В каледонском фундаменте эти блоки, испытавшие дифференцированные вертикальные подвижки, представляют собой систему узких горстов и грабенов («клавиатуру блоков»), которые в вышележащем девонско-каменноугольном комплексе постепенно переходят в систему коробчатых «штамповых» складок, названных А. А. Богдановым горст-антиклиналями и грабен-синклиналями. Заложение системы грабенов и горстов происходило в позднем девоне в условиях растяжения. В позднем палеозое оно сменилось сжатием. Резкое азимутальное несогласие между простираньем субмеридиональных складчатых структур каледонского фундамента и наложенных на них субширотных складчато-глыбовых структур девонско-каменноугольного комплекса в районе Сарысу-Тенгизского водораздела создало своеобразную картину взаимного «пересечения» разновозрастных складчатых систем, впервые описанную Н. Г. Кассиным.

Помимо Тенгизской и Джезказганской впадин в позднем палеозое (по крайней мере до конца карбона) продолжалось формирование ряда небольших наложенных мульд в северо-восточной части каледонской системы. К каменноугольным отложениям некоторых из них приурочены крупные угольные месторождения (Экибастузская мульда).

Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система, занимающая внутреннюю часть складчатой области Казахского нагорья, окаймляется с запада, севера и северо-востока складчатыми сооружениями каледонской системы, а на юго-востоке, на территории Китая, граничит с Джунгарским срединным массивом. Таким образом, она представляет овальный ареал проявления герцинской складчатости, почти со всех сторон ограниченный более древними складчатыми зонами. Тектоническая структура Джунгаро-Балхашской системы сформировалась в ходе неоднократных деформаций, одновременно проявлявшихся в отдельных ее зонах. В западной, юго-западной и южной ее частях присутствует обширный блок доверхнерифейского метаморфического фундамента — Балхашский (Актау-Джунгарский) средин-

ный массив, в значительной мере перекрытый вендскими, ниже- и среднепалеозойскими отложениями и позднепалеозойскими вулканитами и сильно переработанный тектоническими движениями в палеозое.

Ни таконская, ни чингизская фазы каледонской складчатости в Джунгаро-Балхашской системе (кроме Тектурмасской и Северо-Балхашской офиолитовых зон) не проявлялись, и осадочно-вулканогенные толщи нижнего палеозоя согласно перекрываются в ней силурийскими и нижнедевонскими отложениями (в пограничной с каледонидами зоне нижнедевонскими подводными вулканогенными толщами). В северо-западной и крайней юго-восточной частях системы (в Джунгарском Алатау) проявились тельбесская фаза складчатости в начале среднего девона и саурская — в середине раннего карбона, а в краевой северо-восточной части — саурская фаза. Внутренняя часть системы впервые испытала складчатые деформации на рубеже карбона и перми (в саякскую фазу). Кроме того, почти на всей территории Джунгаро-Балхашской системы с той или иной силой проявились пологоскладчатые и блоковые (надвиговые и сдвиговые) деформации в самом конце палеозоя или начале мезозоя. Соответственно в разных частях системы выделяются различные структурные ярусы: в краевых северо-западной и юго-восточной — доверхнерифейский (метаморфический фундамент), вендско-нижнедевонский тельбесский (эвгеосинклинальный) и среднедевонско-визейский саурский (миогеосинклинальный); в северо-восточной краевой части — ниже-среднепалеозойский саурский и верхнепалеозойский; во внутренней части — ордовикско-каменноугольный (саякский) и пермский наземно-вулканогенный.

Северо-западная часть Джунгаро-Балхашской системы отличается наиболее сложной складчато-надвиговой структурой, в основном наметившейся в тельбесскую фазу, но существенно усложненной в саурскую фазу и перед триасом и менее значительно — после юры. Здесь располагается ряд относительно узких антиклинорий и синклинорий запад-юго-западного простирания. На востоке они ограничиваются субмеридиональным Центральноказахстанским разломом, а на западе круто поворачивают к югу или даже юго-востоку. На севере и западе эта группа герцинских складчатых зон граничит с внешней зоной девонского вулканического пояса и наложенными на нее Карагандинским (на севере) и Каражальским (на западе) фаненско-каменноугольными прогибами. С севера на юг в ней выделяются: Спасский антиклинорий; Нуринский синклинорий, кулисно подставляемый на востоке Карасорским; Тектурмасский антиклинорий и служащий его западным продолжением Атасуйский антиклинорий; Успенский синклинорий с приуроченной к нему зоной смятия; Актау-Моинтинский горст-антиклинорий и Жаман-Сарьсуйский синклинорий.

Узкий Спасский антиклинорий сложен породами нижнего палеозоя и низов девона, смятыми в сильно сжатые, опрокинутые на север складки и надвинутыми по пологим надвигам амплитудой до 10—15 км на верхний девон и карбон Карагандинского синклинория (рис. 11, Ж). Вдоль оси антиклинория проходит левосторонний Байдаулетовский сдвиг. В целом Спасский антиклинорий приурочен к глубинному тектоническому шву, разделяющему каледонскую и герцинскую складчатые системы.

Южнее простирается Нуринский синклинорий, выполненный мощными вулканогенно-осадочными толщами верхнего ордовика, силура и нижнего девона, смятыми в крупные умеренно сжатые прямые складки тельбесского возраста, с отдельными наложенными впадинами, выполненными средним-верхним девонном (рис. 11, З). На востоке

Матакский блок, сложенный метаморфическими породами (протерозой или метаморфизованный палеозой?), отделяет от Нурина синклиория Карасорский синклиорий, выполненный отложениями среднего-верхнего девона, смятыми в дугообразно выпуклые к северу складки.

К югу от Нурина синклиория прослеживается узкий (5—15 км) Тектурмасский антиклинорий с очень сложной складчато-надвиго-шарьяжной структурой. В нем обнажается типичный офиолитовый комплекс, включающий протрузивные тела серпентинизированных гипербазитов, зоны серпентинитового меланжа, тела габброидов, рой базитовых даек и сложное деформированные кембро-ордовикские базальтоидно-кремнистые (яшмовые), а также олистостромовые толщи. Формирование структуры Тектурмасской офиолитовой зоны продолжалось в течение раннего палеозоя, силура (?) и раннего девона, вплоть до тельбесской фазы складчатости. На западе Тектурмасский антиклинорий кулисно подставляется Атасуйским, представляющим пучок веерообразно расходящихся к северо-западу, юго-западу и югу складок, сложенных нижнепалеозойскими вулканогенными толщами.

Расположенный южнее Успенский синклиорий резко асимметричен. Его широкое северное крыло, сложенное силурийскими толщами, деформированными в тельбесскую фазу, граничит на юге с узкой зоной развития интенсивно кливажированных, рассланцованных средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных образований, смятыми в сильно сжатые линейные складки, осложненные продольными взбросами и левыми сдвигами. Структуры этой Успенской зоны смятия были сформированы в основном в саурскую фазу. К Успенскому синклиорию приурочены многочисленные тела позднепалеозойских гранитоидов и наложенные вулканотектонические впадины, выполненные пермскими наземными кислыми вулканитами. Расположенный южнее Жаман-Сарысуйский синклиорий выполнен толщами силурийских и нижнедевонских отложений, смятыми в дугообразно выпуклые к западу складки. На них наложены брахиморфные впадины, выполненные средним девонem — нижним карбоном.

Расположенный к югу от Жаман-Сарысуйского синклиория коленчато-изогнутый Актау-Моинтинский горст-антиклинорий отличается по разрезу и структуре от остальных тектонических зон северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы. Основу его структуры образуют нижнепротерозойские и нижнерифейские метаморфические толщи Балхашского срединного массива, несогласно перекрытые вендско-нижнекембрийскими отложениями. Приподнятые блоки докембрийского фундамента разделены несколькими наложенными грабен-синклиналями запад-северо-западного простирания сарысу-тенгизского типа, выполненными девонскими образованиями. Актау-Моинтинское герцинское складчато-глыбовое поднятие с запада ограничено девонским вулканическим поясом, а с востока — Токрауской позднепалеозойской впадиной.

В северо-восточной части Джунгаро-Балхашской системы, вдоль границы с Чингизским мегантиклинорием, простирается Причингизский синклиорий, выполненный смятыми в саурскую фазу силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными отложениями.

Внутреннюю часть Джунгаро-Балхашской складчатой системы образуют подковообразный в плане Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс и окаймляемые им с трех сторон складчатые зоны предпермского (саякского) возраста, слагающие как бы центральное «ядро» этой системы — Северо-Балхашский антиклинорий.

рий, Северо-Джунгарский синклиорий и антиклинорий Джунгарского Алатау. Дугообразный, с выпуклостью к юго-западу Северо-Балхашский антиклинорий сложен нижнепалеозойскими, силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными образованиями, а также слабо несогласно залегающими средне- и верхнекаменноугольными отложениями, смятыми в довольно простые крупные складки, разбитые продольными разломами. В ядрах антиклинальных структур в полях развития нижнего палеозоя выступают породы офиолитовой ассоциации. Юго-восточнее расположен субширотный Северо-Джунгарский синклиорий, выполненный девонскими и нижнекаменноугольными отложениями, лишь местами выступающими из-под кайнозойского чехла. Южнее параллельно ему простирается антиклинорий Джунгарского Алатау, выраженный в рельефе в виде высокогорного хребта. В ядре его обнажаются протерозойские метаморфические образования и позднерифейские гранитоиды, принадлежавшие в додевонское время юго-восточной части Балхашского остаточного срединного массива. На северном крыле антиклинория они перекрываются толщами девонских и нижнекаменноугольных, а на южном — вендско-кембрийских и среднепалеозойских образований, прорванными массивами каменноугольных и пермских гранитоидов. Западная часть антиклинория скрыта под кайнозойским чехлом Балхашской впадины.

Балхашско-Илийский позднепалеозойский вулканический пояс как бы «вложен» в девонский вулканический пояс, повторяя в несколько уменьшенном варианте его подковообразную конфигурацию, а на юго-восточном участке, почти целиком скрытом под кайнозойским чехлом Балхашской и Илийской впадин, наложен на него. Этот пояс сложен несогласно залегающими на докаменноугольных, турнейских и нижневизейских отложениях наземными вулканогенными образованиями преимущественно кислото́го состава верхов нижнего, среднего, верхнего карбона и перми, прорванными многочисленными батолитами и штоками ранне-, позднепермских и отчасти раннетриасовых гранитоидов. Эти вулканогенные толщи залегают полого, местами субгоризонтально, но участвуют в сложении разрушенных вулканических аппаратов, кальдер и других вулканотектонических структур и выполняют крупные плоские брахиморфные впадины — Илийскую на юге, Токраускую на западе, Калмакэмельскую и Баканасскую на северо-востоке.

Позднепалеозойский Балхаш-Илийский вулканический пояс, так же как и окаймляющие его и окаймляемые им складчатые зоны Джунгаро-Балхашской системы, рассекается многочисленными разломами сбросового, взбросового и сдвигового типа северо-западного и субмеридионального, реже северо-восточного и субширотного простирания. Взаимно пересекаясь, они разбивают вулканический пояс на множество блоков. По большинству разломов северо-западного и субмеридионального простирания устанавливаются правосторонние, а по более коротким разломам северо-восточного простирания — левосторонние сдвиги амплитудой до нескольких десятков километров; они происходили в самом конце палеозоя или даже в начале триаса, так как смешают вулканогенные толщи и интрузии пермского возраста. Некоторые сдвиги рассекают каледонскую складчатую систему (Чингизский, Джалаир-Найманский разломы северо-западного простирания) или пересекают и каледонскую и герцинскую системы (субмеридиональный Центральнокзахстанский разлом, на юге приобретающий юго-восточное простирание). Позднегерцинские сдвиги и субширотные пологие надвиги на северной границе герцинской системы

(Спасская зона) образуют парагенез разрывных нарушений, по-видимому, обусловленный общим субмеридиональным сжатием области Казахского нагорья в конце палеозоя.

С начала мезозоя территория Казахского нагорья развивалась как область преобладающего слабого поднятия. Однако оно имело дифференцированный характер, особенно в раннем мезозое, и сопровождалось формированием отдельных впадин. Первая их генерация представлена небольшими по площади, но относительно глубокими (до 0,5—1 км) брахиморфными мульдами, выполненными верхнетриасовыми, ниже- и среднеюрскими лимническими угленосными отложениями. Часть их наследует (или возрождает) некоторые позднепалеозойские тектонические депрессии (например, Карагандинская мульда, приуроченная к одноименному прогибу, выполненному карбоном; Шубаркульская мульда в одной из грабен-синклиналей Сарысу-Тенгизской зоны; юрские мульды в Баканасской и других впадинах Балхаш-Илийского вулканического пояса); другие мульды (главным образом, в северо-восточной части каледонской системы, например Майкюбенская) несогласно наложены на структуры палеозойского фундамента.

Раннемезозойские отложения в некоторых впадинах заметно дислоцированы и срезаются разрывами взбросо-надвигового типа (например, на южном крыле Карагандинской мульды) (см. рис. 11, В). Отдельные раннемезозойские мульды погребены под кайнозойским чехлом Алакольской и Балхашской впадин и прилегающих к Казахскому нагорью участков Западно-Сибирской и Северо-Туранской плит. Как показал А. К. Бувалкин, раннемезозойские впадины и сопрягавшиеся с ними частные поднятия, впоследствии срезанные денудацией, связываются в систему выпуклых к северо-западу крутоизогнутых дуг (или «подков»), повторяющих дугообразные изгибы каледонской и герцинской складчатых систем Казахского нагорья.

Вторая, кайнозойская, генерация эпипалеозойских структур Казахского нагорья выражена более обширными и плоскими овальными и округлыми в плане впадинами (параплакосами), отложения которых разновозрастны верхней части плитного чехла окаймляющих его Западно-Сибирской и Северо-Туранской плит. К ним относятся Балхашская впадина (глубиной до 0,5—1,5 км в юго-восточных частях), связанная с ней на востоке Алакольская (глубиной до 1 км в южной части) и Тенгизская впадины; в последней мощность кайнозойского чехла не превышает 0,2—0,3 км, а его подошва не погружается ниже уровня моря. Первые две впадины в основном приурочены к юго-восточным участкам Балхаш-Илийского вулканического пояса, третья наследует позднепалеозойскую Тенгизскую впадину. Алакольская впадина связана на юго-востоке узким кайнозойским грабеном Джунгарских ворот с Джунгарской впадиной, приуроченной к одноименному срединному массиву в северо-западном Китае.

Большая часть площади Казахского нагорья по отношению к обрамляющим его молодым плитам и параплакосам представляет огромный плоский выступ — Казахстанский молодой щит (по терминологии некоторых исследователей), отдельные участки которого испытали в неоген-четвертичное время дифференцированное поднятие амплитудой до 0,5—1 км. Юго-восточная часть Чингиз-Тарбагатайской зоны и антиклинорий Джунгарского Алатау подверглись в эту эпоху более резкой тектонической активизации и сводово-глыбовым воздыманиям соответственно до 2—3 и 3—4 км. Ограничивающий поднятие Джунгарского Алатау с северо-востока и разделяющий Алакольскую

и Балхашскую впадины Джунгарский разлом северо-западного простираения (позднепалеозойский правый сдвиг) был в позднем кайнозое омоложен, и по нему произошли взбросо-правосдвиговые смещения амплитудой не менее 1—2 км. Значительные смещения произошли и по другим взбросо-сдвигам северо-западного и субширотного простираения, ограничивающим и осложняющим новейшую структуру поднятия Джунгарского Алатау.

Глубинное строение и геофизические поля. Земная кора в пределах Казахского нагорья повсеместно имеет континентальный характер. Наименьшей мощностью (35—40 км) отличается она в Балхашской и Алакольской впадинах. От 40 до 45 км составляет мощность коры в остальных районах Прибалхашья, в Тенгизской, Джекказганской впадинах и в разделяющей их Сарысу-Тенгизской зоне. В северной части каледонской системы (между Кокчетавским массивом и Карагандинской впадиной), в ее юго-западной (Бетпак-Дала) и юго-восточной (Чингиз) частях мощность коры возрастает до 45—50 км, а в северо-западной части Джунгаро-Балхашской герцинской системы — до 50—55 км. Наконец, в Джунгарском Алатау она достигает 55—60 км и даже более. Мощность «гранитно-метаморфического» слоя, как правило, находится в прямой зависимости от общей мощности коры. На наименьшей глубине (менее 15 км) поверхность Конрада располагается в Балхашской, Алакольской и западной части Тенгизской впадины, тогда как в районах с большей мощностью коры погружается ниже 25 км. Однако возможно, что за поверхность Конрада в разных районах принимаются несколько различные сейсмические границы.

Геоманнитное поле в пределах Казахского нагорья обладает пятнисто-полосовидным рисунком, причем ориентировка осей полосовидных или удлиненных аномалий в целом согласуется с простираением главных тектонических зон. Однако однозначной связи тех или иных аномалий магнитного поля с определенными крупными тектоническими структурами, особенно в каледонской части нагорья, не наблюдается, что, очевидно, указывает на залегание магнитовозмущающих масс ниже большинства выходящих на поверхность крупных литолого-стратиграфических комплексов. Лишь к Балхаш-Илийскому позднепалеозойскому вулканическому поясу приурочено поле положительных значений магнитных аномалий, а расположенная внутри него зона позднепалеозойской саякской складчатости (антиклинории Джунгарского Алатау и Северо-Балхашский) выражена полем отрицательных аномалий магнитного поля. Напротив, девонскому вулканическому поясу свойственно знакопеременное магнитное поле с резкими положительными аномалиями на его северном субширотном участке и отрицательными — на западном субмеридиональном.

Термический режим территории Казахского нагорья характеризуется величинами геотермического градиента от 10 до 20—25°/1000 м (в Балхашской впадине более 30°/1000 м) и довольно выдержанными средними значениями плотности теплового потока — от 35 до 50 мВт/м², которые лишь в Балхашской впадине и Джунгарском Алатау возрастают до 50—60 мВт/м². Почти вся территория Казахского нагорья асейсмична. Лишь в поднятении Джунгарского Алатау и на прилегающих к нему участках Балхашской и Алакольской впадин наблюдались землетрясения силой до 7—8 баллов и не исключены 9-балльные землетрясения.

Архей. Древнейшие на территории Казахского нагорья образования обнажаются в Кокчетавском массиве, где они выражены зерендинской серией, сложенной слюдяными и силлиманит-гранат-слюдяными сланцами, плагиогнейсами, эклогитами, гранулитами (свыше 9 км). Они представляют продукты глубокого регионального метаморфизма (гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций), претерпевшие повторные ретроградные изменения в связи с гранитизацией. Основание Улутауского массива сложено бектурганской серией плагиогнейсов, амфиболитов, слюдяных слюдяно-альбитовых сланцев и кварцитов (4—5 км), метаморфизованных в амфиболитовой и эпидот-альбит-амфиболитовой фациях и впоследствии (в конце раннего протерозоя) испытавших плагиогранитизацию. Аналогичными породами выражены разновозрастные образования в более мелких их выходах в пределах каледонской складчатой системы (в Ишкеольмесском антиклинории и Акбастауском поднятии в Бетпак-Дале).

Прямых данных о возрасте этих образований пока нет. Результаты радиогеохронологических исследований фиксируют лишь раннепротерозойское время процессов гранитизации и наложенного метаморфизма. Однако резкий скачок в степени метаморфизма между зерендинской серией и несогласно перекрывающими ее раннепротерозойскими породами и присутствие в них обломочных цирконов с абсолютным возрастом 3,3—3,6 млрд лет, очевидно, переотложенных из их фундамента, позволяют относить эту серию к архею. Бектурганскую серию и ее аналоги предположительно относят к архею — низам протерозоя.

Нижнепротерозойский комплекс выражен мощными сериями осадочно-вулканогенных образований, регионально-метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Они широко распространены в пределах остаточных срединных массивов и обнажаются в ядрах ряда антиклинальных зон каледонской и отчасти герцинской складчатых систем. Наиболее полный их разрез, изученный Л. И. Филатовой, Ю. А. Зайцевым, С. Б. Розановым в Улутауском массиве, состоит из трех серий. Основание нижней, аралбайской, серии слагает толща кварцитов, серицит-кварцевых сланцев и филлитов (до 1 км). Вышележащая большая ее часть (4—6 км) выражена порфироидами дацитового и липаритодацитового состава, альбитовыми сланцами, а также подчиненными им базальтовыми порфиритоидами, зелеными сланцами, филлитами, кварцитами, реже мраморами и железистыми кварцитами. Выше следует карсакпайская зеленосланцевая базальто-спилитовая джеспилитоносная серия (3—4 км). Она сложена порфиритоидами и зелеными сланцами, образовавшимися по базальтам, андезитобазальтам и их пирокластолитам, хлорит-кварц-серицитовыми филлитами, железистыми и безрудными кварцитами и реже мраморами. В ней выделяются 4 макроритма, начинающиеся метабазами и заканчивающиеся метатерригенными породами. Большая часть промышленных магнетитовых руд в южной части Улуту (Карсакпайском районе) связана со вторым микроритмом.

Несогласно на карсакпайской серии или на вулканогенно-терригенной жийдинской серии (стратиграфическом эквиваленте аралбайской и карсакпайской) в западной части Улутауского массива залегает майтубинская серия липаритовых порфиридов и разнообразных метатерригенных пород — полимиктовых конгломератов, полевошпатовых и существенно кварцевых сланцев, кварцитов и реже порфиритоидов,

железистых кварцитов и мраморов (5—10 км)¹. Эта серия на значительной площади интенсивно гранитизирована, превращена в гранито-гнейсы с возрастом 1,8 млрд лет и прорвана Карсакапайским массивом граносиенитов (около 1,7 млрд лет), что свидетельствует о проявлении событий свекофеннской тектономагматической эпохи.

В Кокчетавском массиве нижнепротерозойские образования представлены толщами порфиритоидов, порфиридов, серицит-хлорит-кварцевых и гематитовых, углистых, филлитовидных сланцев и мраморов (до 5 км). В Бетпак-Дале разрез нижнего протерозоя (более 5 км) начинается толщей кварцитов и серицит-кварцевых сланцев, которые сменяются толщами порфиридов, порфиритоидов, полевошпатовых сланцев, филлитов и зеленых сланцев. Аналогичные толщи обнажаются на Сарысу-Тенгизском водоразделе (до 7 км) в ядрах Ишкеольмесского и Ерментау-Ниязского антиклинориев системы каледонид. В герцинской Джунгаро-Балхашской системе выходы нижнего протерозоя приурочены к образовавшимся в пределах переработанного Балхашского массива антиклинориям Джунгарского Алатау и Актау-Моинтинскому. В последнем нижний протерозой выражен толщами кварцитов и серицит-кварцевых сланцев, чередующимися с пачками и толщами порфиридов (до 5 км).

Присутствие в основании разрезов нижнего протерозоя метатерригенных кварцито-филлитовых образований (Улутау, Бетпак-Дала) и их широкое развитие в вышележащих частях разрезов свидетельствуют о заложении раннепротерозойских прогибов на сиалическом фундаменте. В ходе последующего раздробления и горизонтального растяжения накапливались мощные толщи лав и пирокластолитов кислого и основного состава. Согласно С. Б. Розанову и Л. И. Филатовой, в западной части Казахского нагорья вырисовывается относительно широкий, протогеосинклинальный прогиб, который простирается в виде выпуклой к западу-югу-западу дуги через районы Кокчетавского, Улутауского массивов и Бетпак-Далу и ограничивался обширными поднятиями — Тургайским на западе и Балхашским на востоке.

Нижний-средний рифей и низы верхнего рифея. В ряде районов, Казахского нагорья разрез нижнего протерозоя «надстраивают» слабо-метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи нижнего-среднего (?) рифея. В Улутау и Сарысу-Тенгизской зоне они выражены несогласно залегающей на разных горизонтах нижнего протерозоя боздакской серией (до 3 км), сложенной в нижней части сланцами, порфиридами и порфиритоидами, а в верхней — доломитовыми мраморами со строматолитами, кварцитами, серицит-кварцевыми сланцами и филлитами. Аналогичные толщи известны в Кокчетавском массиве и Актау-Моинтинском антиклинории. Их накопление закончилось складчатыми деформациями, слабым метаморфизмом (в дорифейских образованиях — наложенным) и повторной гранитизацией в остаточных срединных массивах на рубеже 1—1,2 млрд лет.

Эти события завершили создание докембрийской коры континентального типа с развитым «гранитно-метаморфическим» слоем на территории будущей Казахстанской каледонской складчатой системы и по крайней мере части Джунгаро-Балхашской герцинской системы (в Балхашском массиве) и привели к временной тектонической стабилизации и накоплению на ряде участков Казахского нагорья толщ слабо-метаморфизованных кварцевых песчаников и кварцитов, несогласно нале-

¹ Существуют и другие трактовки соотношений нижнепротерозойских толщ Улутау.

гающих на разные горизонты архея, нижнего протерозоя и нижнегосреднего рифея. Эта кокчетавская серия (0,5—1,5 км) распространена в Кокчетавском массиве, Ерментау-Ниязском антиклинории, а ее аналоги — в Джунгарском Алатау и некоторых других районах. Слагающие ее белые мономинеральные кварциты, с реликтами горизонтальной или косо́й слоистости, с пропластками, обогащенными цирконом и рутилом, с прослоями серицит-кварцевых сланцев и реже мелкогалечных конгломератов рассматриваются как метаморфизованные высокозрелые терригенные осадки (фалаховая формация), накапливавшиеся в плоских мелководных прогибах в условиях относительно спокойного (квазиplatformенного) тектонического режима, выровненного рельефа и длительного перемыва обломочного материала.

Присутствие обломочных цирконов с минимальным возрастом 1—1,1 млрд лет и налегание на кокчетавскую серию толщ, принадлежащих к верхам верхнего рифея, позволяет датировать ее в интервале 1,1—0,85 млрд лет и относить к нижней части верхнего рифея. Кокчетавская серия сопоставляется с аналогичными фалаховыми толщами, лежащими в основании верхнего рифея Урала, Северного Тянь-Шаня и некоторых районов Алтае-Саянской области, что свидетельствует о широком региональном проявлении обстановки временной тектонической стабилизации в пределах Урало-Монгольского пояса в конце среднего — начале позднего рифея.

Верхняя часть верхнего рифея — венд. Во второй половине позднего рифея в области Казахского нагорья началось заложение геосинклинальных прогибов, развитие которых в одних его частях завершилось в конце ордовика или в силуре каледонской складчатостью, а в других (в Джунгаро-Балхашской герцинской системе) продолжалось до конца палеозоя. В западной части нагорья в позднем рифее — венде возникла система из нескольких дуговидно изогнутых зон грабенообразных прогибов, разделявшихся остаточными выступами доверхнерифейского основания. Одна из них включала нынешние Калмыккульский и Байконурский синклинории и продолжалась к юго-востоку в Каратау и Срединный Тянь-Шань, другие простирались к западу и юго-востоку от нее (Джалаир-Найманский прогиб).

Наиболее изученный и полный разрез Байконурского синклинория (к западу от массива Улутау) начинается с коксуйской серии липаритовых лав, игнимбригов и туфов, сочетающихся с толщами и пачками конгломератов и туфопесчаников (до 3 км). В некоторых других прогибах вулканы, принадлежащие верхам верхнего рифея, имеют контрастный базальт-липаритовый или в основном щелочно-базальтовый состав. Извержения и накопление грубообломочных отложений происходили в наземных условиях в грабенообразных прогибах, заложенных на доверхнерифейской континентальной коре в условиях ее раздробления, горизонтального растяжения и сильного прогрета, о чем свидетельствует характер вулканических продуктов, связанных целиком (порфиновые формации) или частично (контрастные базальт-липаритовые формации) с внутрикоровыми магматическими очагами. В южном Улутау за накоплением коксуйской серии на рубеже рифея и венда (650 млн лет назад) последовало внедрение щелочных гранитоидов.

Нижневендские образования залегают на верхнерифейских с перерывом. В Байконурском прогибе они выражены серией сероцветных конгломератов, песчаников, туфопесчаников, кремнистых туффитов и диабазов (до 1—1,5 км), которая к югу (в Каратау) фациально замещается красноцветными песчано-конгломератовыми толщами, а к северу (в Калмыккульском прогибе) — мощной (до 2 км) серией диа-

базов, яшм с толщей туффитов и туфоконгломератов в верхах, прорываемой субвулканическими телами габбро-диабазов. Следовательно, к северу нижевендские образования приобретают эвгеосинклинальный характер.

Верхний венд в Байконурском и Калмыккульском прогибах представлен в нижней части терригенно-кремнистой фосфатоносной толщей кварцевых гравелитов, углисто-кремнистых сланцев, углистых филлитов, алюмофосфатов (до 0,5 км), а в верхней части — мощной серией (до 1,5 км) пестроцветных песчано-глинистых пород с прослоями ленточно-слоистых известняков и доломитов и двумя горизонтами тиллитоподобных конгломератов, мощность которых варьирует от 10 до 400 м. Наличие этих пород, широко распространенных в разрезах венда Урало-Монгольского пояса, Восточно-Европейской платформы и многих других регионов, позволяет рассматривать улутаускую серию в качестве спарагмитовой формации и предполагать связь горизонтов тиллоидов с вендскими оледенениями. Однако некоторые исследователи считают, что эти грубообломочные горизонты отлагались в краевых зонах морских бассейнов у подножий смежных горных хребтов в фазы усиления подвижек по разделявшим их разломам. Маломощные верхневендские отложения, представленные карбонатными и обломочными толщами с тиллитоподобными конгломератами, известны также в Актау-Моинтинском антиклинории и Джунгарском Алатау. Они, по-видимому, могут рассматриваться в качестве чехла Балхашского срединного массива.

Кембрий-силур. В течение раннего палеозоя процесс деструкции континентальной коры, доходивший до возникновения отдельных зон с корой океанического типа, последовательно распространялся из краевых западных частей области Казахского нагорья в ее более восточные, внутренние части, что привело к разрушению центрального Балхашского ядра и распаду его на несколько небольших срединных массивов. Соответственно постепенно расширялась к востоку территория, в которой развивались геосинклинальные прогибы различных типов.

В самой западной — Кокчетавско-Каратауской — мезогеосинклинальной зоне ранних каледонид, где геосинклинальные прогибы (Байконурский, Калмыккульский, Марьевский, Петропавловский и др.) были заложены еще в позднем рифее — венде, в течение кембрия и ордовика накапливались осадочные и местами вулканогенно-осадочные толщи. В более восточной — Степнякско-Кирейской — эвгеосинклинальной зоне заложение прогибов происходило в кембрии — раннем ордовике, и в разрезах нижнего палеозоя важнейшая роль принадлежит вулканогенно-кремнистым толщам. В обеих зонах силур практически отсутствует или местами выражен несогласно залегающими молассовыми толщами.

Еще восточнее, в Ерментау-Чу-Илийской и Чингиз-Тарбагатайской зонах поздних каледонид эвгеосинклинальные прогибы также закладывались в кембрии или раннем ордовике, но развитие их продолжалось до середины силура. Разрезы этой подсистемы включают осадочно-вулканогенные толщи нижнего палеозоя и нижнего силура, а местами также молассы верхнего силура. В отдельных зонах присутствуют верхнекембрийско-нижнеордовикские офиолитовые комплексы.

Наконец, в герцинской Джунгаро-Балхашской системе заложение эвгеосинклинальных прогибов происходило в ордовике, а их развитие в разных зонах продолжалось до конца раннего девона, до раннего карбона или до конца палеозоя. Соответственно в них распространены непрерывные разрезы вулканогенно-осадочных толщ ордовика и силу-

ра и присутствуют офиолитовые комплексы, становление которых началось в раннем ордовике.

В Байконурском и Қалмыккульском прогибах Қокчетавско-Қаратауской мезогеосинклинальной зоны кембрий, согласно залегающий на венде, выражен кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами, перекрытыми пачкой известняков и фосфатно-баритовых пород. Эти мало-мощные (0,2—0,4 км) относительно глубоководные отложения накапливались в условиях некомпенсированного опускания, свойственного лептогеосинклинальным прогибам. Нижний и низы среднего ордовика (лланвирнский ярус) в Байконурском прогибе сложены также мало-мощными (0,1—0,2 км) кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами, но в Қалмыккульском прогибе они замещаются мощными (до 2—3 км) толщами основных вулканитов, яшм (с марганцевыми рудами) и терригенных пород. Верхи среднего и верхний ордовик в обоих прогибах выражены мощными (до 2—3,5 км) флишоидными и выше — молассоидными песчано-алеврито-глинистыми толщами с прослоями конгломератов и андезитобазальтовых лав. Интенсивная аккумуляция обломочного материала, сносившегося со смежных поднятий в среднем-позднем ордовике, компенсировала погружение (до 4—7 км), происходившее на протяжении раннего палеозоя.

Кембро-ордовикские отложения совместно с подстилающими их верхнерифейско-вендскими испытали складчатые деформации в конце ордовика и вместе с докембрийскими комплексами в смежных поднятиях были прорваны штоками и батолитами гранодиоритов и гранитов, в том числе Зерендинским батолитом в Қокчетавском массиве. В более восточной, Степнякско-Кирейской, эвгеосинклинальной зоне ранних каледонид в разрезе Ишкеольмесского антиклинория, а также в Селетинском синклинории, согласно Ю. А. Зайцеву (1984), кембрий и тремадок представлены мощными (до 3 км) яшмо-базальтовыми, выше трахибазальт-трахидацитовыми и андезитобазальтовыми толщами с подчиненными пачками доломитов и известняков в основании и верхах разреза. В середине раннего ордовика, между тремадоком и аренигом, происходит перестройка структурного плана, закладываются новые прогибы. Арениг и лланвирн выражены песчано-яшмо-фтанитовыми и флишоидными терригенными толщами (до 2 км) с остатками конодонтов.

После новой перестройки структурного плана в конце среднего — позднем ордовике в Степнякском прогибе накапливались очень мощные (5—6 км) толщи базальтовых и андезитобазальтовых лав и пирокластолитов, чередующиеся и латерально замещающиеся терригенными толщами, включающими олистолиты кембрийских известняков. Близкий тип строения нижнего палеозоя прослеживается через Кирейское поднятие в зоне Сарысу-Тенгизского водораздела в Джалаир-Найманский прогиб. В Степнякском синклинории нижний палеозой несогласно перекрывается красноцветными молассовыми толщами нижнего силура.

Еще восточнее, в Ерментау-Чу-Илийской эвгеосинклинальной зоне поздних каледонид, разрез нижнего палеозоя местами начинается либо с терригенно-кремнистых или базальтово-кремнистых кембрийских толщ, либо с охарактеризованного конодонтами и трилобитами нижнего ордовика, который в Ерментау-Ниязском антиклинории несогласно перекрывает докембрийский метаморфический фундамент. В Майкаинской, Бошекульской подзонах в основании нижнего ордовика или в тектонических взаимоотношениях с ним наблюдаются выходы гипербазитов, габброидов и диабазов офиолитовой ассоциации, что позволяет предполагать раздвижки и новообразование зон с корой океаниче-

ского типа в основании некоторых ордовикских прогибов. Нижний и низы среднего ордовика (лланвирн) в Ерментау-Чу-Илийской зоне выражены мощными (до 1,5—3 км) терригенно-кремнистыми толщами (полимиктовые и кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, фтаниты, яшмы), местами с подчиненными вулканитами толеит-базальтового состава (акдымская серия в Ерментау). Они перекрываются мощными (1—4 км) терригенными флишоидными и олистостромовыми толщами верхов среднего — верхнего ордовика, а местами вулканогенными и вулканогенно-кремнистыми толщами базальтоидного или андезитодацитового состава.

В остаточных прогибах ордовик согласно перекрывается нижнесилурийскими красноцветными (континентальными) или сероцветными (морскими) молассами, обломочный материал которых сносился из Степнякско-Кирейской зоны ранних каледонид, либо граувакковыми позднегеосинклинальными толщами. К верхнему силуру предположительно относятся немые пестроцветные молассовые толщи, залегающие в основании девона.

В Чингиз-Тарбагатайской зоне распространены мощные (до 4,5 км) фациально изменчивые вулканогенно-кремнистые и терригенные толщи нижнего-среднего кембрия. Основание их достоверно неизвестно, но наличие небольших блоков докембрийских (?) метаморфических пород (горы Муржик, Эдрей, Акчатау) и присутствие кварцево-обломочного материала в кембрийских отложениях западной части Чингизской зоны позволили Ю. А. Зайцеву предполагать заложение эвгеосинклинальных прогибов этой зоны в кембрии в результате деструкции континентальной коры. Несогласное залегание маломощного терригенно-карбонатного верхнего кембрия указывает на проявление в Чингизской зоне салаирской складчатости. Нижний — низы среднего ордовика выражены мощной терригенно-яшмовой толщей, а верхи среднего и верхний ордовик — терригенными флишоидными толщами (4—5 км) и вышележащей толщей андезитов и андезитодацитов (1—1,5 км). Выше залегают нижнесилурийские красноцветные молассовые толщи конгломератов и песчаников (4 км), несогласно перекрывающиеся нижним девонем. Чингизская фаза складчатости в середине силура сопровождалась внедрением гранодиоритовых интрузий.

В ряде районов Джунгаро-Балхашской герцинской системы кембрий и нижний ордовик выражены карбонатными либо терригенно-карбонатными отложениями небольшой или умеренной (до 1—1,5 км) мощности. Местами эти породы присутствуют в переотложенном виде в качестве обломков в более молодых отложениях, в частности в некоторых ордовикских олистостромовых толщах. Возможно, некоторые участки будущей Джунгаро-Балхашской системы были приподняты и подвергались размыву. Сильная, но неравномерно проявившаяся на площади Балхашского массива деструкция континентальной коры, приведшая в ряде раздвиговых зон к новообразованию «рвов» с корой океанического типа, произошла в раннем — начале среднего ордовика. О ней свидетельствуют офиолитовые комплексы Тектурмасской и Северо-Балхашской антиклинальных зон, выраженные серпентинитовым меланжем с протрузивными телами серпентинизированных гипербазитов, габброидами, плагиогранитоидами, дайками и силлами долеритов, а также толеитовыми базальтами и яшмами. Верхняя, яшмо-базальтовая часть офиолитовой ассоциации Тектурмасской зоны — уртынжальская серия (1,5 км) — в прошлом предположительно относилась к рифею или кембрию, однако в последние годы по находкам конодонтов установлена принадлежность ее и аналогичных ей базальтово-кремни-

стых толщ Северо-Балхашской зоны Джунгаро-Балхашской системы к среднему ордовику. Выше залегают кремнисто-терригенные и вулканогенно-яшмо-фтанито-граувакковые, а также олистостромовые (с олистолитами и олистоплаками среднеордовиковских яшм) толщи верхнего ордовика, согласно перекрываемые кремнисто-терригенными и терригенными морскими отложениями силура и терригенными отложениями нижнего девона. Их общая мощность достигает 10—12 км.

Наряду с подобными зонами в Джунгаро-Балхашской системе в ордовике-силуре существовали более стабильные блоки (слабо опускавшиеся остаточные массивы), в которых офиолиты отсутствуют, вулканы имеют более пестрый, в том числе кислый, состав, а общая мощность отложений измеряется первыми километрами.

Девон. Девонские образования характеризуются в Казахском нагорье широким распространением и большим разнообразием состава и фациальных особенностей. На большей части его площади различаются три основных стратиграфических комплекса — нижнедевонский, среднедевонско-франкий и фаменский, и лишь во внутренних частях Джунгаро-Балхашской герцинской системы нижний, средний девон и франкий ярус образуют единую серию отложений. По характеру строения девонских образований область Казахского нагорья можно разделить на следующие зоны: 1) каледонская система (вне вулканического пояса); 2) девонский краевой вулканический пояс с внешней и внутренней подзонами; 3) внешняя (северо-западная) часть Джунгаро-Балхашской герцинской системы, испытывавшая в девоне тельбесскую складчатость; 4) ее внутренняя часть, где эта складчатость не проявилась.

Возраст континентальных раннедевонских и среднедевонско-франских вулканогенно-осадочных образований, распространенных в пределах девонского вулканического пояса и прилегающих к нему с севера и запада территорий эпипалеозойского срединного массива, устанавливается по многочисленным находкам остатков рыб, наземных растений, а также по радиоизотопным датировкам вулканитов из этих толщ и прорывающих их гранитоидов. В наиболее широкой и выдержанной по простиранию внешней зоне девонского вулканического пояса на нижнепалеозойских, а в пределах поздних каледонид — и на нижнесилурийских сильнодеформированных образованиях несогласно залегают мощный комплекс наземных эффузивов и пирокластолитов нижнего девона (рис. 12). В нем выделяются две толщи. Нижняя толща сложена базальтовыми, андезитобазальтовыми, андезитовыми, реже дацитовыми порфиритами и их туфами, а также туфогенно-обломочными и обломочными (конгломераты и песчаники) породами. Она выполняет полуизолированные вулканотектонические впадины, и ее мощность варьирует от 0 до 2—2,5 км. Верхняя толща, сложенная игнимбритами, туфами и лавами липаритового и липаритодацитового состава, изредка андезитобазальтовыми порфиритами, с подчиненными туфопесчаниками и конгломератами, мощностью до 1,5—3 км (в кальдерах — до 5 км) образует сплошной покров, налегающий на нижнюю толщу или на девонский фундамент. Нижнедевонский вулканический комплекс прорывают тела гранодиоритов и гранитов предэйфельского или раннеэйфельского возраста, комагматичные вулканитам верхней толщи.

Выше с разрывом и слабым несогласием, отражающим деформации тельбесской фазы, залегают комплекс наземных вулканитов среднего девона и франского яруса верхнего девона. Его нижняя часть сложена лавами и пирокластолитами базальт-андезит-липаритового

состава (1—3 км), в верхней преобладают туфы, игнимбриты и лавы липаритоацитов (1—2 км). Этот комплекс в отличие от нижнедевонского распространен не на всей площади вулканического пояса (в основном в его восточном, Причингизском, сегменте) и характеризуется более значительными изменениями состава вдоль его простираия и нередко несколько повышенной щелочностью (трахиандезиты). Как и в нижнем комплексе, они сопровождаются туфогенно-осадочными и

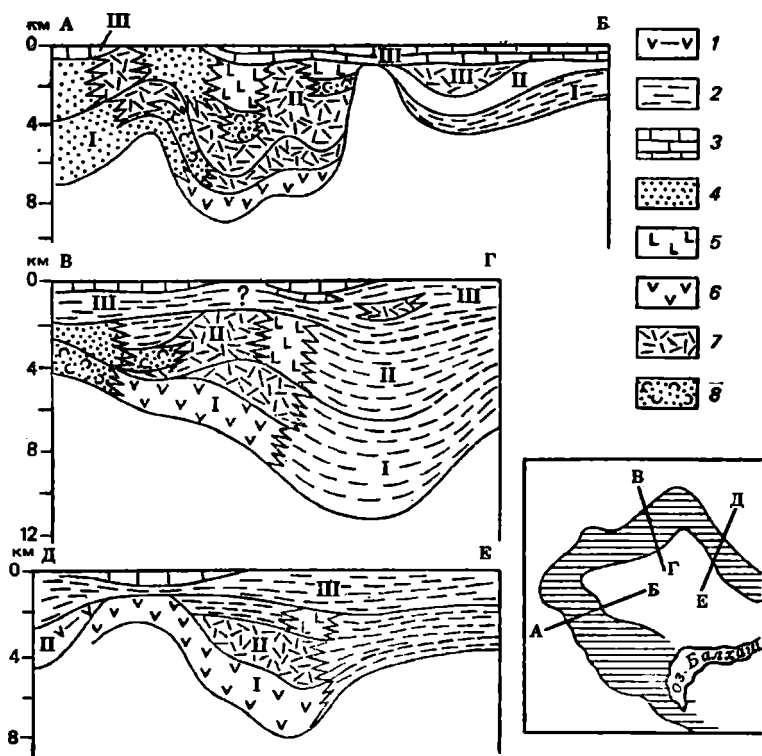


Рис. 12. Изменения мощностей и состава девонских образований в Казахском девонском вулканоплутоническом поясе и его обрамлении (по М. К. Бахтееву, 1987):

1 — геосинклинальные (островодужные) терригенно-вулканогенные формации; 2 — геосинклинальные и субплатформенные осадочные существенно терригенные (флишонады) формации (окраинных и внутренних морей); 3 — то же, существенно карбонатные; 4 — орогенная молассовая формация внутренних впадин; 5—8 — орогенные вулканогенные формации вулканоплутонического пояса; 5 — существенно базальтоидные; 6 — существенно риолитоидные; 7 — существенно андезитовдые; 8 — вулканогенно-молассовые; I, II, III — соответственно ниже, средне- и верхнедевонские образования. На врезке — положение формационных разрезов

обломочными породами молассового типа и прорываются новой генерацией гранитоидных плутонов предфаменского возраста. Во время формирования вулканогенных комплексов внешняя зона представляла собой вулканическое нагорье, состоявшее из многочисленных вулканов центрального типа и подвергавшееся интенсивному размыву. Территория его испытывала неравномерное вулканотектоническое проседание, скорость которого, однако, уступала скорости аккумуляции вулканического материала.

Узкая внутренняя подзона вулканического пояса выражена лишь в среднем и восточном его сегментах. В ней на силурийских морских

терригенных отложениях согласно залегают толщи лав, пирокластических и туфогенно-осадочных пород, накопившиеся в прибрежных и подводных условиях и переходящие в глубь Джунгаро-Балхашской системы в существенно терригенные морские отложения. Состав вулканического материала и общая стадийность вулканического процесса в этой подзоне близки к таковым во внешней подзоне.

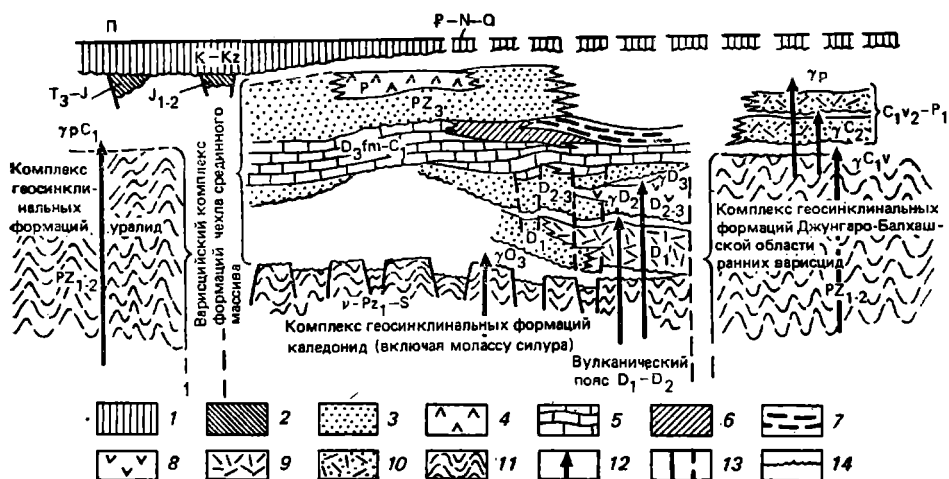


Рис. 13. Соотношения вариссийского комплекса формаций чехла эпикаледонского среднего массива Казахстана с каледонским фундаментом и геосинклинальными комплексами варисцид Урала и Джунгаро-Балхашской области (по О. А. Мазаровичу, 1976, с упрощениями и изменениями):

1—9 — формации: 1 — платформенные, 2 — угленосные и вулканогенно-осадочные, 3 — молассовые (D и PZ₃), 4 — эвапоритовая, 5 — морская карбонатная, 6 — морская терригенно-карбонатная, 7 — угленосная C₁; 8 — девонская вулканогенная верхняя, 9 — то же, нижняя; 10 — наземный вулканогенно-осадочный комплекс Джунгаро-Балхашской области; 11 — комплексы геосинклинальных формаций; 12 — гранитоиды; 13 — разломы в фундаменте и чехле среднего массива; 14 — поверхности несогласий и размыва

К западу, северу и северо-востоку от девонского вулканического пояса, т. е. в пределах эпикаледонского срединного массива, нижнедевонские континентальные образования распространены сравнительно ограниченно (рис. 13). Вблизи вулканического пояса накапливался мощный (0,5—3 км) шлейф красноцветных молассовых отложений конгломерато-песчанико-алевролитового состава, включающий отдельные покровы и силлы андезитобазальтов и пачки пирокластических пород. Эти образования, нижние горизонты которых, возможно, принадлежат к верхнему силуру, сохранились в относительно крупных унаследованных впадинах в зоне поздних каледонид (Шидертинская впадина и пр.). В большем удалении от вулканического пояса в зоне ранних каледонид нижнедевонские наземные молассы и вулканы основного и кислого состава присутствуют в отдельных небольших наложенных впадинах и грабенах. В некоторых районах (Кокчетавский массив, Сарысу-Тенгизская зона) известны тела предсреднедевонских гранитоидов.

Значительно шире распространены в каледонидах континентальные молассовые красноцветные толщи среднего девона и франского яруса. Первоначально они слагали почти сплошной плащ пролювиальных, аллювиальных и отчасти озерных отложений, обломочный материал которых сносился с возвышенностей вулканического пояса и с

некоторых поднятий в пределах каледонид, но сохранились в многочисленных наложенных впадинах в раннекаледонской и унаследованных — в позднекаледонской зоне. Континентальные красноцветные молассы франского возраста (до 0,5 км) частично покрывают и внешнюю зону среднего сегмента вулканического пояса.

В Чингизской зоне девонские образования выполняют ряд овальных впадин, несогласно наложенных на позднекаледонский складчатый фундамент. Они выражены двумя вулканогенными сериями — нижнедевонской (до 3—5 км) и среднедевонско-франской с терригенными отложениями в ее верхах (1 км), по составу и общей последовательности различных типов вулканитов близкими к таковым девонского вулканического пояса. Не исключено, что первоначально Чингизская зона входила в состав восточного его сегмента, но вследствие наложенных герцинских складчато-глыбовых деформаций и общего геосинклинального воздымания и размыва этой зоны в конце среднего — позднем палеозое девонские вулканогенные толщи сохранились в ней лишь в виде фрагментов.

Трансгрессивно залегающие фаменские отложения вместе с нижнекаменноугольными слагают средний ярус чехла эпикаледонского срединного массива, выраженный существенно морскими терригенно-карбонатными отложениями. В северо-западной его части (Кокчетавский массив, прилегающие к нему каледонские складчатые зоны и большая часть Тенгизской впадины) фаменские отложения отсутствуют, в северо-восточной (Целиноград-Баянаульский район и Чингиз) — выражены относительно маломощными (0,1—0,3 км) толщами мелководных кораллово-брахиоподовых известняков с пачкой базальных конгломератов и аркозовых песчаников, сохранившимися в отдельных небольших впадинах. В Сарысу-Тенгизском районе мощность фаменского яруса (как и карбонатных отложений нижнего карбона) резко возрастает (до 1—1,5 км), местами в нем появляются пачки более глубоководных глинисто-кремнисто-карбонатных отложений, что дало основание Ю. А. Зайцеву рассматривать этот район в качестве наложенного среднепалеозойского миогеосинклинального прогиба.

В юго-западной части Казахского нагорья трансгрессивно залегающие на докембри Улугауского и Мойынкумского массивов фаменские отложения (до 0,5 км) сложены красно- и пестроцветными песчаниками и алевролитами, сменяющимися кверху лагунной карбонатно-сульфатно-галитовой толщей. Аналогичная красноцветно-эвапоритовая толща накапливалась у северного края Сарысу-Тенгизского прогиба. Вдоль границы эпикаледонского массива с герцинской Джунгаро-Балхашской системой прибрежно-морские и мелководные карбонатные отложения сменяются глубоководными глинисто-кремнисто-карбонатными и вулканогенно-осадочными отложениями застойных впадин, с которыми связаны стратиформные месторождения эксгальциционно-осадочных железомарганцевых руд (Каражал и др.). Последние формировались также в красноцветных терригенных толщах на южном краю Сарысу-Тенгизского прогиба (Джезды).

В Джунгаро-Балхашской системе девон согласно залегает на силуре и представлен существенно терригенными отложениями. В ее северо-западной части, где проявилась тельбесская складчатость, в разрезе девона выделяются три комплекса: 1) нижнедевонский, выраженный мощными (до 3—5 км) морскими песчано-глинистыми толщами, которые в сторону вулканического пояса фациально замещаются терригенно-вулканогенными; 2) залегающий с угловым несогласием среднедевонско-франский, сложенный красноцветными терриген-

ными и терригенно-вулканогенными толщами молассового типа, обломочный материал которых состоит из продуктов размыва тельбесских поднятий; 3) трансгрессивно залегающий фаменский, представленный мощной карбонатной толщей, а в некоторых узких линейных зонах (Успенская и др.) — глубоководными глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями с резко подчиненными им основными эффузивами. Во внутренней части системы девон выражен единой мощной серией морских терригенных, местами туфогенно- или вулканогенно-терригенных отложений, а в крайней юго-восточной части значительную роль в разрезе среднего и верхнего девона играют также кремнистые породы (фтаниты, яшмы). Тектурмасская и Северо-Балхашская зоны, к которым приурочены ордовикские офиолитовые комплексы, испытывали в среднем-позднем девоне воздымание и служили источниками терригенного материала.

Нижний карбон на большей части территории каледонид залегает на фаменском ярусе согласно и выражен преимущественно мелководными органогенными и пелитоморфными известняками, окремнелыми известняками, мергелями турнейского и нижней части визейского яруса (до 0,5 км, в Сарысу-Тенгизском прогибе до 2 км), которые кверху сменяются терригенно-карбонатными и песчано-алевритоглинистыми отложениями поздневизейского и серпуховского возраста (до 0,5—1 км). В северо-западной части Казахского нагорья (в Тенгизской впадине) нижний карбон налегает непосредственно на каледонский фундамент и целиком или частично выражен мало мощными терригенными красно- и пестроцветными отложениями. В Джезказганско-Чуйской впадине нижний карбон представлен карбонатно-сульфатной, с линзами соли, толщей турнейского яруса (до 0,5 км) и карбонатно-терригенными, в верхах пестроцветными отложениями визейского и серпуховского ярусов (1—1,5 км).

На северо-востоке между Карагандой и Экибастузом морские терригенно-карбонатные отложения верхнего визе и серпуховского яруса фациально замещаются терригенными угленосными толщами — параллическими в Карагандинском прогибе и лимническими в более северных районах. Они достигают максимальной мощности (до 2 км) в Карагандинском прогибе, расположенном у северного края Джунгаро-Балхашской системы, откуда в него поступал в поздневизейско-серпуховское время, после саурской фазы складчатости, обломочный материал. Кверху параллические угленосные отложения сменяются в Карагандинском прогибе средне- и верхнекаменноугольными лимническими (до 1,5 км), в кровле которых залегают пестроцветные безугольные терригенные отложения верхов верхнего карбона. Карагандинский угольный бассейн включает большое число (до 60) угольных пластов относительно небольшой мощности, в основном приуроченных к верхней части визейского и серпуховскому ярусу (ашлярикская и карагандинская свиты) и верхней части среднего и верхнему карбону (долинская и тентекская свиты). К северу и северо-востоку от этого бассейна мощность угленосной серии, присутствующей в ряде небольших мульд, и число угольных пластов сокращаются в несколько раз, но мощность некоторых из этих пластов резко возрастает (до 100 м в Экибастузской мульде). Верхи карбона во многих мульдах отсутствуют.

В северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы турнейские и нижневизейские отложения выражены карбонатными, кремнисто-карбонатными, карбонатно-терригенными толщами, сильно размытыми в эпоху саурской складчатости. Верхневизейско-серпуховские

континентальные терригенно-вулканогенные образования залегают с перерывом и несогласием. Во внутренней части этой системы нижний карбон выражен терригенными, кремнистыми (в Северо-Джунгарской зоне) отложениями и кислыми вулканитами.

Верхний палеозой (средний, верхний карбон и пермь) представлен в Казахском нагорье тремя главными типами разрезов. В пределах каледонской системы это молассоидные красно-, пестро- и сероцветные, существенно терригенные отложения аллювиально-пролювиального и озерного генезиса, сложенные песчаниками, гравелитами, алевролитами, аргиллитами с прослоями конгломератов, а также озерных мергелей, известняков, местами сульфатов и хлоридов, образующие верхний ярус чехла эпикаледонского срединного массива. Главные районы его накопления — обширные Тенгизская и Джезказганско-Чуйская впадины, частично скрытые под мезокайнозойским плитным чехлом. Сарысу-Тенгизская зона, в девоне и раннем карбоне испытывавшая глубокое погружение, со среднего карбона была вовлечена в дифференцированное поднятие и служила одним из основных источников сноса обломочного материала. В среднем-позднем карбоне, как уже говорилось, продолжалось погружение в Карагандинском прогибе и некоторых других более мелких впадинах в северной и северо-восточной частях каледонской системы. К средне-верхнекаменноугольным аллювиально-дельтово-озерным отложениям Джезказганской впадины относится толща серо-зеленых и красно-бурых песчаников, заключающая крупное гидротермально-осадочное стратиформное месторождение медных руд, приуроченных к ряду пластов серо-зеленых песчаников, а к пермским отложениям — соленосная толща с пластами галита, глауберита и тенардита.

В Джунгаро-Балхашской системе верхнепалеозойские образования, выполняющие впадины Балхаш-Илийского вулканического пояса, принадлежат к мощному наземному вулканогенному комплексу. Нижняя его часть (каркаралинская свита) относится к верхнему визе и серпуховскому ярусу. В Тектурмасской впадине она сложена лавами и туфами андезитов и андезитобазальтов, выше — дацитов и липаритов, а также туфопесчаниками и конгломератами (до 1—1,5 км). С перерывом и слабым несогласием выше залегают лавы и пирокластолиты андезитового, андезитобазальтового и базальтового состава (до 0,8 км), в свою очередь перекрываемые игнимбритами, туфами и лавами трахилипаритов, липаритов и дацитов (до 1—2 км). Эти толщи, судя по остаткам флоры и радиоизотопным датировкам, принадлежат среднему-верхнему карбону. Далее с перерывом и некоторым несогласием следуют относимые к верхам карбона — нижней перми толща липаритовых и трахидацитовых игнимбритов, туфов, лав с подчиненными потоками андезитобазальтов (до 1—2 км) и толща трахилипаритовых, трахиандезитовых и трахибазальтовых лав и пирокластолитов с прослоями конгломератов и туфопесчаников (до 1,2 км).

Приведенная последовательность не вполне выдерживается в других районах вулканического пояса, но в целом ему свойственны ассоциации пород андезитобазальтового и дацитилипаритового состава в изменчивых соотношениях и общая тенденция к повышению щелочности и содержания калия к верхам вулканического комплекса. Самые верхние его горизонты, принадлежащие верхней перми и низам триаса, присутствуют в Баканасской впадине и выражены контрастной трахилипарит-базальтовой толщей (1,5—2 км). Строение комплекса осложняют многочисленные центральные вулканы, кальдеры, обширные вулканотектонические депрессии.

На протяжении позднего палеозоя и раннего триаса происходило также становление комагматических кислым вулканитам крупных гранитоидных массивов; с ними связаны месторождения меднопорфировых руд, приуроченных к вторичным кварцитам в зонах контактов с кислыми эффузивами. Наземные вулканические образования позднепалеозойско-раннетриасового возраста известны также в некоторых районах эпикаледонского срединного массива — в Сарысу-Тенгизской зоне, к востоку и северо-востоку от Караганды и пр. Это небольшие покровы и субвулканические тела, сложенные кайнотипными породами трахипаритового, трахитандезитового состава, перекрывающими или прорывающими девонские вулканиты.

Во внутренней части Джунгаро-Балхашской системы, в Северо-Балхашской, Северо-Джунгарской зонах присутствуют морские терригенные, а в Центральноджунгарской зоне — вулканогенно-терригенные толщи среднего-верхнего карбона и низов перми.

В течение триаса происходило денудационное выравнивание расчлененного рельефа Казахского нагорья, созданного позднегерцинскими деформациями и наземными извержениями, а в позднем триасе в связи с гумидизацией климата началось широкое развитие кор химического выветривания. Движения конца триаса — ранней юры создали ряд впадин (Байконурская, Карагандинская, Қойтасская, Майкюбенская, Курайлинская, Нижнеилийская, Алакольская и др.), в которых накопились толщи лимнических угленосных отложений, принадлежащих верхам триаса (рэтскому ярусу), лейасу и доггеру. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами пролювиального, аллювиального, озерного и болотного генезиса, заключающими многочисленные, нередко мощные пласты бурых углей. Наибольшей мощности (до 1,5—2 км) эти толщи достигают в Карагандинской и Майкюбенской впадинах.

Меловые отложения, так же как и палеогеновые, в основном распространены по периферии Казахского нагорья. На отдельных участках нагорья известны маломощные верхнемеловые терригенные осадки, как континентальные, так и морские (севернее Целинограда), а также коры выветривания мелового возраста. С переотложением продуктов латеритной коры выветривания в карстовых пустотах фаменских известняков связано Тургайское месторождение позднемеловых бокситов на западной окраине нагорья. В Тенгизской и некоторых других эрозионно-тектонических депрессиях присутствуют маломощные (менее 50 м) континентальные породы палеогена — белые каолиновые глины, пестрые песчанистые глины, иногда с прослоями и гнездами бурых железняков, кварцевые пески и сливные кварцитовидные песчаники, а также олигоценовые коры выветривания. Более широко, главным образом в эрозионных и эрозионно-тектонических понижениях рельефа, распространены маломощные неогеновые отложения — зеленовато-серые монтмориллонитовые гипсоносные глины аральской свиты (нижний-средний миоцен) и красно-бурые и пестроцветные глины павлодарской свиты (верхний миоцен — низы плиоцена), а также преимущественно песчаные аллювиальные отложения верхнего плиоцена. Четвертичный покров выражен аллювиальными, пролювиальными и озерными осадками, наиболее широко распространенными в Алакольской, Балхашской и Тенгизской депрессиях.

От неогеновых и четвертичных континентальных отложений большинства районов Казахского нагорья резко отличаются своим грубообломочным составом (с большой ролью конгломератов и галечников) и значительными суммарными мощностями (до 1 км и более)

континентальные молассовые толщи, выполняющие предгорные впадины по периферии горного сооружения Джунгарского Алатау и небольшие впадины и грабены внутри последнего.

Магматизм

Если не считать первично-магматических пород в составе глубокометаморфизованного архейского фундамента, то наиболее древние известные нам проявления магматизма в пределах Казахского нагорья относятся к раннему протерозою и выражены в основном дацитовыми и липаритодацитовыми лавами и туфами, являющимися, по-видимому, продуктами выплавления из протоконтинентальной коры. Ее частичная деструкция привела в дальнейшем к излияниям базальтов и андезитобазальтов карсакапайской серии, связанным с поступлением основных расплавов по глубоким трещинам из верхов мантии. Затем вновь возобновились мощные извержения существенно кислых вулканитов корового происхождения, завершившиеся в конце раннего протерозоя региональным метаморфизмом, гранитизацией и становлением массивов граносиенитов. В раннем рифее в некоторых районах западной части Казахского нагорья возобновились извержения вулканитов контрастного состава, закончившиеся в конце среднего рифея повторным метаморфизмом, гранитизацией и становлением массивов гранитоидов.

Заложение каледонских геосинклинальных прогибов в западной части Казахского нагорья в позднем рифее сопровождалось наземными извержениями вулканитов липаритового или контрастного липарит-базальтового, реже щелочно-базальтового состава и местами трещинными интрузиями щелочных гранитоидов. Дальнейшее углубление этих прогибов в венде было отмечено подводными базальтовыми излияниями, наиболее мощными в Калмыккульском прогибе. Новые вспышки основного вулканизма в этом прогибе имели место в ордовике. Более интенсивные извержения базальтовых, андезитобазальтовых, трахибазальтовых лав происходили в кембрии, тремадоке и позднем ордовике в прогибах более восточной — Степнякско-Кирейской эвгеосинклинальной зоны ранних каледонид. В некоторых прогибах еще более восточной, позднекаледонской, мегазоны в кембрии накапливались базальтово-кремнистые толщи. В других ее зонах (Бошекульской, Майкаинской) в конце кембрия — начале ордовика происходили раздвижки коры и формировался меланократовый фундамент, о котором свидетельствует развитие ультраосновных и основных пород офиолитовой ассоциации. Извержения и накопление кремнисто-вулканогенных толщ в различных зонах поздних каледонид происходили в раннем-среднем и позднем ордовике. В раннекаледонской мегазоне в конце ордовика, а в позднекаледонской в силуре формировались многочисленные гранодиоритовые и гранитные плутоны, в том числе крупнейший Зерендинский батолит в Кокчетавском массиве.

В Джунгаро-Балхашской герцинской системе деструкция континентальной коры в раннем — начале среднего ордовика привела к новообразованию меланократового фундамента в Тектурмасской и Северо-Балхашской зонах, характеризующихся широким развитием офиолитовой ассоциации. Извержения базальтов, а в некоторых зонах и более кислых вулканитов в этой системе продолжались до конца ордовика.

В целом ордовикский период характеризовался мощными проявлениями подводного геосинклинального вулканизма с резким преобладанием базальтовых и андезитобазальтовых извержений в пределах

как каледонской, так и герцинской системы. Напротив, силурийский период был отмечен почти повсеместным прекращением вулканической активности.

Очень мощные вспышки наземных извержений в пределах краевого вулканического пояса, в основном наложенного на дугообразную зону каледонской складчатой системы, пограничную с герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклиналью, имели место в раннем девоне. После тельбесской тектонической фазы наземные извержения на большей части площади вулканического пояса возобновились в среднем девоне и продолжались в начале позднего девона. Оба цикла девонского вулканизма начинались с накопления «непрерывных» базальт-андезит-дацит-липаритовых формаций и заканчивались извержениями кислых (липаритодациты, липариты) вулканитов и становлением коматичных им интрузивных тел гранодиоритового и гранитного состава. Первые, вероятно, являются продуктами дифференциации глубоинной базальтовой магмы и ее взаимодействия с веществом коры, вторые выплавлялись из внутрикоровых очагов.

Фаменский век и начало карбона характеризуются прекращением или ослаблением вулканической активности. Саурская фаза складчатости в середине раннего карбона в северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы сопровождалась внедрением гранитоидов. За ней последовала длительная, продолжавшаяся до раннего триаса эпоха интенсивного наземного орогенного вулканизма в Балхаш-Илийском вулканическом поясе, который был как бы «вложен» в контур девонского вулканического пояса и лишь в своей юго-западной части наложился на него. В составе вулканитов этого пояса лавы андезитобазальтового состава сложно сочетаются в разрезе и на площади с туфами, игнимбритами и лавами дацитов и липаритов при общем преобладании последних, а к концу позднепалеозойского вулканического цикла проявляется тенденция к повышению щелочности. В поздней перми — начале триаса незначительные извержения субщелочных вулканитов произошли также в некоторых районах каледонид. В позднем карбоне и перми формируются гранитоидные массивы в восточной части Казахского нагорья — в Балхаш-Илийском вулканическом поясе, в зонах саякской складчатости (Северо-Балхашской, Джунгарского Алатау), а также в зонах поздних каледонид, прилегающих к Джунгаро-Балхашской герцинской системе с северо-запада, севера и северо-востока.

Основные этапы развития

В геологическом развитии области Казахского нагорья различаются три главных мегаэтапа. Первый из них (архей — начало позднего рифея) предшествует возникновению геосинклинальных прогибов, второй (поздний рифей — начало триаса) отвечает заложению, эволюции и разновременному замыканию геосинклинальных систем, входящих в состав Урало-Монгольского подвижного пояса, и превращению территории Казахского нагорья в складчатую область, третий (мезозой — кайнозой) — ее постгеосинклинальному развитию. Догеосинклинальный мегаэтап изучен главным образом в западных частях Казахского нагорья, где находится большинство выходов доверхнерифейского метаморфического основания.

К древнейшему (архейскому?) этапу относятся накопление, деформации и глубокий региональный метаморфизм мощных образований зерендинской серии, слагающей основание Кокчетавского массива, и

их возможных аналогов в Улутауском массиве и некоторых других поднятиях. Насколько широко к востоку распространялось это древнейшее протоконтинентальное основание, неясно.

Следующий — раннепротерозойский — этап характеризуется заложением на раздробленном древнем сиалическом фундаменте и развитием системы протогеосинклинальных прогибов в западной и юго-западной частях Казахского нагорья. Продукты размыва фундамента — толщи обломочных кварцитов и кварц-серицитовых сланцев — слагают основание разрезов этих прогибов, а в вышележащих их частях сочетаются с толщами метаморфизованных кислых вулканитов. В самых глубоких протогеосинклинальных прогибах (Улугтау), где фундамент подвергся наибольшему растяжению и деструкции, в средней части разреза присутствует базальто-спилитовая джеспилитоносная серия, во время накопления которой магматические расплавы поступали на поверхность по глубоким расколам из мантийных очагов. Существовавшая в западной части Казахского нагорья и Северном Тянь-Шане Улугтау-Терская система протогеосинклинальных прогибов обрамлялась с запада и востока зонами выступов сиалического основания — Тургайско-Сырдарьинской и Кокчетавско-Балхашской. В свекофеннскую эпоху осадочно-вулканогенные толщи, выполнявшие раннепротерозойские прогибы, подверглись деформациям сжатия, региональному метаморфизму зеленосланцевой фации и гранитизации. Однако в некоторых протогеосинклинальных прогибах в раннем рифее возобновилось погружение и накопились толщи грубообломочных, сланцевых, карбонатных пород, а также кислых и основных вулканитов, а в конце среднего рифея имела место новая (исседонская, по Ю. А. Зайцеву) фаза складчатости, слабого метаморфизма, повторной гранитизации и становления массивов гранитоидов, завершившая формирование докембрийской континентальной коры в западных районах Казахского нагорья. В начале позднего рифея переотложение зрелого обломочного материала привело к образованию в обширных плоских депрессиях древнейшего эпиисседонского квазиplateформенного чехла.

Ранне-среднерифейский этап истории Казахского нагорья по отношению к развитию раннепротерозойских протогеосинклинальных прогибов может рассматриваться как остаточный или завершающий. С другой стороны, регенерация этих прогибов в раннем рифее произошла одновременно с заложением системы авлакогеосинклинальных прогибов в западной мегазоне Урала, которое ознаменовало собой начало формирования западного края будущего Урало-Монгольского геосинклинального пояса, а исседонская эпоха складчатости, метаморфизма и гранитизации отвечает важному рубежу в развитии рифейских прогибов западной мегазоны Урала и других областей Урало-Монгольского пояса.

Геосинклинальный мегаэтап развития области Казахского нагорья начался в середине позднего рифея и продолжался до конца палеозоя или раннего триаса. В нем можно выделить три крупных этапа, первый из которых отвечает заложению палеозойских геосинклинальных прогибов, второй — развитию и замыканию каледонской геосинклинальной системы, а третий — продолжению развития и замыканию герцинской геосинклинальной Джунгаро-Балхашской системы и синхронному с ним развитию эпикаледонского Казахстано-Северотяньшаньского срединного массива. Граница первого и второго этапов «скользит» от венда до начала ордовика, третий этап начинается в девоне.

Этап заложения геосинклинальных прогибов наиболее отчетливо

выражен и полно изучен в западной и юго-западной частях Казахского нагорья, где эти прогибы, образующие систему выпуклых к западу дуг, несомненно закладывались на коре континентального типа, подвергшейся раздроблению и растяжению. Первоначально (в позднем рифее) возникают удлинённые грабенообразные впадины, заполняемые континентальными грубообломочными толщами и наземными вулканами кислого, контрастного или щелочно-базальтового состава. В венде — начале кембрия они постепенно углубляются и приобретают характер геосинклинальных трогов, заполняемых морскими и даже глубоководными осадками. Как показал Ю. А. Зайцев, время заложения прогиба последовательно «запаздывает» к востоку от позднего рифея до кембрия и даже ордовика, а степень деструкции континентальной коры возрастает в том же направлении. Позднее всего эти процессы достигают самой внутренней части Казахского нагорья — территории будущей Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной системы, представлявшей в конце позднего протерозоя и кембрии обширный Балхашский срединный массив, подвергшийся полному раздроблению лишь в раннем-среднем ордовике.

Значительно менее ясна обстановка начально-геосинклинального этапа развития в северо-восточной части Казахского нагорья, где известны лишь очень редкие и мелкие блоки метаморфических докембрийских (?) образований. В отношении природы субстрата, на котором формировались здесь геосинклинальные прогибы, высказываются резко различные мнения. Одни исследователи (Р. А. Борукаев, Е. Д. и А. Е. Шлыгины, А. А. Абдулин, Е. И. Паталаха, Н. А. Афоничев, Л. А. Зайцев) предполагают, что здесь в конце позднего протерозоя — начале палеозоя также происходил процесс деструкции ранее существовавшей континентальной коры, и лишь несколько расходятся в оценке его масштаба. Согласно Ю. А. Зайцеву, этот процесс последовательно распространялся к юго-западу и, таким образом, в целом в области Казахского нагорья имел центростремительный характер. Другие (А. В. Пейве, Н. Г. Маркова, С. Г. Самыгин, Р. М. Антонюк, Л. П. Зоненшайн), напротив, полагают, что в восточных частях нагорья в позднем рифее существовала обширная область с океанической корой, которая в дальнейшем в ходе геосинклинального процесса была преобразована в современную мощную континентальную кору. Эта проблема в настоящее время не может считаться решённой. Однако установление раннеордовикского возраста офиолитовой ассоциации в центральных и восточных районах Казахского нагорья даёт основание, скорее, предполагать здесь деструкцию древней континентальной коры, дошедшую в ордовике до возникновения ряда зон («рвов») с корой океанического типа.

Этап развития и замыкания геосинклинальных прогибов в каледонской системе и синхронного с ним геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской герцинской системы начинается в венде-кембрии или раннем ордовике и завершается в силуре. За начало этого этапа в западной, мезогеосинклинальной, зоне каледонид несколько условно можно принять начало накопления морских вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений венда, перекрываемых маломощными глубоководными (лептогеосинклинальными) карбонатно-кремнистыми отложениями кембрия и кремнисто-терригенными, нередко флишидными, а также вулканическими толщами ордовика. В более восточных, эвгеосинклинальных, зонах ранних и поздних каледонид существование одних частных геосинклинальных прогибов, заполненных мощными сериями вулканогенных (преимущественно базальтового и

андезитобазальтового состава), кремнистых и терригенных пород, фиксируется начиная с кембрия, других — с раннего ордовика.

В основании разрезов некоторых прогибов присутствует офиолитовая ассоциация, свидетельствующая о максимальной деструкции ранее существовавшей коры и формировании «рвов» с меланократовым фундаментом в начале ордовика, а выше залегают мощные яшмо-базальтовые, терригенно-кремнистые, граувакковые флишевые и олистостромовые толщи нижнего, среднего и верхнего ордовика. Во внутренней части Казахского нагорья, в пределах Джунгаро-Балхашской системы, эвгеосинклинальные прогибы были заложены на раздробленном сиалическом фундаменте древнего Балхашского массива или на меланократовом основании в раздвиговых (офиолитовых) зонах (Тектурмасктой, Северо-Балхашской) в раннем-среднем ордовике. В среднем-позднем ордовике они заполнялись мощными яшмо-базальтовыми и кремнисто-терригенными и олистостромовыми толщами, в силуре — существенно терригенными отложениями.

Прогибы, существовавшие в западной части каледонской системы в конце ордовика, а в ее восточной части — в середине силура, завершают геосинклинальное погружение, испытывают линейные складчато-надвиговые и покровные деформации, прорываются массивами гранитоидов, вовлекаются в поднятие, начинают подвергаться денудации и объединяются с одновозрастными зонами Северного Тянь-Шаня в обширный серпообразный в плане эпикаледонский Казахстанско-Северотяньшаньский срединный массив. На отдельных его участках в остаточных впадинах в силуре накапливались красноцветные молассовые проторогенные толщи.

Этап завершения геосинклинального процесса и замыкания герцинской Джунгаро-Балхашской системы и синхронный ему этап развития эпикаледонского срединного массива охватывают девон, карбон, пермь и начало триаса. В герцинской системе он характеризуется накоплением морских терригенных, туфогенно-терригенных или кремнисто-терригенных отложений в остаточных геосинклинальных прогибах, площади которых последовательно уменьшались в результате проявления в различных частях системы складчато-надвиговых деформаций, после которых они превратились в зоны относительных или абсолютных поднятий. Импульсы этих деформаций имели место на рубеже раннего и среднего девона (тельбесская фаза в северо-западной части системы), в середине раннего карбона (саурская фаза) и наиболее сильно — на рубеже карбона и перми (саякская фаза), сопровождаемая проявлениями гранитоидного магматизма в соответствующих зонах.

В развитии срединного массива ранней (эпикаледонской) консолидации на сингерцинском (девонско-пермском) этапе отчетливо выделяются четыре стадии, первые две из которых характеризуются сильной тектономагматической активизацией.

С раннедевонской стадией было связано возникновение в зоне эпикаледонского массива, пограничной с Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системой, дугообразного вулканического пояса, в котором происходили наземные извержения вначале основных, а затем кислых вулканитов и внедрение комагматичных последним гранитоидов. После слабо проявившейся здесь тельбесской фазы в среднедевонско-франскую стадию наземные извержения и глыбовые деформации возобновились в пределах пояса и распространились на некоторые более северные и западные районы эпикаледонского массива, в которых возникли многочисленные грабены и наложенные впадины, за-

полнявшиеся континентальными красноцветными грубообломочными молассаами.

В фаменско-раннекаменноугольную стадию значительные площади эпикаледонского массива стали ареной общего слабо дифференцированного опускания и накопления «квазиплатформенных» мелководно-морских карбонатных и карбонатно-терригенных осадков. Наибольшей мощности они достигают в Сарысу-Тенгизской зоне. В фаменско-турнейское время в полосе, пограничной с Джунгаро-Балхашской системой (Каражальский прогиб), в некоторых грабенах Сарысу-Тенгизской и Актау-Моинтинской зон отлагались относительно глубоководные глинисто-кремнисто-карбонатные осадки, несущие гидротермально-осадочное железомарганцевое оруденение. Их формирование происходило в условиях растяжения в узких рифтоподобных трогах запад-северо-западного простирания. В северо-восточной части эпикаледонского массива в визейско-серпуховское время, а в Карагандинском прогибе на границе каледонской и герцинской систем также в среднем и позднем карбоне накапливались паралические и лимнические угленосные толщи. Среднекаменноугольно-пермская стадия, совпадающая с завершающей, протоорогенной стадией развития герцинид Джунгаро-Балхашской системы, характеризуется новым оживлением дифференцированных тектонических движений в эпикаледонском срединном массиве (дейтероорогенезом), где обширные, возрожденные и новообразованные (Сарысу-Тенгизская зона) поднятия сочетались с погружением крупных наложных впадин.

В Джунгаро-Балхашской герцинской системе в конце раннего карбона возникает подковообразный Балхаш-Илийский вулканический пояс, частично «вложенный» в аналогичный девонский пояс, а частично наложенный на него. Мощные наземные извержения кислых и в меньшей мере основных, а также субщелочных вулканитов, сопровождаемые становлением тел гранитоидов, продолжались в нем до конца перми или до раннего триаса. Вулканические покровы испытали вулканотектоническое проседание, а также блоковые деформации, наиболее интенсивно проявившиеся в предпермскую саякскую фазу. В это время в Джунгаро-Балхашской системе и в некоторых районах эпикаледонского массива в условиях общего субмеридионального сжатия произошли значительные надвиговые и сопряженные с ними сдвиговые подвижки. Более слабые деформации в пределах как герцинской, так и каледонской систем, судя по брахиморфной складчатости верхнепалеозойских образований в Тенгизской, Джекказганской и других впадинах, имели место в конце перми или в триасе.

Постгеосинклиальный мегаэтап, охватывающий почти весь мезозой и кайнозой, характеризуется на большей части площади Казахского нагорья относительно спокойным тектоническим режимом с общим преобладанием слабого воздымания и широким развитием процессов пенепленизации и образования кор выветривания. Однако этот режим дважды осложнялся явлениями тектонической активизации. В ранней-средней юре как в герцинской, так и в каледонской системах в условиях слабого растяжения возникли довольно многочисленными небольшие впадины, заполнявшиеся лимническими угленосными толщами молассового типа, и сопряженные с ними поднятия, служившие источниками обломочного материала, а затем, в конце юры, уже в условиях сжатия юрские отложения этих впадин подверглись некоторым складчатым и взбросо-надвиговым деформациям. После длительной эпохи относительного покоя (мел-палеоген) в неоген-четвертичное время юго-восточная часть нагорья вновь была охвачена интен-

сивными сводово-глыбовыми движениями, создавшими несколько высокогорных (Джунгарский Алатау) и среднегорных (Тарбагатай) поднятий и сопряженных с ними впадин и грабенных, заполненных континентальными молассами. Более слабые дифференцированные воздымания и абсолютные или относительные опускания испытали и некоторые другие районы Казахского нагорья (соответственно Улутау, Каркаралинские горы, хр. Чингиз и Балхашская, Алакульская, Тенгизская впадины).

Полезные ископаемые

Палеозойская складчатая область Казахского нагорья очень богата различными видами рудных, нерудных и твердых горючих полезных ископаемых. Месторождения черных металлов представлены карсакпайскими магнетитовыми железными рудами в Улутауском массиве, заключенными в одноименной раннепротерозойской джеспилитовой серии, скарновыми месторождениями, связанными с контактными зонами позднеордовикских и силурийских гранитоидов в каледонских складчатых зонах, стратиформными эксгаляционно-осадочными железомарганцевыми месторождениями в фаменско-нижнетурнейских глинисто-кремнисто-карбонатных (Каражал, Жайрем) и красноватых терригенных отложениях (Джезды). К месторождениям медных руд относятся Джезказганские стратиформные гидротермально-осадочные месторождения типа медистых песчаников в средне- и верхнекаменноугольных континентальных терригенных отложениях одноименной впадины, месторождения прожилково-вкрапленных (меднопорфировых) руд в Прибалхашье (Коунрад и пр.), приуроченных к вторичным кварцитам, образовавшимся по позднепалеозойским гранитоидам, медноколчеданные месторождения в позднекаледонской зоне на северо-востоке Казахского нагорья (Бошекуль, Майкаин). В Джунгаро-Балхашской герцинской системе известны медно-полиметаллические скарновые месторождения (Карагайлы в Успенской зоне смятия, Гульшад в Прибалхашье; Кызыл-Эспе), а также редкометалльные (молибденовые и вольфрамовые) месторождения в Актау-Моинтинской, Жаман-Сарысуйской зонах.

В северной (Степнякский район и др.) и юго-западной частях Казахского нагорья (Бетпак-Дала) имеется ряд месторождений золота, приуроченных к пограничным зонам между докембрийскими остаточными массивами и каледонскими геосинклинальными прогибами. Золотая минерализация известна также в Прибалхашье и Джунгарском Алатау. На западной окраине нагорья в карстовых полостях фаменских известняков размещены верхнемеловые залежи бокситов Тургайского месторождения. Вендские и кембрийские кремнисто-карбонатные отложения западной, мезогеосинклинальной зоны каледонид (Байконурский, Калмыккульский прогибы) ванадиеносны, баритоносны и фосфатоносны.

Крупнейшие угольные бассейны лимнопаралического типа (Карагандинский, Экибастузский) приурочены к каменноугольным отложениям северо-восточной части Казахского нагорья. В Карагандинском бассейне имеются большие запасы коксующихся углей. Мощнейший (до 100 м) угольный пласт Экибастузского месторождения разрабатывается открытым способом как энергетическое сырье для тепловых электростанций. С юрскими лимническими толщами связаны месторождения бурых углей (Майкюбенское, Карагандинское и др.). В последнее время выявлены крупные юрские буроугольные месторождения

в низовьях р. Или в Балхашской впадине и в Сарысу-Тенгизской зоне (Шубаркуль). К пологим антиклинальным структурам и соляным куполам в верхнепалеозойских отложениях Джекказганско-Чуйской впадины приурочены залежи природного газа.

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ТЯНЬ-ШАНЯ

Подобно Казахскому нагорью, Тянь-Шаньская горная область включает каледонскую и герцинскую складчатые системы, связанные переходной зоной (или системой). Эти системы, как и хребты Тянь-Шаня, простираются субширотно и лишь в западных своих частях приобретают северо-западное простирание. Каледонская складчатая система, занимающая северную часть Тянь-Шаньской области, представляет непосредственное южное продолжение каледонид западной части Казахского нагорья, вместе с которыми она образует Казахстанско-Северотяньшаньский эпикаледонский срединный массив. Северо-западное продолжение Южно-Тяньшаньской герцинской складчатой системы смыкается в Южном Приаралье с южным продолжением восточных зон Уральской складчатой области, образуя вместе с ними огромную выпуклую к юго-западу дугу герцинид.

В отличие от Казахского нагорья и Урала Тянь-Шаньская складчатая область испытала в позднем кайнозое сильную тектоническую активизацию и приобрела резко контрастный рельеф, представляющий сочетание многочисленных высокогорных (до 5—7 км) и отчасти среднегорных хребтов с предгорными, межгорными и внутригорными котловинами (рис. 14). Длина Тянь-Шаньской горной области превышает 2500 км; восточная половина ее расположена на территории Китая, западная — в пределах Киргизской и отчасти Казахской, Узбекской и Таджикской республик СССР. В орографическом плане советской части Тянь-Шаня выделяется две сложно устроенные горные системы — Северо- и Южно-Тяньшаньская, почти сливающиеся на востоке близ границы СССР и КНР в районе высочайших вершин — пика Победы (7,4 км) и Хан-Тенгри (7 км) — и далеко расходящиеся и веерообразно расщепляющиеся на западе.

Система Северного Тянь-Шаня включает на востоке высокогорные (до 4—5 км) хребты Кетмень, Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау и Иссык-Кульскую внутригорную котловину с одноименным крупным озером (уровень зеркала 1,5 км, глубина 0,7 км), в средней своей части — невысокий северный отрог Тянь-Шаня Кендыктас (до 1,5 км), высокогорные хребты Таласский Алатау и Киргизский, а на западе — вытянутый в северо-западном направлении среднегорный хр. Каратау (до 1,5—2,1 км) и высокогорные Пскемский, Чаткальский и Кураминский хребты юго-западного простирания. Система Южного Тянь-Шаня выражена на востоке пограничным с Китаем высокогорным (до 5—6 км) хр. Кокшалтау, к югу от которого располагается обширная Таримская впадина (пустыня Такла-Макан), а в средней части — высокогорным Алайским хребтом, граничащим на юге с внутригорной Алайской долиной, разделяющей Тянь-Шань и Памир. К западу Алайский хребет расщепляется на три высокогорных широтно вытянутых хребта — Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский (до 5—5,5 км). Западным продолжением первых двух из них служит среднегорный хр. Нуратау северо-западного простирания, а также островные низкогорные (0,5—1 км) массивы, расположенные в пределах пустыни Кызылкум между Южным Тянь-Шанем и Аральским морем. Юго-за-

падным отрогом Гиссарского хребта является хр. Кугитанг-Байсун, который, как и Гиссарский хребет, граничит на юге с обширной Южно-Таджикской межгорной котловиной. Хребты Северного и Южного Тянь-Шаня разделяют межгорные Ферганская и Нарынская котловины, дренируемые р. Сырдарьей и ее главным истоком р. Нарыном. Эти котловины разделяет (и вместе с тем связывает Северный и Южный Тянь-Шань) вытянутый в юго-восточном направлении Ферганский хребет. Ферганскую и Нарынскую котловины вместе с Ферганским и Кураминским хребтами часто называют Срединным Тянь-Шанем.

Географическое и геологическое изучение территории Тянь-Шаня, вошедшей в состав России лишь в третьей четверти XIX в., началось позднее, чем других регионов Урало-Монгольского пояса. Знаменитый немецкий географ и естествоиспытатель первой половины XIX в. А. Гумбольдт полагал, что основу орографии Тянь-Шаня составляет меридиональный вулканический хребет Болор. Эти представления были опровергнуты первым выдающимся русским исследователем Тянь-Шаня, — П. П. Семеновым-Тян-Шанским. Геологическое изучение Тянь-Шаня начато в конце XIX — начале XX в. И. В. Мушкетовым, Г. Д. Романовским, В. Н. Вебером, К. И. Богдановичем и продолжено после Октябрьской революции Д. И. Мушкетовым, Д. В. Наливкиным, В. А. Николаевым, А. В. Пейве, В. И. Поповым, В. М. и Н. М. Синицыными, В. И. Огневым, С. С. Шульцем и др. В послевоенный период значительный вклад в познание геологии Тянь-Шаня внесли ученые Киргизии (А. Б. Бакиров, В. Г. Королев, В. В. Киселев, В. И. Кнауф), Узбекистана (Х. М. Абдуллаев, М. А. Ахмеджанов, И. Х. Хамрабаев, О. М. Борисов, А. К. Бухарин и др.), Таджикистана (Р. Г. Баратов, М. М. Кухтиков, О. К. Чедия и др.), а также Н. П. Васильковский, Д. С. Резвой, В. С. Буртман, Г. И. Макарычев, П. Д. Виноградов, А. Е. Довжиков, Е. И. Зубцов, Г. С. Поршняков, С. С. Шульц (мл.), С. А. Куренков, М. Г. Леонов. В последние десятилетия широко развернулись геофизические исследования (И. С. Вольвовский, Б. Б. Таль-Вирский, И. Л. Нерсесов и др.). Многие вопросы геологии Северного и Южного Тянь-Шаня остаются недостаточно выясненными и дискуссионными.

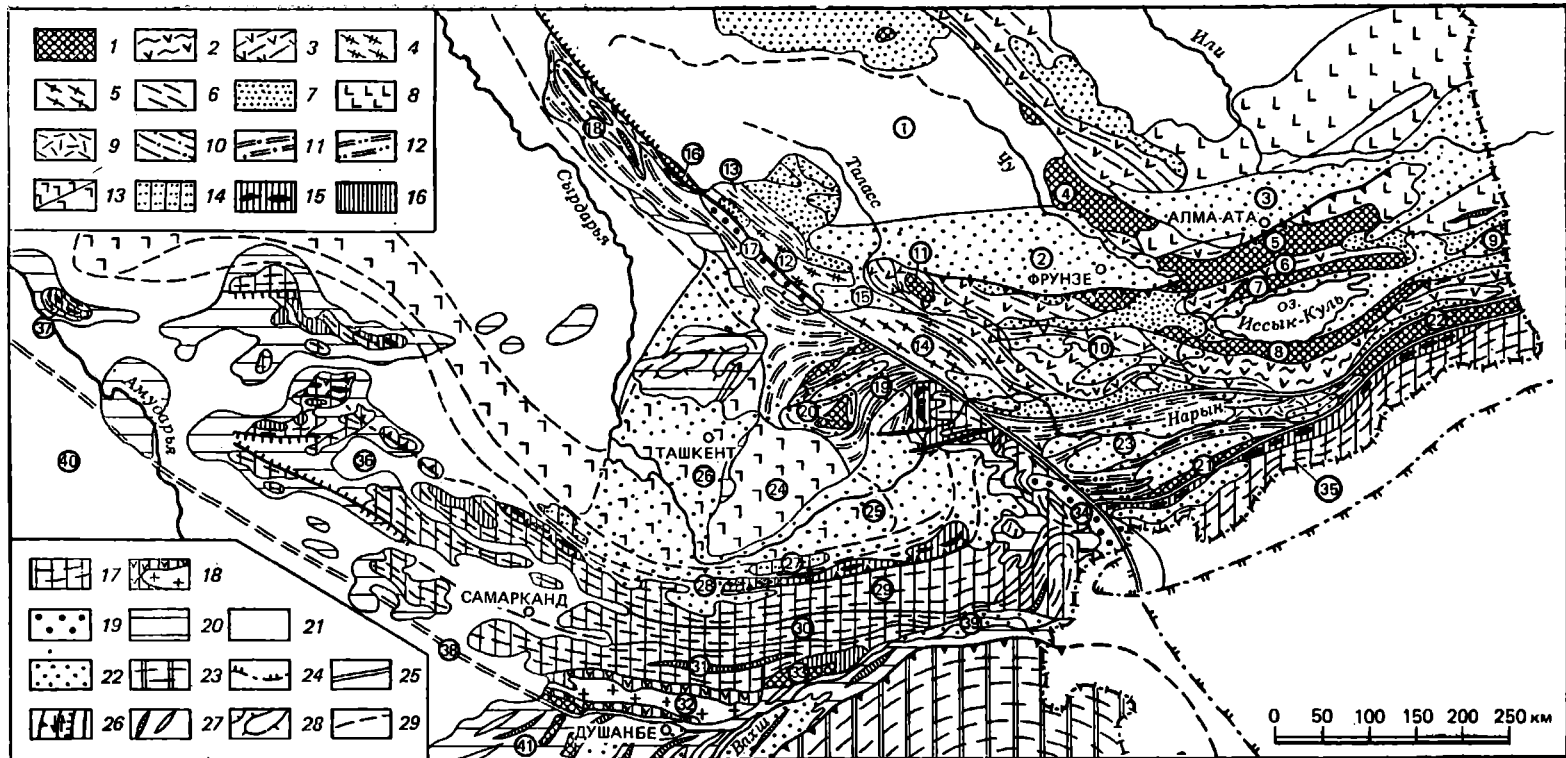
Тектоническая структура

В тектоническом строении Тянь-Шаньской области различаются два разновозрастных структурных плана — палеозойский, отражающий структурно-фациальную зональность и итог тектонических деформаций, происходивших на каледонском и герцинском этапах ее развития, и мезокайнозойский, созданный главным образом тектоническими движениями на этапе новейшей (позднекайнозойской) активизации (рис. 15). Хотя мезокайнозойский план наследует или возрождает некоторые элементы палеозойского (главным образом простираения структурных зон), он в значительной мере независим от него.

Главные элементы палеозойского структурного плана: 1) каледонская эпигеосинклиальная складчатая система Северного Тянь-Шаня,

Рис. 14. Схема орографии и неотектоники Тянь-Шаня и Памира:

1 — оси высокогорных хребтов (зон интенсивных новейших поднятий); 2 — высокое плоскогорье Восточного Памира; 3 — оси средне- и низкорных хребтов и гряд (зон умеренных новейших поднятий); 4 — котуры горных хребтов и возвышенностей (зон дифференцированных относительных и абсолютных новейших поднятий); 5 — предгорные и межгорные котловины (зоны интенсивных новейших опусканий); 6 — аккумулятивные равнины (зоны слабых абсолютных или относительных новейших опусканий); 7 — денудационные равнины и плато (зоны очень слабых и малодифференцированных новейших поднятий и неотектонически стабильные)



продолжающаяся к северу в пределы каледонской складчатой системы Казахского нагорья и вместе с ней образующая Казахстанско-Северо-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив; 2) разделяющая системы Северного и Южного Тянь-Шаня промежуточная система Среднего Тянь-Шаня, представляющая собой, по-видимому, древний срединный массив (или несколько массивов), подвергшийся тектонической и тектонотермальной переработке на каледонском и герцинском этапах; 3) герцинская эпигеосинклинальная складчатая система Южного Тянь-Шаня, продолжающаяся к северо-западу в пределы Кызылкумов, где палеозойский комплекс полупогребен под мезокайнозойским плитным чехлом. На юге эта система и Урало-Монгольский подвижный пояс в целом граничит с северными зонами Средиземноморского подвижного пояса (с запада на восток) — с Южно-Туранской плитой (по погребенной Хивино-Бухарской ступени), Таджикской впадины и ее восточным продолжением — Памиро-Алайской зоной (по Южно-Гиссарскому и Вахийскому глубинным разломам), а еще восточнее — с западной частью Китайской платформы (s. l.) — Таримским массивом (по Тарскому разлому).

Таким образом, Северо-, Срединно- и Южно-Тяньшаньская тектонические системы грубо соответствуют одноименным орографическим зонам, однако границы их не вполне совпадают. Граница Северо-Тянь-

Рис. 15. Схема тектонического строения Тянь-Шаня:

1—18 — палеозойская Тянь-Шаньская складчатая область: 1 — выступы дорифейского метаморфического фундамента в срединных массивах и ядрах антиклинорий; 2—8 — каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня; 2—3 — Киргизско-Терская эвгеосинклинальная зона; 2—нижне-среднерифейский авлакогенный и верхнерифейская эвгеосинклинальный комплексы в байкало-каледонских антиклинориях; 3 — кембро-ордовикский эвгеосинклинальный комплекс в каледонских синклинориях; 4—6 — Каратауско-Таласская миогеосинклинальная зона; 4—рифей—нижний палеозой (?) Кокджотского горста, 5 — рифейско-вендский миогеосинклинальный комплекс, 6 — кембро-ордовикский субплатформенный комплекс; 7—8 — сингеосинклинальные герцинские комплексы; 7 — девонско-каменноугольные (местами в пермские) осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы в наложных прогибах и впадинах; 8 — среднепалеозойско-пермский наземно-вулканогенный комплекс южной части Балхаш-Илийского вулканического пояса; 9—13 — каледоно-герцинская складчатая система Среднего Тянь-Шаня; 9 — осадочно-вулканогенный (порфировый) 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 и его погребенное продолжение; 14—18 — герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня; 14 — Карачатурская зона (деформированный южный край Сырдарьинского срединного массива), сложенная субплатформенным средним и молассовым верхним палеозоем, 15 — Южно-Ферганская эвгеосинклинальная зона с телами раннепалеозойских офиолитов, 16—17 — внутренние миогеосинклинальные 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-Туранской плите — юрско-эоценовый) плитный комплекс, 21 — олигоцен-четвертичный плитный комплекс, 22 — олигоцен-четвертичный молассовый комплекс предгорных и межгорных впадин; 23 — камийско-альпийское складчатое сооружение Памира; 24 — контуры Таримского массива Китайско-Корейской платформы и Сулутерского докембрийского блока; 25 — крупнейшие тектонические швы; 26 — разломы типа взросов и надвигов, сдвигов, сбросов и без разделов; 27 — оси антиклинорий и синклинорий; 28 — пологие брахиморфные складки в чехле плит и срединных массивов; 29 — границы палеозойских тектонических зон под плитным чехлом.

Цифрами в кружках обозначены тектонические элементы: 1 Чу-Сарьсуйская синеклиза; 2 — Чуйская предгорная впадина; 3 — Илийская предгорная впадина; 4 и 5 — Кендыктаское и Зайлиское поднятия в пределах Мойнкумского массива; 6 — Чилико-Кеминский прогиб; 7 и 8 — Кунгей-Алатауское и Терской-Алатауское поднятия в пределах Иссыккульского массива; 9 — Текеская впадина; 10 — Киргиз-Терская складчатая зона; 11 — Макбальское поднятие; 12—14 — Малокаратауско-Таласская складчатая зона (12 — Кокджотский блок; 13 — Мал. Каратау; 14 — Таласское поднятие); 15 — Таласская впадина; 16 — Бессаский блок; 17 — Каратауская (Леонтьевская) впадина; 18—20 — Чаткало-Нарынская зона (18 — мегасинкляриный Бол. Каратау; 19 — Чаткальский мегаантиклинорий; 20 — Кассанский блок); 21 — Атабашский блок; 22 — Сарьджасский блок; 23 — Нарынская кайнозойская впадина, наложенная на одноименный синклинорий; 24 — Кураминская зона; 25 — Ферганская впадина; 26 — Приташкентская впадина; 27 — Карачатурская зона; 28 — Южно-Ферганская зона; 29 — Туркестано-Алайская зона; 30 — Зеравшанская зона; 31 — Зеравшано-Северогиссарская зона; 32 — Южно-Гиссарская зона; 33 — Каратегинский блок; 34 — Восточноалайско-Восточноферганский сегмент Южно-Тяньшаньской системы и юрская впадина Ферганского хребта; 35 — Кокшалауский сегмент Южно-Тяньшаньской системы; 36 — Кызылкумский сегмент Южно-Тяньшаньской системы; 37 — Султауыздагское поднятие; 38 — Мангышлакско-Южногиссарский глубинный разлом; 39 — впадина Алайской долины; 40 — Южно-Туранская плита; 41 — Кунгитав-Байсууское поднятие

шаньской системы с системой Срединного Тянь-Шаня имеет форму слабывыпуклой к югу дуги и проводится по линии Каратау-Терсейского глубинного разлома (или Главной тектонической линии Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву) вдоль хр. Каратау (между грядями Бол. и Мал. Каратау), южнее Таласского и Терсейского хребтов. Граница системы Срединного Тянь-Шаня с Южно-Тяньшаньской системой в целом также имеет форму пологовыпуклой к югу дуги и проводится вдоль северного края выступов палеозойского фундамента в Кызылкумах, южного края Ферганской котловины (по Южно-Ферганскому глубинному разлому) и северного склона хр. Кокшалтау (по Атбаши-Иныльчекскому глубинному разлому). Однако между Ферганской и Нарынской котловинами эта граница образует в плане узкий клиновидный выступ к северо-северо-западу, огибая с запада, севера и северо-востока Ферганский хребет. У северной вершины этого выступа край Южно-Тяньшаньской системы непосредственно смыкается с южной границей Северо-Тяньшаньской, а система Срединного Тянь-Шаня на этом участке прерывается.

Каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня обладает многоярусной структурой, отражающей многоэтапную историю ее развития. В ней различают 5 структурных этажей, или комплексов.

1. Дорифейский (архейско-нижнепротерозойский) фундамент, сложенный интенсивно деформированными регионально-метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации и гранитизированными образованиями. Он выступает в остаточных срединных массивах, в ядрах некоторых байкало-каледонских антиклинорий и, по-видимому, лежит в основании почти всей Северо-Тяньшаньской системы.

2. Нижне-среднерифейский слабометаморфизованный вулканогенно-осадочный протоплатформенный комплекс умеренной мощности, заполняющий грабенообразные прогибы. Перед поздним рифеем (в исседонскую эпоху) он испытал брахиморфные складчатые дислокации, сопровождавшиеся гранитоидным магматизмом (1,1 млрд лет).

3. Верхнерифейско-ордовикский (байкало-каледонский) геосинклинальный комплекс, состоящий из двух подкомплексов — верхнерифейско-вендского (байкальского) и кембро-ордовикского (каледонского). Их строение, взаимоотношения и историко-геологическая роль в разных зонах Северного Тянь-Шаня различны. В северной, Киргизско-Терсейской эвгеосинклинальной зоне, где проявились байкальские движения, но главной, завершившей геосинклинальный процесс складчатостью была каледонская, этот комплекс состоит из верхнерифейского и кембро-ордовикского подкомплексов, разделенных угловым несогласием. Каждый из них выражен мощными сериями основных вулканитов и карбонатно-терригенных образований, накопление которых завершилось фазами сжатия и становления гранитоидов (на рубежах рифея-венда и ордовика-силура).

В южной, Каратауско-Таласской (точнее, Малокаратауско-Таласской), миогеосинклинальной зоне, где байкальские складчатые деформации по существу завершили геосинклинальный процесс, байкальский подкомплекс выражен терригенными флишевыми и сланцево-карбонатными сериями верхнего рифея, прорванными предвендскими гранитоидами и перекрытыми (нередко с угловым несогласием) молассовыми и вулканогенно-молассовыми толщами венда. Кембро-ордовикский относительно маломощный карбонатный подкомплекс залегает на верхневендских молассах без углового несогласия. Он играет роль синкаледонского квазиплатформенного чехла, испытавшего сравнительно слабые деформации в конце каледонского этапа.

4. Несогласно залегающий девонско-каменноугольный¹ комплекс континентальных и морских вулканогенно-осадочных образований, слагающий сингерцинский дислоцированный чехол южной части эпикаледонского Казахстанско-Северотяньшаньского срединного массива. Комплекс испытал сравнительно простые складчато-глыбовые деформации в конце герцинского и альпийского этапов.

5. Мезокайнозойский постгеосинклинальный континентальный комплекс с двумя подкомплексами — юрским и мел-кайнозойским (или кайнозойским), разделенными несогласием. Образованные ими структурные формы будут охарактеризованы для всей территории Тянь-Шаня.

Согласно В. Г. Королеву и В. В. Киселеву, древнейшими структурными элементами Северо-Тяньшаньской системы являются остаточные срединные массивы, сложенные дорифейским гранитизированным метаморфическим комплексом, частично перекрытым относительно слабдеформированными рифейскими и нижнепалеозойскими образованиями умеренной мощности (байкало-каледонским чехлом), — Мойнкумский и Иссык-Кульский. Значительные части этих массивов скрыты под девонско-каменноугольными образованиями Чуйской, Иссык-Кульской, Текесской и других впадин. На северо-восточные участки Мойнкумского и Иссык-Кульского массивов наложена южная ветвь позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулканического пояса.

Между этими массивами расположен узкий Чилико-Кеминский байкало-каледонский прогиб (грабен-синклинорий), выполненный рифейскими и ордовикскими образованиями, а к югу и юго-западу от них — более широкая и сложно построенная Киргизско-Терскайская эвгеосинклинальная байкало-каледонская складчатая зона. Осевое положение в ее структуре занимает широкий и протяженный Макбало-Бурханский антиклинорий, простирающийся от Киргизского хребта на западе до Терскайского — на востоке. В основном он сложен нижне-среднерифейскими (протоплатформенными) и верхнерифейскими (эвгеосинклинальными) образованиями, но в ядрах некоторых частных поднятий из-под них выступает дорифейский метаморфический комплекс. Судя по почти полному отсутствию пород офиолитовой ассоциации в составе верхнерифейско-нижнепалеозойских образований, дорифейская континентальная кора, хотя и подверглась некоторой деструкции в начале байкальского и каледонского этапов, но не испытала полного раздвига и сохранилась в основании почти всей этой зоны. К северу и югу от Макбало-Бурханского антиклинория параллельно ему располагаются более узкие каледонские синклинории и грабен-синклинории, выполненные вулканогенно-осадочными кембрийскими и осадочными ордовикскими отложениями. Киргизско-Терскайская складчатая зона, как и Чилико-Кеминская, прорвана многочисленными крупными телами байкальских и каледонских гранитоидов.

С юго-запада к Киргизско-Терскайской зоне прилегает Каратауско-Таласская миогеосинклинальная байкальская зона с повторными более слабыми каледонскими деформациями. Она выражена лишь в западной половине Северо-Тяньшаньской системы (в хребтах Мал. Каратау и Таласский Алатау) и выделяется к востоку. В структуре Каратауско-Таласской зоны выделяются три главных кулисно расположенных элемента — каледонский синклинорий Мал. Каратау, байкальский Кокджотский горст и байкальский Таласский синклинорий. В отличие от более северных зон в Каратауско-Таласской зоне присутствуют

¹ Местами он включает также пермские континентальные образования.

лишь единичные небольшие массивы позднекаледонских гранитоидов. На байкало-каледонские складчатые зоны несогласно наложен ряд сравнительно небольших грабенообразных впадин и прогибов, выполненных отчасти девонскими и главным образом каменноугольными отложениями.

Разделяющая каледониды Северного и герциниды Южного Тянь-Шаня система Срединного Тянь-Шаня возникла на месте обширных докаледонских остаточных срединных массивов (или единого массива), отдельные участки которых вовлекались в погружение и затем подвергались более или менее интенсивным деформациям сжатия как в байкало-каледонском, так и в герцинском этапах. Здесь выделяются несколько структурных этажей, или комплексов.

1. Метаморфический комплекс дорифейского возраста, слагающий основание системы и выступающий в ряде приразломных блоков.

2. Осадочно-вулканогенный существенно порфиновый комплекс нижне-среднерифейских и верхнерифейских образований вулканического пояса, простиравшегося от Бол. Каратау до верховий р. Нарына, который подвергся в предвендское время байкальской складчатости.

3. Несогласно залегающий комплекс молассовых и вулканогенно-молассовых образований венда, кремнисто-сланцево-карбонатных отложений кембрия — нижнего ордовика и флишoidных — среднего-верхнего ордовика умеренной мощности (а в юго-западной части системы также красноцветных моласс нижнего силура), испытавший относительно слабую и не повсеместно выраженную каледонскую складчатость в конце ордовика или в силуре (в юго-западной части системы).

4. Комплекс наземно-вулканогенных и обломочных образований нижнего, среднего и низов верхнего девона (не повсеместно развитых) и мощных карбонатных отложений верхнего девона — нижнего карбона, испытавший в северных частях Срединного Тянь-Шаня интенсивные деформации сжатия в середине (?) карбона.

5. Комплекс терригенных флишoidных и молассовых верхнепалеозойских отложений, замещаемых в юго-западной части Срединного Тянь-Шаня — Бельтау-Кураминском вулканоплутоническом поясе — мощным комплексом наземных существенно кислых вулканитов, прорванных позднегерцинскими гранитоидами. Этот комплекс испытал в конце палеозоя складчато-глыбовые деформации.

6. Мезокайнозойский постгеосинклинальный комплекс континентальных и морских отложений. Его нижний (юрский) подкомплекс выполняет узкую приразломную Каратаускую впадину, приуроченную к границе Срединно- и Северо-Тяньшаньской мегазон, а верхний (мелкайнозойский) — обширные впадины, приуроченные к срединным массивам.

В тектонической структуре докембрийских и палеозойских комплексов Срединно-Тяньшаньской системы выделяются две главные зоны: северная — Чаткало-Нарынская и южная — Курамино-Ферганская.

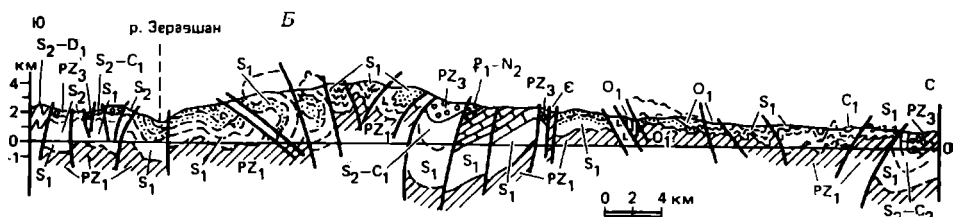
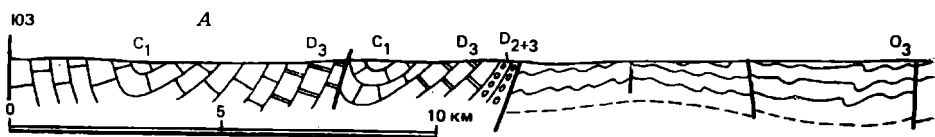
Чаткало-Нарынская зона состоит из двух сегментов — западного (Большекаратауско-Чаткальского) и восточного (Нарынского), относительно смещенных и разобщенных в результате правосдвиговых перемещений вдоль Талассо-Ферганского диагонального глубинного разлома юго-восточного простираения в конце палеозоя. В этой зоне проявились байкальские, раннекаледонские, ранне- и позднегерцинские деформации. В герцинском структурном плане западного сегмента зоны выделяются (с запада на восток): 1) раннегерцинский мегасинклинирий Бол. Каратау юго-восточного простираения с выступами байкало-

раннекаледонского основания в ядрах антиклинорий (рис. 16, А); синклинии выполнены мощными карбонатными и кремнисто-карбонатными толщами верхнего девона — нижнего карбона, смятыми в линейные складки, осложненные надвигами и тектоническими покровами; вдоль Главного Каратауского разлома предполагаются также позднегерцинские сдвиговые перемещения; 2) Чаткальский мегантиклинорий с многоярусной складчато-глыбовой структурой, в которой блоки дорифейского метаморфического фундамента (Пскемский, Кассанский) и поднятия, сложенные относительно маломощным нижнепалеозойским (каледонским) комплексом, чередуются с синклинориями, выполненными девоном — нижним карбоном; последние имеют северо-восточное простирание, но, приближаясь к зоне Таласского глубинного разлома (юго-восточное продолжение Каратауского), отгибаются к востоку и восток-юго-востоку, сужаются и выклиниваются.

К востоку от Ферганского диагонального разлома (сдвига), служащего продолжением Таласского, расположен восточный сегмент Чаткало-Нарынской зоны. Широкую западную его часть образует обширный Нарынский мегасинклинорий, выполненный смятыми в линейные складки девонскими и нижнекаменноугольными отложениями, а в самой южной, наиболее погруженной части — верхним палеозоем. Складки простираются субширотно, но вблизи Ферганского разлома отклоняются к северо-западу. С юга мегасинклинорий обрамлен узким приразломным выступом архейского (?) фундамента — Атбашинским горстом. К востоку шарнир Нарынского прогиба воздымается, и из-под среднего палеозоя сначала выступает комплекс рифейско-вендских образований, слагающий Джетымтауский антиклинорий, а еще далее к востоку, в Сарыджазском горст-антиклинории, — дорифейский (архейский?) фундамент.

Восточная часть Чаткало-Нарынской зоны, по-видимому, первоначально непосредственно смыкалась с западной, но испытала в конце герцинского этапа правосдвиговые смещения вдоль Талассо-Ферганского глубинного разлома. Амплитуда этого сдвига, установленная В. Н. Огневым, оценивается в 180—200 км. О наличии правого сдвига с подобной амплитудой, согласно В. С. Буртману, говорят смещение литофациальных зон девона и нижнего карбона Чаткальского мегантиклинория, находящих продолжение за Талассо-Ферганским разломом в Нарынской мегасинклинории, и соответствующие смещения герцинских складчатых структур этих тектонических элементов, металлогенических зон и позднепалеозойских интрузивных массивов.

Южная — Курамино-Ферганская — зона присутствует лишь в западном сегменте Срединного Тянь-Шаня. Она представляет собой сравнительно менее тектонически переработанную в каледонском и герцинском этапах восточную часть обширного Сырдарьинского остаточного срединного массива, разделяющего Северо- и Южно-Тяньшаньские геосинклинальные системы. Относительно приподнятый участок этой зоны выражен вытянутым в северо-восточном направлении Кураминским складчато-глыбовым поднятием, в основном сложенным мощным комплексом наземных верхнепалеозойских вулканитов, прорванных крупными массивами комагматичных им гранитоидов. Этот комплекс несогласно налагает на различные горизонты девонско-нижнекаменноугольного или нижнесилурийского комплекса, что свидетельствует о проявлении в этой зоне позднекаледонской складчатости. Сам он залегает полого, но разбит разломами юго-западного, субширотного и северо-западного простирания на многочисленные относительно приподнятые и опущенные блоки типа горстов, грабенов и вулканотекто-



(См. продолжение)

нических депрессий. Кураминское поднятие представляет собой юго-восточный участок протяженного Бельтау-Кураминского позднепалеозойского вулканоплутонического пояса, наложенного на южную часть Сырдарьинского массива. Большая северо-западная часть этого пояса и северная часть Сырдарьинского массива, не затронутая проявлениями позднепалеозойского магматизма, скрыты под мел-кайнозойским чехлом Сырдарьинской синеклизы Северо-Туранской плиты. К востоку от Кураминского поднятия расположена Ферганская впадина, выполненная очень мощными полого залегающими мезокайнозойскими отложениями. На большей части ее площади они, вероятно, налегают на палеозойский чехол срединного массива с глубоко погруженным докембрийским фундаментом. Средне-верхнепалеозойские карбонатно-терригенные отложения этого чехла обнажаются в частных субширотных антиклинальных структурах Карачатырской зоны на южной окраине Ферганской впадины.

Герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня имеет в плане форму огромной пологовыпуклой к югу дуги шириной 100—200 км, осложненной в средней части очень крутым, выпуклым к северо-северо-западу изгибом («Ферганская сигмоида»), срезанным на востоке Ферганским разломом (сдвигом) юго-восточного простирания. Она состоит из ряда складчатых и покровно-складчатых зон, сложенных эв- и миогеосинклинальными формациями ранне-, средне- и позднепалеозойского возраста, сформировавшихся от среднего карбона до конца перми. С севера и юга эта складчатая система, возникшая на месте одноименной палеозойской геосинклинальной системы, ограничена древними остаточными консолидированными массивами с докаледонским или даже добайкальским фундаментом, в той или иной мере переработанными каледонскими и герцинскими деформациями (особенно на севере), а с юго-востока — древней платформой. Ряд проблем тектонического строения и развития Южно-Тяньшаньской системы является остродискуссионным. Это прежде всего вопрос о характере фундамента, на котором были заложены палеозойские геосинклинальные прогибы Южного Тянь-Шаня. Традиционному представлению об их заложении на коре континентального типа, расколотой глубокими

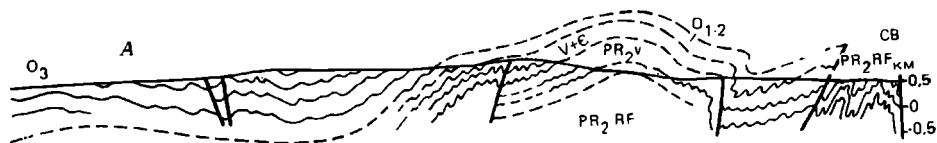


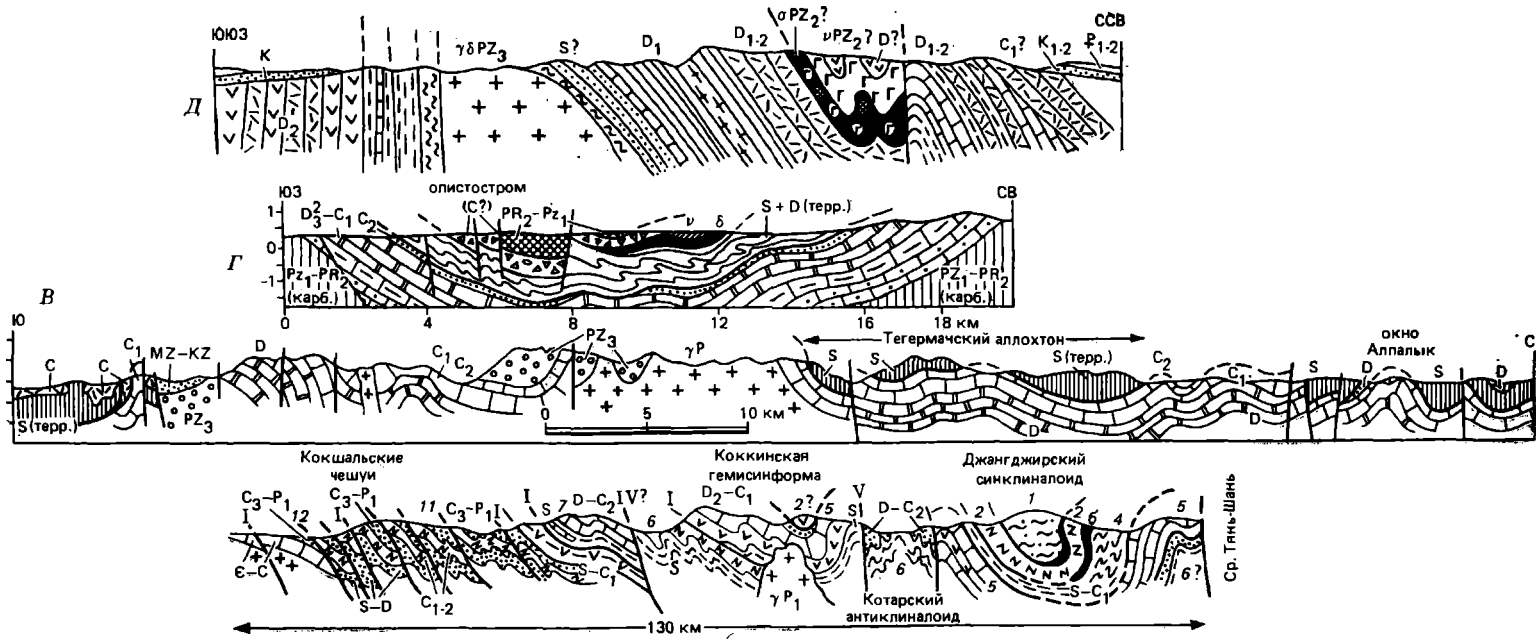
Рис. 16. Геологические разрезы Тянь-Шаня:

А — разрез через северо-западную часть зоны Большого Каратау (по Е. И. Паталахе и Т. В. Гиоргобиани, 1975); Б — разрез через Туркестанский хребет (по Е. А. Рогожину, 1977); В — разрез через Алайский и Кичикалайский хребты (по В. С. Буртману, 1976); Г — разрез через район Тамдытау (по В. С. Буртману, 1973); Д — разрез через хр. Султануиздаг (по С. С. Шульцу мл., 1972); Е — разрез через Кокшальский сегмент Южного Тянь-Шаня (по Г. С. Поршнякову, 1983). 1–12 — номера тектонических покровов; I, IV, V — этажи герцинских деформаций

рис. 16 на с. 102)

продольными разломами на ряд блоков (Д. П. Резвой, М. М. Кухтиков, А. Е. Довжиков), по мнению ряда исследователей, противоречит присутствию в некоторых зонах Южного Тянь-Шаня пород офиолитовой ассоциации ранне- и среднепалеозойского возраста. Однако противоположному взгляду о повсеместном распространении в пределах Южного Тянь-Шаня коры океанического типа в начале палеозоя (Г. И. Макарычев) в свою очередь противоречат резкое преобладание в его палеозойском разрезе осадочных формаций и развитие в западной его части доверхнерифейского (?) метаморфического основания. Наиболее вероятно третье предположение (В. С. Буртман и др.) — о заложении палеозойских геосинклинальных прогибов Южно-Тяньшаньской системы на континентальной коре, подвергшейся деструкции, дошедшей до возникновения раздвиговых зон с новообразованной корой океанического типа, в ее северной части — в начале палеозоя, в южной — в начале карбона. Ширина этих зон недостаточно ясна и оценивается по-разному.

Вызывает споры вопрос о роли в герцинской структуре Южного Тянь-Шаня тектонических покровов. Многие исследователи придают им в последнее время очень большое значение. При этом считают (В. С. Буртман), что покровы формируются в основном на ранней стадии позднегерцинского процесса горизонтального сжатия, а затем подвергаются складчатым деформациям и, наконец, на завершающей стадии этого процесса развиваются и диагональные сдвиги. Однако, если по мнению одних исследователей (В. С. Буртман и др.) перемещение покровов на Южном Тянь-Шане происходило с севера на юг, то по мнению других (Г. И. Макарычев), напротив, — с юга на север, а третьи (Г. С. Поршняков) предполагают, что в северных зонах Южного Тянь-Шаня покровы перемещались к югу, а в южных — к северу. Наконец, ряд исследователей (Д. П. Резвой, М. Н. Кухтиков и др.) продолжают придерживаться мнения о второстепенной роли надвигов и покровов в структуре Южного Тянь-Шаня, считая, что во многих случаях за покровы ошибочно принимаются олистостромовые толщи или крупные олистолиты, заключающие остатки фауны, более древней, чем подстилающие (или вмещающие) отложения.



(Продолжение рис. 16)

Система Южного Тянь-Шаня обладает как продольной зональностью, так и поперечной сегментацией. Некоторые продольные зоны прослеживаются вдоль всего Южного Тянь-Шаня. Вместе с тем каждый сегмент отличается особенностями тектонического плана и простираемостью структур. С запада на восток выделяются четыре главных сегмента: 1) Кызылкумский; 2) Гиссаро-Алайский; 3) Восточноалайско-Восточноферганский; 4) Кокшалтауский.

Начнем рассмотрение герцинской структуры Южного Тянь-Шаня со среднего, субшироко вытянутого *Гиссаро-Алайского сегмента*. С севера он граничит с восточной частью Сырдарьинского срединного массива, скрытой под мощным мезокайнозойским чехлом Ферганской и Приташкентской впадин. По южному краю срединного массива протягивается Карачатырская зона, сложенная среднепалеозойскими отложениями (чехол массива) и мощными молассовыми толщами верхнего палеозоя, смятыми в крупные брахиморфные складки. Южнее, за Южно-Ферганским глубинным разломом, вдоль предгорий Алайского и Туркестанского хребтов простирается эвгеосинклинальная Южно-Ферганская зона, к которой приурочены две сближенные узкие прерывистые полосы выходов пород офиолитовой ассоциации. В южной полосе Г. И. Макарычев описал ее относительно слабо нарушенный разрез — от серпентинизированных гипербазитов и габброидов до диабазов и спилитов с прослоями яшм и фтанитов досилурийского возраста. В северной полосе, приуроченной к длительно развивавшемуся Южно-Ферганскому шву, распространен серпентинитовый меланж, образовавшийся к концу раннего карбона, но неоднократно подновлявшийся вплоть до кайнозоя. Офиолитовый комплекс перекрывается вулканогенно-терригенными и кремнисто-сланцевыми формациями силура, спилит-диабазовой и андезитобазальтовой девона и кремнисто-карбонатно-туфовой нижнего карбона общей мощностью до 3—4 км. Герцинская тектоническая структура Южно-Ферганской зоны сложна и однозначно не расшифрована. Одни исследователи трактуют ее как систему узких блоков с моноклиальной или складчатой структурой, разделенных крутыми продольными разломами (Д. П. Резвой и др.), другие — как систему шарьяжных чешуй, перемещенных к югу (В. С. Буртман, Г. С. Поршняков, С. А. Куренков) или к северу (Г. И. Макарычев) и впоследствии смятых в син- и антиформы.

Далее к югу простирается миогеосинклинальная Туркестано-Алайская зона, занимающая северные склоны одноименных хребтов (рис. 16, *Б* и *В*). Видимое основание ее разреза в западной части сегмента слагают терригенно-карбонатные отложения кембрия и ордовика (3—4 км), а в восточнее — аспидная формация силура и карбонатная нижнего девона (до 3 км). Выше залегают отложения среднего девона — низов среднего карбона, выраженные маломощными глубоководными кремнистыми толщами в лептогеосинклинальных подзонах и мощными мелководными карбонатными толщами в геоантиклинальных. Далее следуют терригенные, флишевые и олистостромовые отложения среднего-верхнего карбона, формировавшиеся, по представлениям одних исследователей, в условиях частной инверсии ранее существовавших прогибов и относительных поднятий, а по мнению других — в обстановке развития шарьяжей, начавшегося в этой зоне несколько позднее, чем в Южно-Ферганской (Г. С. Поршняков). Впоследствии тектонические покровы подверглись сжатию, превратившись в син- и антиформы, и были прорваны массивами гранитоидов. Часть исследователей считают роль надвигов и покровов в структуре этой зоны более ограниченной и подчеркивают широкое развитие в ней

средне-верхнекарбонových олистостромовых толщ, нередко с огромными олистоплаками среднепалеозойских пород.

Южнее, отделяясь от Туркестано-Алайской зоны крупным Туркестанским продольным разломом, протягивается Зеравшанская миогеосинклинальная зона, в основном сложенная смятой в сильно сжатые складки аспидной флишоидной формацией силура (3 км), из-под которой местами выступают ордовик и кембрий. Эту зону одни исследователи рассматривают как веерообразный антиклинорий, другие — как синформу, образовавшуюся на месте перемещенного с севера (по Буртману) или с юга (по Поршнякову) покрова и позднее прорванную массивами пермских гранитоидов.

Следующая к югу, Зеравшано-Северогиссарская, зона сложена нижним палеозоем, силуром, девоном и нижним карбоном в латерально-изменчивых карбонатных и терригенных фациях. Эта зона в целом представляет либо синклинорий, либо пакет шарьяжных пластин, перемещенных с севера или юга и впоследствии смятых в син- и антиформные складки.

Самое южное положение занимает Южно-Гиссарская эвгеосинклинальная зона, возникшая на расколоте продольными разломами древнем фундаменте северной окраины Таджикского массива. В восточной части зоны (Каратегин) обнажается архейский метаморфический комплекс. Верхний докембрий и нижний палеозой неизвестны, а среднему палеозою, по-видимому, отвечали раздвиг континентальной коры и формирование рва с корой океанического типа, о чем свидетельствуют фрагменты офиолитовой ассоциации (серпентинизированные гипербазиты и пр.). Нижний и средний карбон выражены спилито-диабазовой и андезитобазальтовой формациями, верхний карбон — флишем, нижняя пермь — кислыми наземными вулканитами, верхняя пермь и низы триаса — красноцветной молассой. Больше половины площади зоны занимает огромный полифазный Гиссарский гранитоидный батолит, сформировавшийся в позднем карбоне — ранней перми, а в позднем триасе прорванный трубками взрыва со щелочными габброидами и базальтоидами. Важнейшую роль в структуре зоны играют ограничивающие ее Северо-Гиссарский и Южно-Гиссарский глубинные разломы.

Западный — *Кызылкумский* — сегмент Южно-Тяньшаньской системы изучен значительно хуже, поскольку его домезозойское складчатое основание выступает на поверхность из-под плитного чехла лишь в ряде небольших эрозионных окон (в хр. Нуратау и островных низкогорных грядях Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Кульджуктау, Султануиздаг), занимающих не более 15—20% его площади. Ширина всей системы в средней части Кызылкумского сегмента возрастает от 100—150 до 200—250 км, а в его западной части вновь резко сокращается до 50 км. Большинство продольных тектонических зон продолжается из Гиссаро-Алайского сегмента в Кызылкумский, частично выклиниваясь лишь в его западной части.

В отличие от Гиссаро-Алайского сегмента на многих участках Кызылкумского сегмента обнажается метаморфизованный предположительно верхнепротерозойский и более древний (?) фундамент, несогласно перекрытый карбонатными толщами палеозоя от силура, нижнего или среднего девона до низов московского яруса среднего карбона (до 2,5 км); выше залегают терригенные, молассовые толщи верхов московского яруса и верхнего карбона. Этот миогеосинклинальный автохтонный палеозойский комплекс в северной части Кызылкумов, согласно Ш. Ш. Сабдюшеву, Р. Р. Усманову и В. С. Буртману, перекрывается пакетом шарьяжных пластин, перемещенных с севера —

из эвгеосинклинальной зоны, служащей западным продолжением Южно-Ферганской (рис. 16, Г). Нижний покров сложен терригенно-вулканогенными толщами силура, карбонатными — верхов силура — нижнего девона и нижнего карбона и терригенными — среднего карбона, средний — основными эффузивами и яшмами среднего палеозоя, серпентинитовым меланжем, ультрабазитами и габброидами, а верхний — метаморфизованными породами рифея, венда и нижнего кембрия и гипербазитами. Шарьяжные пластины смяты в складки конформно с автохтонным палеозойским основанием. В южных зонах Кызылкумов, сложенных терригенными толщами среднего палеозоя и вулканитами карбона, покровные структуры пока не обнаружены.

Герцинские шарьяжно-складчатые структуры Кызылкумского сегмента прорваны позднепалеозойскими гранитоидными массивами. Вдоль северного края Кызылкумского сегмента простирается Северо-Букантауский прогиб, выполненный верхнепалеозойскими молассаами (продолжение Карачатырского прогиба южной Ферганы). Он отделяет Кызылкумский сегмент от Сырдарьинского срединного массива, самый западный, выдающийся к югу участок которого выделяют в качестве массива Бельтау. К южной части этих массивов приурочен Бельтау-Кураминский вулканический пояс, сложенный наземными кислыми вулканитами позднего палеозоя (а местами также вулканитами нижнего карбона) и прорываемыми их батолитами гранитоидов. Как древнее основание, так и позднепалеозойский вулканоплутонический комплекс Бельтау-Сырдарьинской зоны скрыты под мел-кайнозойским чехлом Северо-Туранской плиты.

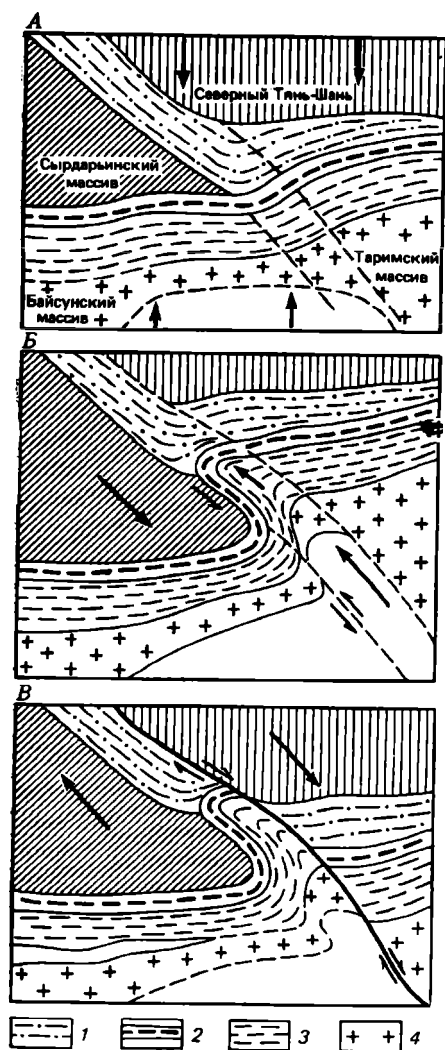
На западном участке Кызылкумского сегмента, в хр. Султануиздаг, структуры Южно-Тяньшаньской системы резко пережимаются, а их южные, миогеосинклинальные зоны выклиниваются. Автохтонные среднепалеозойские осадочно-вулканогенные образования северных зон вместе с перемещенными с северо-востока аллохтонными пластинами, включающими офиолитовый комплекс, смяты в линейные складки (рис. 16, Д). Эти структуры в районе Султануиздага резко изгибаются, приобретая долготное простираие, и под мезокайнозойским плитным чехлом района Аральского моря следуют вдоль восточного края Северо-Устюртского метаплатформенного массива, смыкаясь на севере с восточными зонами Южного Урала, лежащими к востоку от Мугод-жарского антиклинория.

Восточноалайско-Восточноферганский сегмент и его продольные зоны служат непосредственным продолжением структур Гиссаро-Алайского сегмента. Однако здесь эти зоны сначала изменяют свое широтное простираие на долготное и даже северо-западное, видимо огибая жесткий блок допалеозойского фундамента, лежащий в основании Ферганской впадины, а затем снова поворачивают к востоку, в целом образуя горизонтальную флексуру («Ферганскую сигмоиду», по Д. И. Мушкетову), и срезаются на востоке диагональным Талассо-Ферганским разломом юго-восточного простираия. Этот разлом в конце палеозоя, по-видимому, являлся правосторонним сдвигом, смещившим на 180—200 км к юго-востоку восточную часть Чаткало-Нарынской зоны и восточный, Кокшалтауский, сегмент Южно-Тяньшаньской системы.

Юго-восточный участок рассматриваемого сегмента (на территории Китая) занимает небольшой треугольный Сулутерский блок раннедокембрийского метаморфического фундамента, представляющий, вероятно, приподнятый западный участок Таримского массива, отсеченный и относительно смещенный к северо-западу Ферганским сдви-

Рис. 17. Предполагаемая последовательность герцинских деформаций в Тянь-Шане:

А — общее субмеридиональное сжатие, формирование шарьяжей и субширотных складок син- и антиформ (средний-поздний карбон); Б — формирование Восточно-Ферганской сигмоиды и связанные с ней левосдвиговые структур (конец карбона — начало перми); В — правосдвиговые смещения по Талассо-Ферганскому разлому (поздняя пермь — ранний триас) 1 — Чаткало-Нарынская зона; 2 — Южно-Ферганская эвгеосинклинальная зона (с офиолитами) и ее восточное продолжение; 3 — более южные (многоэсинклинальные) зоны Южного Тянь-Шаня; 4 — Байсунский и Таримский массивы



гом. В отношении происхождения «Ферганской сигмоиды» можно предполагать существование в этом районе некоторого первичного изгиба простирающихся палеозойских структурно-фациальных зон, усугубленного в позднем палеозое тектоническими деформациями, создавшими горизонтальную флексуру в ее современном виде.

Общая последовательность тектонических деформаций в Восточноалайско-Восточноферганском сегменте, согласно Ю. С. Бискэ, Г. С. Поршнякову, Ю. А. Талашманову (1982), такова: 1) развитие шарьяжей (со среднего карбона); 2) формирование субширотных складчатых структур (в том числе син- и антиформ); 3) образование Восточно-Ферганской горизонтальной флексуры (сигмоиды) и связанных с ней левосдвиговых структур (в конце карбона?); 4) образование

наложенных на нее субширотных складок (в конце ранней перми); 5) правосдвиговые смещения в зоне Талассо-Ферганского разлома (в поздней перми — начале триаса). Эти предполагаемые стадии герцинских деформаций можно представить в виде нескольких схем (рис. 17). Как видно из них, смещение продольных структурных зон в районе Восточно-Ферганской горизонтальной флексуры к северо-западу (относительно их положения в Гиссаро-Алайском сегменте) оказалось примерно равным их последующему смещению к юго-востоку по Ферганскому сдвигу в Кокшалтауском сегменте.

В Кокшалтауском сегменте прослеживаются северная эвгеосинклинальная зона с офиолитами, граничащая с восточной частью Чаткало-Нарынской зоны по Атбаш-Иныльчекскому разлому, и несколько миоэсинклинальных зон к югу от нее, сложенных карбонатными и терригенными толщами среднего и верхнего палеозоя. Они характеризуются складчато-чешуйчатой структурой, опрокидыванием и надвиганием на юг в сторону Таримского массива и прорваны позднепалеозойскими массивами гранитоидов (рис. 16, E). Аналоги Южно-Гиссарской

эвгеосинклинальной зоны и вулканоплутонического пояса в Қокшалтауском сегменте отсутствуют. Этот сегмент граничит на юге с Кельпинской блоково-складчатой зоной с маломощным разрезом палеозоя, представляющей собой окраинное поднятие Таримского массива. Его докембрийский фундамент почти повсеместно скрыт под плитным фанерозойским чехлом, разрез которого завершается кайнозоем.

В мезокайнозойской структуре Тянь-Шаня выделяются два подэтажа — раннемезозойский и позднемезозойско-кайнозойский. Раннемезозойская структура представляет сочетание сравнительно небольших впадин, выполненных верхнетриасовыми и юрскими континентальными терригенными угленосными отложениями, и обширных поднятий, сложенных палеозойскими и докембрийскими образованиями. Наиболее крупными впадинами являются Восточно-Ферганская (в Ферганском хребте) с мощностью юры до 3 км, ограничиваемая с востока Ферганским разломом (в мезозое — сбросом с поднятым северо-восточным крылом), и очень узкая (5—10 км) Леонтьевская, вытянутая на 200 км вдоль зоны Каратауского разлома. Фрагменты более мелких раннемезозойских приразломных впадин сохранились в районе оз. Иссык-Куль, в Зеравшанском, Гиссарском и других хребтах. Раннемезозойские отложения выполняют также значительные части Южно-Таджикской и Таримской впадин, обрамляющих Тянь-Шань с юга.

Позднемезозойско-кайнозойский структурный подэтаж выражен довольно многочисленными предгорными, межгорными и внутригорными впадинами разных размеров и глубины, частично выполненными относительно маломощными морскими и континентальными отложениями мела и палеогена и повсеместно — мощными неоген-четвертичными континентальными молассаами (см. рис. 14). С впадинами сопряжена система поднятий, созданных неоген-четвертичными движениями (дейтероорогенезом) и выраженных в виде высоко-, средне- и низкоргорных хребтов, в основном сложенных палеозойскими и докембрийскими образованиями. В строении некоторых поднятий участвуют также породы юры (поднятие Ферганского хребта) и мела (восточная часть Алайского поднятия). По общей площади новейшие поднятия примерно вдвое превосходят сопряженные с ними впадины. Амплитуда олигоцен-четвертичного воздымания, судя по абсолютным высотам остатков раннетретичных пенеппенов, достигает в некоторых поднятиях 5—7 км, а их ширина составляет несколько десятков километров.

Крупнейшими предгорными (по отношению к Тянь-Шаньской орогенической области) впадинами являются на севере Илийская и Чуйская (переходящая к северу в Чу-Сарысуйскую синеклизу), на западе — Приташкентская, переходящая к северо-западу в Сырдарьинскую синеклизу, на юге — Южно-Таджикская. Самая обширная Ферганская межгорная впадина выполнена мезозоем — палеогеном (до 3—5 км) и олигоцен-четвертичными молассаами (до 7 км), а расположенные восточнее Нарынская, Иссык-Кульская и Текесская (в КНР) — только последними (до 2—3 км). В более мелких внутригорных впадинах мощность кайнозойских моласс не превышает 1—2 км. Новейшие тектонические элементы Тянь-Шаня, как правило, наследуют ориентировку, а нередко и конфигурацию палеозойских, главным образом герцинских, структур, но знак новейших вертикальных движений часто не согласуется с характером последних. «Оживают» и многие крупные палеозойские разломы, но также нередко со сменой направления смещений по ним. Так, Талассо-Ферганский разлом «работал» в конце палеозоя как правосторонний сдвиг, а впоследствии — главным образом как крутой сброс или взброс с относительно опущенным

юго-западным (в мезозое), а затем северо-восточным крылом (в кайнозое).

Морфология новейших структур и характер позднекайнозойских деформаций Тянь-Шаня уже давно служат предметом дискуссии. Первоначально господствовало мнение о блоковом характере новейших движений, разбивших эту область на ряд горстов и грабенов (В. А. Обручев и др.). В конце 30-х годов С. С. Шульц высказал предположение о том, что в новейшей структуре Тянь-Шаня преобладают пологие складки основания большого радиуса кривизны (своды и прогибы), охватывающие всю или значительную часть коры, которые осложняются разломами взбросо-надвигового характера и развиваются в условиях некоторого общего меридионального сжатия литосферы Тяньшаньской области. В сорванных с палеозойского фундамента мезокайнозойских отложениях впадин развиваются мелкие покровные складки, автономные от складок основания. Эта концепция, разделяемая рядом исследователей неотектоники Тянь-Шаня (Н. П. Костенко, О. К. Чедия, В. И. Макаров и др.), представляется наиболее обоснованной. Значительную роль новейшие изгибы земной коры (мегаскладки) играют в герцинидах Южного Тянь-Шаня, тогда как в более консолидированных структурах срединных массивов и каледонид Северного Тянь-Шаня возрастает значение глыбовых деформаций. В последнее время В. И. Попов и другие исследователи высказали альтернативную идею о том, что область новейшего горообразования Тянь-Шаня развивается в условиях горизонтального растяжения и вместе с горами Южной Сибири и Байкальской рифтовой зоной входит в состав «Центральноазиатского рифтового пояса имени Наливкина». Этой идее противоречат существенно взбросо-надвиговой, а не сбросовой характер преобладающих на Тянь-Шане новейших продольных разломов, господство долготно ориентированных субгоризонтальных векторов сжимающих напряжений в очагах многочисленных и внутрикоровых тянь-шаньских землетрясений и полное отсутствие проявлений неоген-четвертичного вулканизма.

Новейшее меридиональное сжатие Тянь-Шаньской области, наиболее сильное в ее южной части, по-видимому, связано с происходившим в позднем кайнозое сближением Индостанского и Евразийского литосферных блоков, эффект которого проявился не только в Средиземноморском подвижном поясе, но и в смежных с ним южных участках Урало-Монгольского пояса. В западных частях Тянь-Шаня — средневысотных хребтах Каратау и Нуратау — интенсивность новейшего горообразования резко снижается, а западнее 60° в. д. слабое воздымание (до 0,5—1 км) испытали лишь отдельные небольшие участки Кызылкумского сегмента Южного Тянь-Шаня.

Глубинное строение и геофизические поля. Большая часть Тянь-Шаньской области, в отличие от Урала и Казахского нагорья, характеризуется заметным утолщением коры — до 50—60 км. Это утолщение, по-видимому, произошло в неоген-четвертичное время и было связано с новейшим горообразованием, хотя «корни гор» на Тянь-Шане изостатически далеко не полностью компенсируют амплитуду его новейшего воздымания. Представления о глубинном строении коры Тянь-Шаня, полученные в разные годы по данным различных методов — ГСЗ (впервые проведенного в 50-х годах под руководством Г. А. Гамбурцева именно на Тянь-Шане), сейсмологии и гравиметрии, — в деталях не вполне совпадают. На Северном Тянь-Шане глубина залегания поверхности М плавно увеличивается к югу от —45 до —50—55 км в районе оз. Иссык-Куль. Под поднятиями Южного Тянь-Шаня,

а также Ферганским хребтом она опускается до —50—55, а местами даже до —60 км, тогда как под впадинами относительно приподнята — под Ферганской до —45—47 км, а под Таджикской — даже до —35—40 км. Утоньшение коры под горами Тянь-Шаня в основном происходит за счет ее нижней, относительно высокоплотностной части («базальтового слоя»). Скорости продольных волн в кровле мантии под большей частью Тянь-Шаня составляют 8,0—8,2 км/с.

Гравитационное поле Тянь-Шаньской области характеризуется значительными отрицательными аномалиями Буге, величины которых возрастают с севера на юг и с запада на восток. Геомагнитное поле Тянь-Шаня отличается от полей Урала и Казахского нагорья меньшей контрастностью. В пределах Южно-Тяньшаньской и большей части Северо-Тяньшаньской системы преобладают слабоотрицательные аномалии. Напротив, значительные районы Срединно-Тяньшаньской системы, в частности Кураминская зона и Ферганская впадина, а также Иссык-Кульская, Чуйская и Илийская впадины, приуроченные к древним срединным массивам, отличаются господством положительных магнитных аномалий.

Тепловой поток в Тянь-Шаньской области изучен неравномерно. Для депрессий с мощным развитием кайнозойских отложений имеются значительно более полные геотермические данные, чем для новейших поднятий. Последние в основном характеризуются более высокими значениями теплового потока (свыше 100 мВт/м²), чем депрессии, где они составляют 70—100 мВт/м², а в Приташкентском районе — всего 50—60 мВт/м². Максимальных значений (120—150 мВт/м²) тепловой поток достигает в Кураминской зоне Срединного Тянь-Шаня, где высокая генерация глубинного тепла, возможно, связана с исключительно широким развитием позднепалеозойских гранитоидов и кислых вулканитов, обладающих значительными содержаниями радиоактивных элементов. Повышенными значениями теплового потока отличаются также многие участки активных в кайнозойе глубинных разломов.

Область Тянь-Шаня высокосейсмична. В ее пределах отмечены многочисленные землетрясения с магнитудой 7 и более. Очаги всех землетрясений располагаются внутри коры, главным образом в ее верхних частях. Территории, охваченные мощным дейтероорогенезом, попадают в зону 8-балльных землетрясений, а районы, прилегающие к глубинным разломам, ограничивающим Тянь-Шань с юга, а также Талассо-Ферганскому, — в 9-балльную зону.

Стратиграфия

Архей. Обнажающиеся в разных зонах Тянь-Шаня древнейшие образования, регионально-метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, принадлежат верхнему (?) архею. Все их выходы приурочены к древним консолидированным массивам. В Северном Тянь-Шане, в хр. Заилийский Алатау, присутствует актозская свита плагноклаз-калишпат-кварц-биотитовых гнейсов и гранатовых амфиболитов (3 км), абсолютный возраст которой (по циркону) составляет не менее $2,7 \pm 0,3$ млрд лет. Она несогласно (?) перекрывается породами кеминской серии — амфиболитизированными и мигматизированными основными метавулканитами, биотитовыми и графитовыми кристаллосланцами, волластонитовыми мраморами (4 км), время максимального метаморфизма которых датируется $2,55 \pm 0,25$ млрд лет. В Южно-Гиссарской зоне Южного Тянь-Шаня, в Каратегинском бло-

ке, развиты гнейсы, мраморы, кальцифиры, пироксен-амфиболовые породы и амфиболиты, метаморфизм амфиболитовой фации которых определен в интервале 2,4—2,9 млрд лет. Архейские образования здесь, как и в Северном Тянь-Шане, позднее подверглись ретроградному метаморфизму зеленосланцевой фации. Возможна принадлежность к архею гнейсов и кристаллических сланцев, слагающих Сарыджасский и Атбашинский блоки в восточной части Срединного Тянь-Шаня.

Нижний протерозой в Северо-Тяньшаньской системе выражен киргизской серией, выступающей в западной части одноименного хребта, в ядре Макбальского антиклинория. Ее нижнюю часть слагают мусковитовые кварциты, гранат-биотитовые сланцы, мраморы, эклогиты и гранатовые амфиболиты¹. Выше залегают гранат-биотит-кварцевые сланцы. Возраст киргизской серии определяется по присутствию в ней обломочных цирконов, датируемых 2,27—7,84 млрд лет, и несогласному перекрыванию ее филлитами и доломитами рифея. В восточной части Северного Тянь-Шаня к нижнему протерозою относят кочкорскую метаморфическую серию, прорванную гранитоидами с возрастом 1,8 млрд лет.

Предположительно нижнепротерозойские метаморфические образования выступают в Бессазском блоке, приуроченном к Каратаускому глубинному разлому, разделяющему зоны Мал. и Бол. Каратау. Здесь распространена бессазская серия, сложенная амфиболитами с прослоями и линзами мраморов, амфибол-биотитовыми, биотит-мусковитовыми, гранат-биотитовыми сланцами (2 км), а также телами метагаббродов и серпентинизированных гипербазитов, рассматриваемых в качестве метаморфизованных пород офиолитовой ассоциации. Верхний предел возраста бессазской серии определяется датировками наложенных процессов диафтореза (0,93 млрд лет) и гранитизации (0,82 млн лет). От верхнепротерозойских и нижнепалеозойских образований зон Бол. и Мал. Каратау бессазский нижнепротерозойский комплекс отличается не только глубоким метаморфизмом, но и иной — широтной ориентировкой структур.

Нижнепротерозойские метаморфические образования присутствуют также в западной части Чаткало-Нарынской зоны Срединного Тянь-Шаня (Кассанский блок в Чаткальском хребте) и в ее восточной части (в верховьях р. Нарын), где они выражены гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами свиты куйлю, и в тектоническом блоке, приуроченном к пересечающему эту зону Талассо-Ферганскому глубинному разлому (в районе Токтогула). Нижнепротерозойские комплексы, по-видимому, формировались в пределах протогеосинклинальных прогибов, в строении которых, наряду с терригенными и карбонатными породами, принимают участие metabазиты, а местами также габброиды и гипербазиты. Их развитие завершилось деформациями, региональным метаморфизмом амфиболитовой ступени и гранитизацией, скорее всего в свекофеннскую эпоху, т. е. около 1,8 млрд лет, когда возникшие на их месте складчатые зоны спаялись с разделявшими их архейскими массивами, образовав протоконтинентальный фундамент Тянь-Шаньской области.

Верхний протерозой, несомненно, присутствует в Северной и Срединной системах Тянь-Шаня и предположительно — в Кызылкумском

¹ Согласно Г. И. Макарычеву, эклогиты и гранатовые амфиболиты лежат в основании разреза и являются продуктами глубокого метаморфизма древнейшей на Тянь-Шане офиолитовой ассоциации.

сегменте Южно-Тяньшаньской системы. В Северном Тянь-Шане в разрезах верхнего протерозоя выделяются нижне (?) -среднерифейский и верхнерифейско-вендский комплексы, а в Срединном — рифейский и вендский комплексы. Преимущественно осадочные и в меньшей мере вулканогенные образования верхнего протерозоя, как правило, почти не метаморфизованы или слабо метаморфизованы (в зеленосланцевой фации).

В Киргизско-Терской и Каратауско-Таласской зонах Северного Тянь-Шаня к среднему и частично, возможно, к нижнему рифею принадлежат терригенно-карбонатные с подчиненными вулканитами толщи мощностью от 2 до 5—6 км, резко несогласно залегающие на архейско-нижнепротерозойском метаморфическом фундаменте. В основании их присутствуют конгломераты и кварциты (образовавшиеся по кварцевым песчаникам); с ними ассоциируют горизонты метаморфизованных базальтов траппового типа и кислых вулканитов. Выше следуют филлитовые, сланцево-карбонатные и известняково-доломитовые толщи со среднерифейскими строматолитами. Согласно В. Г. Королеву, эти образования заполняли грабенообразные прогибы, напоминавшие авлакогены древних платформ. Их накопление завершилось в конце среднего рифея деформациями сжатия умеренной интенсивности, приведшими к образованию коробчатых брахиморфных и линейных открытых складок, и внедрением отдельных массивов гранитоидов с возрастом 1,1 млрд лет. Эти события, очевидно, отвечают исседонской тектономагматической эпохе в Казахском нагорье.

Близкий авлакогенному тип развития сменился в позднем рифее заложением типичных геосинклинальных прогибов, которые в основном наследовали среднерифейские. Разрезы верхнего рифея — венда существенно различаются в разных зонах Северного Тянь-Шаня. В Киргизско-Терской зоне на разные горизонты среднего рифея и более древние образования, с корой выветривания в основании, ложится толща аркозовых и кварцевых песчаников (до 0,3 км), сопоставляемая с кокчетавской серией Казахского нагорья и низами каратауской серии Башкирского Урала (зильмердакской свитой) и отвечающая фазе временной тектонической стабилизации в начале позднего рифея. Выше следуют мощные (до 3 км) толщи спилитов, базальтовых и андезитовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий с прослоями яшм и известняков, несогласно перекрываемые ритмично построенными толщами песчаников, сланцев и известняков с верхнерифейскими и нижне (?) юдомскими строматолитами и микрофитолитами (до 2,5 км). В венде позднерифейские эвгеосинклинальные прогибы Киргизско-Терской зоны испытали складчатость и подверглись поднятию и размытию.

Южнее, в миогеосинклинальной Малокаратауско-Таласской зоне, вулканизм в позднем рифее не имел места, байкальская складчатость и сопутствовавшие ей поднятия проявились слабо, и в разрезах присутствуют как верхний рифей, так и венд, выраженные терригенно-карбонатными отложениями. В Таласском хребте разрез верхнего рифея общей мощностью до 4—5 км начинается с толщ полимиктовых песчаников и алевролитов, выше следуют флишoidные терригенно-карбонатные и карбонатные отложения, сменяемые пестроцветными конгломерато-песчанико-алевролитовыми толщами молассового типа. В хр. Мал. Каратау им соответствуют большекарыйская и коксуйская свиты, также сложенные конгломератами, песчаниками и глинами (до 2,5 км). Выше, в Мал. Каратау и Таласском хребте, с перерывом и слабым угловым несогласием залегает малокарыйская серия вендского

возраста (до 1—2 км), выраженная двумя седиментационными ритмами. Они начинаются с толщ конгломератов, гравелитов и песчаников и заканчиваются углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, доломитами, а в верхнем ритме — также кислыми туфами и туффитами. В некоторых разрезах выпадает нижний ритм или даже вся малокаройская серия, что свидетельствует о дифференцированных поднятиях на протяжении венда.

К верхам венда в Таласском хребте относится залегающая на разных горизонтах малокаройской серии толща конгломератов, гравелитов и тиллитов, состоящих из галек, валунов и глыб различных пород, беспорядочно рассеянных в глинисто-алевритно-песчаном материале (до 0,1 км). В Мал. Каратау примерно тот же стратиграфический уровень занимает толща песчаников и доломитов с вендскими строма-толитами (до 0,2 км), с корой выветривания в основании, согласно перекрываемая нижним кембрием.

В Чаткало-Нарынской зоне Срединного Тянь-Шаня верхнепротерозойские образования обнажаются на ее западном (хр. Бол. Каратау) и самом восточном (хр. Джетым-Тоо в верховьях р. Нарына) участках. Тем не менее их разрезы обладают значительным сходством. Среднему-верхнему рифею на востоке отвечает существенно континентальная серия Бол. Нарына (до 2,5 км), по-видимому, накопившаяся на древнем срединном массиве, обрамлявшем геосинклинальную систему Северного Тянь-Шаня с юга. Основание серии слагает нижняя толща кислых метавулканитов, далее следуют толщи грубообломочных пород, основных вулканитов и терригенно-карбонатных пород, затем маломощный горизонт кварцитов (возможно, отвечающий толще кварцевых песчаников в низах верхнего рифея Киргизско-Терской зоны) и, наконец, верхняя толща кислых вулканитов с возрастом 0,7 млрд лет, прорываемая массивами комагматичных им гранитоидов.

В Бол. Каратау нижним горизонтам серии Бол. Нарына соответствует кайнарская свита (1—3 км), в разрезе которой существенно кислые метавулканиты и туфы сменяются сверху терригенно-туфогенной толщей, а последняя — метавулканитами основного и реже кислого состава. Верхним горизонтам серии Бол. Нарына отвечают в Бол. Каратау толща доломитов с конгломератами из обломков порфиридов кайнарской свиты и вышележащая свита порфиридов и порфиритоидов (до 0,7 км).

Вендские отложения залегают в Чаткало-Нарынской зоне несогласно на разных горизонтах рифея и представлены двумя комплексами пород, также разделенными несогласием. Нижний комплекс (до 1 км) в восточной части зоны начинается с аркозовой конгломерато-песчанниковой толщи, включающей покровы базальтовых и трахиандезитовых лав, и завершается толщей черных сланцев с прослоями известняков и туфов. Верхний комплекс (до 1—2,5 км) представлен толщей конгломератов, песчаников и алевролитов с двумя горизонтами тиллитов. В хр. Бол. Каратау нижевендский комплекс (до 1 км) выражен конгломератами и песчаниками, выше пестроцветными и черными алевролитами с прослоями известняков и доломитов, а вышевендский (байконурская свита) — тиллитоподобными конгломератами с прослоями алевролитов и доломитов (до 0,25 км). Некоторые исследователи рассматривают вендские тиллитоподобные конгломераты в качестве обвального-оползневых образований, но не менее вероятно предположение о ледниковом происхождении их грубообломочного материала и его айсберговом разносе.

С севера Северо-Тяньшаньская система обрамлялась Мойынкумским срединным массивом, дорифейский фундамент которого местами (например, в хр. Кендыктас) перекрывался в рифее толщами кислых вулканитов и моласс, аналогичных Срединно-Тяньшаньским.

В основании автохтонного разреза Кызылкумского сегмента Южного Тянь-Шаня залегают предположительно верхнепротерозойские образования, несогласно перекрытые породами девона. Древнейшей среди них является свита амфиболитов, зеленых сланцев, кварцитов и мраморов (более 1,5 км), согласно (?) перекрытая толщей известняков, доломитов, кварцитов, кварц-графитовых, углисто-глинистых, кварц-сланцевых сланцев и алевролитов (до 1,5 км), для пород которой изохронно-свинцовым методом получен возраст 0,87 млрд лет. Выше залегает мощная толща серицитовых углисто-кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников (до 5 км), в низах которой обнаружены онколиты и строматолиты, а в верхах этой же толщи (?) — граптолиты ордовика-силура. Возможно, что в этой «толще» оказались искусственно объединенными как верхнедокембрийские, так и палеозойские отложения.

Кембрий-силур. Палеозойские отложения по полноте разреза, литолого-формационному характеру отдельных стратиграфических комплексов и особенностям их соотношений резко различаются в разных зонах Тянь-Шаня. В Северном Тянь-Шане кембрий и ордовик образуют каледонский геосинклиальный комплекс, силур отсутствует, а несогласно залегающий комплекс вулканогенно-осадочных континентальных и морских образований девона, карбона и местами перми слагает сингерцинский чехол эпикаледонского массива ранней консолидации. В Срединном Тянь-Шане также различаются каледонский и герцинский комплексы, но каледонский комплекс включает кроме кембрия и ордовика местами и силур, несогласие в основании герцинского комплекса выражено более резко, а сам комплекс (средний девон — пермь) отличается большей мощностью и дислоцированностью. Наконец, в Южном Тянь-Шане весь палеозой входит в состав единого сложно построенного герцинского геосинклиального комплекса.

В Киргизско-Терской зоне Северного Тянь-Шаня кембрий залегает несогласно на разных горизонтах рифейских или более древних образований и вместе с ордовиком заполняет каледонские эвгеосинклиальные трюги, возродившиеся внутри байкальских геосинклиальных прогибов. Нижнюю часть разреза слагают мощные (до 3,5 км) нижекембрийские вулканогенные толщи диабазов, спилитов, андезитовых порфиритов, в верхах местами кератофиров и кварцевых порфиров, а также туфов, яшм и фтанитов. Выше следует туфогенно-кремнистая толща среднего кембрия, сложенная туфами, туффитами, туфопесчаниками, кремнями с линзами конгломератов, горизонтами и рифовыми массивами известняков, постепенно сменяемая кверху известковистыми красноцветными песчаниками и алевролитами верхнего кембрия. Общая мощность среднего-верхнего кембрия 1—3 км.

Нижний ордовик выражен пестроцветными алевролитами и песчаниками, изредка с прослоями и линзами конгломератов, известняков и яшм (0,5—1,5 км). Залегающий с разрывом, с мощными конгломератами в основании средний ордовик представлен песчано-алевролитовыми толщами, местами с подчиненными андезитовыми и андезитодацитовыми лавами и туфами (1—3 км). Верхний ордовик залегает с еще более глубоким разрывом и местами угловым несогласием, с базальными конгломератами и выражен в нижней части пестроцветными песчаниками и алевролитами, в средней — красноцветными песчани-

ками, конгломератами, лавами и пирокластолитами базальтов, андезитобазальтов, андезитов, а также щелочных вулканитов, а несогласно залегающая верхняя часть ордовика сложена грубообломочными красноватыми типично молассовыми образованиями. Общая мощность ордовика сильно варьирует, достигая местами 5—7 км.

Таким образом, история раннепалеозойских прогибов Киргизско-Терской эвгеосинклинальной зоны начинается с накопления спилито-кератофировой формации, далее следуют туфогенно-кремнистая и терригенная граувакковая, затем терригенная флишоидная, вновь вулканогенная — базальт-андезитовая субщелочная и, наконец, наземная молассовая формация. Со среднего ордовика началось воздымание отдельных зон, сопровождавшееся внедрением субвулканических тел диоритового, сиенит-диоритового и тоналитового состава, затем в позднем ордовике становлением крупных батолитов гранитоидов, а в раннем силуре интрузиями лейкократовых и аляскитовых гранитов. Складкообразование, начавшееся в среднем ордовике, достигло максимальной интенсивности в конце ордовика, а в силуре сменилось общим поднятием и денудацией.

В Малокаратауско-Таласской зоне разрез нижнего палеозоя, наиболее широко распространенного в хр. Мал. Каратау, характеризуется умеренной мощностью (1,5—2 км) и отсутствием вулканогенных образований. На венде согласно залегает относимая к томмотскому ярусу нижнего кембрия чулактауская свита доломито-кремнисто-фосфатного состава (до 70 м) с повышенным содержанием железа и марганца, а также ванадия, молибдена и других металлов. С ней связаны крупнейшие месторождения пластовых фосфоритов суммарной мощностью до 35 м, образующие Каратауский фосфатноносный бассейн. Выше залегает мелководная известняково-доломитовая толща нижнего кембрия — среднего ордовика, перекрываемая песчано-глинистой толщей верхнего ордовика. Смятый в складки нижний палеозой прорван каледонскими гранитоидами и несогласно перекрыт нижним карбоном.

В Чаткало-Нарынской зоне Среднего Тянь-Шаня наиболее полный разрез нижнего палеозоя обнажается в хр. Бол. Каратау. Кембрий (0,2—0,5 км) согласно залегает на байконурской свите верхнего венда, выражен фтанитами и углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, сменяющимися толщей известняков и доломитов с подчиненными углисто-глинисто-кремнистыми сланцами. Ордовик (1—2 км) сложен серыми и зелеными глинистыми, углисто-глинистыми, глинисто-кремнистыми и известково-глинистыми сланцами, частично замещаемыми известняками, выше — флишоидными песчано-глинистыми и в самых верхах — молассоидными гравелито-песчаными толщами. В целом отложения нижнего палеозоя Бол. Каратау напоминают таковые Байконурского синклинория. Силур в Бол. Каратау и северной части Чаткальского хребта отсутствует, но в южной части Чаткальского и в Кураминском хребте разрез каледонского комплекса завершают нижнесилурийские терригенные отложения. Деформированные в каледонскую эпоху отложения нижнего палеозоя и нижнего силура в Чаткало-Нарынской зоне несогласно перекрываются породами среднего девона.

В Южно-Тяньшаньской мегазоне нижнепалеозойские и силурийские отложения слагают нижнюю часть единого палеозойского геосинклинального комплекса. В Южно-Ферганской эвгеосинклинальной зоне к нижнему палеозою, по-видимому, относится офиолитовая ассоциация. В наиболее полном ее разрезе, изученном Г. И. Макарычевым в районе Сарталя, серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты сменяются полосчатыми и массивными габбро, а последние — габбро-диа-

базами. Выше залегает эффузивно-кремнистая свита, сложенная пикритами, спилитами, диабазами, плагиопорфиритами с горизонтами и линзами яшм, перекрытая кремнисто-глинистыми и вулканогенными толщами силура. По новым данным С. А. Куренкова и др., спрединг здесь имел рассеянный характер и возобновлялся от ордовика до среднего девона.

В более южных, миогеосинклинальных, зонах Южного Тянь-Шаня, главным образом в западной части Гиссаро-Алайского сегмента, присутствуют терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя, накопившиеся, по-видимому, в пределах области с докембрийской корой континентального типа («Алайский континент», по В. С. Буртману). В западной части Алайской зоны, в Нуратауском и Туркестанском хребтах, по данным В. Д. Брежнева, обнажаются отложения всех отделов кембрия — олигомиктовые песчаники, глинистые сланцы, известняки и доломиты с остатками археоциат и трилобитов (до 2—2,5 км), перекрытые глинистыми сланцами, кварцевыми и граувакковыми песчаниками и алевролитами ордовика и нижнего силура, с остатками граптолитов, местами с подчиненными прослоями кислых вулканитов калиевого ряда (до 1,5—1,8 км).

Нижний палеозой известен также в более южной, Зеравшано-Гиссарской, зоне того же сегмента и в южной части Кызылкумского сегмента, в горах Кульджуктау. В более северных зонах этого сегмента к нижнему палеозою и силуру относится, возможно, мощная (до 5 км) бесапанская толща углисто-кремнистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников с прослоями гравелитов и водорослевых известняков. Значительно шире распространены в Южном Тянь-Шане, особенно в Гиссаро-Алайском и Ферганском сегментах, силурийские отложения, охарактеризованные остатками граптолитов, строматопоридей и брахиопод. В Южно-Ферганской эвгеосинклинальной зоне к нижнему и верхнему силуру принадлежат трансгрессивно залегающие на офиолитовом комплексе терригенно-сланцево-вулканогенные отложения мощностью более 1 км.

В более южных зонах силура представлен фациально изменчивыми терригенными и карбонатными отложениями мощностью до 4 км. В нижнем силуре преобладают толщи песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, нередко флишоидные, с прослоями и пачками известняков и местами основных эффузивов и туфов, а в верхнем силуре — разнообразные, часто органогенные известняки и доломиты с подчиненными песчано-сланцевыми горизонтами. В северо-восточной части Кызылкумского сегмента в надвинутом с севера аллохтонном комплексе присутствуют песчано-глинистая толща нижнего силура с прослоями туфопесчаников и пластами спилитов и диабазовых порфиритов и верхнесилурийские известняки. Часть отложений, ранее относившихся на Южном Тянь-Шане к силуру, в действительности представляет собой более молодые, главным образом каменноугольного возраста, олистостромовые толщи с включениями обломков и пластин фаунистически охарактеризованных силурийских пород.

Девон. Девонские образования характеризуются в Тянь-Шане тремя типами разрезов, резко различающимися по особенностям соотношений с подстилающими отложениями, стратиграфической полноте, вещественному составу и условиям накопления. В Киргизско-Терской зоне каледонид Северного Тянь-Шаня на различных горизонтах нижнего палеозоя, докембрия и каледонских гранитоидах резко несогласно, выполняя отдельные наложенные впадины и грабены, залегают ниже- и средне(?) девонские наземные вулканические образова-

ния кислого и основного состава, нередко перекрываемые красноцветными обломочными толщами и вулканитами живетского яруса и верхнего девона (1—3 км). Эти континентальные толщи сопоставляются с девонскими терригенно-вулканогенными комплексами каледонид Казахского нагорья. В Малокаратауско-Таласской зоне вулканогенная толща нижнего-среднего девона отсутствует, но в южной, Кокджотской, подзоне Мал. Каратау верхнепротерозойский комплекс несогласно перекрыт континентальной красноцветной конгломерато-песчаниковой молассоидной тюлькубашской свитой (до 0,5 км), условно относимой к живетскому ярусу среднего и верхнему девону. Морские отложения фаменского яруса в Северном Тянь-Шане неизвестны.

В Чаткало-Нарынской и Кураминской зонах Среднего Тянь-Шаня ограниченно развиты наземные вулканогенные толщи кислого и среднего состава, отвечающие нижнему — низам среднего девона. Гораздо шире распространены несогласно залегающие пестроцветные терригенные континентальные и частично мелководно-морские карбонатно-терригенные отложения живетского и франского ярусов (до 1—1,5 км). В хр. Бол. Каратау они выражены тюлькубашской красноцветной свитой с остатками рыб и флоры, в разрезе которой конгломераты сменяются сверху песчаниками, а в самих верхах — чередованием алевролитов, аргиллитов и известняков. Верхнюю часть разреза девона слагают морские карбонатные отложения фаменского яруса, представленные известняками, мергелями, доломитами с остатками фораминифер, конодонтов, кораллов, брахиопод (до 1—1,5 км). Для фаменских отложений хр. Бол. Каратау характерны горизонты внутриформационных брекчий, присутствие кремней и наличие своеобразной глубоководной фации — ритмитов, выраженных тонким чередованием темно-серых доломитов, известняков, черных углефицированных мергелей и кремнистых туффитов с пиритом. К этой фации в основном приурочены гидротермально-осадочные стратиформные месторождения свинцово-цинковых и баритовых руд Бол. Каратау, формировавшиеся на дне обособившихся в фаменском веке узких глубоководных трогов в условиях высокого теплового потока и подъема к поверхности глубинных рудоносных растворов. В сходных условиях одновременно возникли железомарганцевые и полиметаллические месторождения Казахского нагорья (Каражал, Жайрем и др.). Фаменские отложения согласно сменяются турнейскими.

В Южно-Тяньшаньской системе (кроме ее западного Кызылкумского сегмента) девонские отложения обычно согласно перекрывают силур и представлены всеми отделами, выраженными морскими, преимущественно карбонатными фациями (мелководные, нередко рифогенные известняки, а также доломиты и мергели с остатками кораллов, брахиопод и пр.) общей мощностью до 2—4 км. Менее распространены относительно маломощные (до 0,5 км) глинисто-карбонатно-кремнистые глубоководные отложения, накапливавшиеся в некомпенсированных лептогеосинклинальных прогибах, и песчано-сланцевые образования (до 3—5 км), отлагавшиеся в южной зоне Қокшалтауского сегмента и у северной окраины Таримского массива, а также нижне- и среднедевонские толщи спилитов, диабазов и гиалокластитов, приуроченные к Южно-Ферганской эвгеосинклинальной зоне и ее западному продолжению, и локально развитые в более южных зонах толщи лав и пирокластолитов среднего (андезитобазальты, андезиты) и кислого состава.

На большей части Кызылкумского сегмента девон залегает трансгрессивно, с конгломератами в основании на предположительно верх-

непротерозойских или нижнепалеозойских и силурийских образованиях и выражен известняками и доломитами, иногда с кремнями (до 2 км). На западном участке этого сегмента — в Султануиздаге — автохтонный разрез девона представлен нижнедевонской толщей фтанитов с прослоями диабазов (2 км) и толщей спилитов, диабазов и кератофиров среднего-верхнего девона (более 4 км), а в надвинутом с северо-востока аллохтоне — сильнометаморфизованными терригенными и терригенно-карбонатными образованиями (гнейсы, мраморы и др.) нижнего-среднего девона (до 4 км).

Каменноугольная и пермская системы в разных зонах Тянь-Шаня выражены разрезами, резко различными по полноте, мощности и литолого-фациальному составу отложений. В Северном Тянь-Шане в основном распространены отложения нижнего и среднего отделов карбона (до 1—3 км), выполняющие несколько наложенных прогибов, более обширных, чем впадины, заполненные девонем. Красноцветные терригенные (песчаники, алевролиты) прибрежно-континентальные отложения турне сменяются прибрежно- и мелководно-морскими терригенно-карбонатными отложениями визейского и серпуховского ярусов, а последние — вновь красноцветными континентальными терригенными образованиями (песчаники, гравелиты, конгломераты) среднего карбона. В северо-восточной части Северного Тянь-Шаня, попадающей в пределы южной ветви Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулканического пояса, распространены наземные вулканические образования верхов нижнего, среднего, верхнего карбона, нижней и верхней перми, сложенные лавами и пирокластолитами преимущественно кислого, а также основного и среднего состава (до нескольких километров), и комагматичные им массивы позднепалеозойских гранитоидов.

В Чаткало-Нарынской зоне Срединного Тянь-Шаня в хребтах Бол. Каратау, Чаткальском и бассейне р. Нарын морские отложения нижнего карбона залегают согласно на фаменских и представлены известняками и доломитами, реже мергелями с остатками фораминифер, конодонтов, кораллов, мшанок, брахиопод, нередко содержащими включения кремней, с прослоями карбонатных брекчий в низах турнейского яруса и прослоями песчаников и изредка потоками трахибазальтов — в визейском и серпуховском ярусах. Общая мощность достигает 2—5 км. В вышележащих отложениях нижней части башкирского яруса, также в основном карбонатных (до 1—2 км), возрастает роль прослоев и пачек терригенных пород — аргиллитов, алевролитов, песчаников и местами также гравелитов и конгломератов.

В более южной — Кураминской — зоне на нижнем карбоне или более древних образованиях залегают грубообломочные отложения (конгломераты, гравелиты, песчаники), а также туфы башкирского — раннемосковского возраста (0,5 км). Выше следуют наземные вулканы — лавы, игнимбриты и туфы — преимущественно липаритового, а также дацитового, андезитового, реже базальтового состава несколько повышенной щелочности, которые прослаиваются и фациально замещаются толщами континентальных терригенных (песчаники, конгломераты) моласс. Остатки флоры датируют возраст этого порфиритового комплекса в рамках от верхней части башкирского яруса среднего карбона до верхней перми; залегающие в верхах вулканической серии туфы и лавы субщелочных и щелочных пород — трахиандезитов, трахитов, латитов, фонолитов и лейцитовых базальтов (до 0,7 км) относятся, возможно, к нижнему-среднему (?) триасу. Этот комплекс прорывают комагматичные ему батолиты нормальных

и субшелочных гранитоидов и более мелкие тела щелочных габброидов позднекаменноугольного и пермского возраста. Верхнепалеозойские наземные вулканы и интрузивы под мезокайнозойским чехлом распространяются к северо-западу в пределы юго-западной части Сырдарьинской синеклизы, слагая протяженный Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс.

На большей части площади Южного Тянь-Шаня широко распространены фациально разнообразные морские существенно карбонатные отложения нижнего — низов среднего карбона, сменяющиеся терригенными флишеидными и молассовыми отложениями верхней части среднего и верхнего карбона и низов нижней перми. Более ограниченно развиты несогласно залегающие континентальные молассы, относимые к вышележащим горизонтам нижней и верхней перми. Особым, существенно вулканическим типом разреза характеризуются каменноугольные и пермские образования в самой южной — Южно-Гиссарской — эвгеосинклинальной зоне Гиссаро-Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня.

Нижний, существенно карбонатный, комплекс с остатками фораминифер, конодонтов, брахиопод, кораллов включает все ярусы нижнего отдела, башкирский и местами нижнюю часть московского яруса; в северных зонах Южного Тянь-Шаня смена карбонатных отложений терригенными происходит несколько раньше, чем в более южных зонах. По большей части нижний комплекс представлен толщами мелководных шельфовых известняков и доломитов (1—2 км), надстраиваемыми однотипными им девонские отложения. В основании визе нередко отмечается перерыв, а в башкирско-нижнемосковской части разреза в некоторых зонах наблюдаются палеокарстовые полости, выполненные известняковыми конгломератами и бокситами; образование их некоторые геологи (Л. Е. Вишневский) связывают с субаэральным выветриванием пирокластического материала. В северной части Южного Тянь-Шаня прослеживается унаследованный с девона некомпенсированный прогиб (по мнению Г. С. Поршнякова, несколько таких прогибов), выполненный маломощными глубоководными кремнисто-глинисто-карбонатными отложениями нижнего — низов среднего карбона. Возможно, он ограничивался нормальными сбросами и развивался в условиях растяжения.

В середине московского века обстановка существенно изменилась: горизонтальное растяжение сменилось сжатием, некомпенсированные прогибы превратились в зоны поднятия и размыва, а смежные с ними, ранее относительно приподнятые зоны опустились и стали покрываться терригенными флишевыми отложениями, которые переслаиваются и фациально замещаются олистостромовыми толщами с многочисленными олистолитами и крупными пластинами из более древних каменноугольных, девонских и силурийских отложений. Ведущую роль в их образовании одни исследователи приписывают возникновению резких выступов в рельефе, создаваемых подвижками по крутым разломам взбросового типа, другие — разрушению, перемещению и перезахоронению обломочного материала и обвально-оползневых блоков из фронтальных частей движущихся к югу тектонических покровов, а некоторые авторы ошибочно принимают подобные толщи за аллохтонные пластины нижнекаменноугольных, девонских и силурийских пород. Мощность флишево-олистостромовых толщ верхов среднего карбона составляет 0,5—2 км. Кверху они сменяются более грубообломочными морскими отложениями типа нижней молассы (конгломераты, песчаники, аргиллиты, мощностью до 1—2 км), которые накапливались, по-види-

тому, в Южном Тянь-Шане в нескольких узких остаточных прогибах, разделенных постепенно разраставшимися внутренними поднятиями.

В Карачатырском прогибе присутствуют также горизонты кислых вулканитов. В тех же, но еще сузившихся прогибах с перерывом залегают мелководно-морские, конгломерато-песчаниковые с прослоями известняков молассы низов нижней перми (ассельский-сакмарский ярусы) мощностью до 1—1,5 км. В отдельных остаточных межгорных впадинах на них или на более древних образованиях залегают красноцветные континентальные конгломераты, песчаники и глины (до 0,4 км), предположительно относимые к верхам нижней перми. В западной части Карачатырского прогиба на разные горизонты палеозоя несогласно налегают пестро- и сероцветные континентальные конгломераты, песчаники и глины с пластами угля (до 0,3 км), принадлежащие, судя по остаткам флоры, к верхней перми — нижнему триасу.

В Кызылкумском сегменте, как и в Гиссаро-Алайском, нижний карбон и низы среднего карбона выражены карбонатной серией (до 1 км) с несколькими внутренними перерывами и бокситоносными горизонтами в отложениях серпуховского и башкирского ярусов, а выше лежащие образования верхней части московского яруса — терригенной молассовой толщей известковистых песчаников, аргиллитов с прослоями гравелитов и конгломератов (до 0,5 км).

В Южно-Гиссарской эвгеосинклинальной зоне, заложенной в ходе раздвига континентальной коры в конце среднего палеозоя, к раннему карбону относят формирование офиолитового комплекса. Он представлен протрузивными телами и тектоническими чешуями серпентинизированных гипербазитов, комплексом параллельных даек диоритового состава, а также серией основных эффузивов (диабазы и спилиты с подушечной отдельностью) с прослоями кремнисто-карбонатных пород с остатками гониатитов серпуховского яруса (2—2,5 км). Выше залегают лавы и пирокластолиты андезитобазальтового, андезитового и дацитового состава, чередующиеся с терригенными породами и известняками с остатками фораминифер башкирского яруса и нижнемосковского подъяруса (1 км). Вулканогенная серия перекрывается терригенной флишевой толщей верхнемосковского подъяруса и верхнего карбона. К нижней перми в этой зоне относятся обломочно-вулканогенные толщи, сложенные конгломератами, песчаниками, а также лавами, игнимбритами и туфами трахиандезитов, дацитов и липаритов (до 1,5—2 км), а к верхам нижней (?) или верхней перми — вышележащая красноцветная континентальная толща конгломератов и песчаников (до 1,5—2 км).

С севера Южно-Гиссарскую зону обрамляет огромный полифазный Гиссарский батолит гранитоидов, формировавшийся с середины карбона до ранней перми. В более северных зонах Южного Тянь-Шаня, кроме Восточно-Ферганского сегмента, смятые в складки и нарушенные шарьяжными деформациями палеозойские отложения прорываются многочисленными более мелкими массивами гранитоидов позднекаменноугольного и раннепермского возраста, а в Гиссаро-Алайском сегменте также позднепермскими щелочными интрузиями.

К триасовой системе относятся ограниченно распространенные континентальные образования, принадлежащие ее нижнему и верхнему отделам. Первые стратиграфически тесно связаны с верхнепермскими, вторые — с нижнеюрскими комплексами. В Кураминской зоне нижнему триасу отвечает развитая в горах Қаржантау (близ Ташкента) самая верхняя часть верхнепалеозойской наземной вулкано-

генной серии, представленная лавами и пирокластолитами субщелочного и щелочного состава (до 0,7 км). В Южной Фергане, в западной части Карачатырской зоны, к низам триаса относится верхняя часть молассоидной конгломерато-песчано-глинистой толщи, а в Южно-Гиссарской зоне — возможно, верхняя часть мощной красноцветной молассовой толщи.

К верхнему триасу принадлежат несогласно налегающие на разные горизонты палеозоя нижние части континентальных терригенных лимнических угленосных толщ Каратау, Ферганского хребта и Южной Ферганы, выраженные пестро- и сероцветными конгломератами, песчаниками и глинами с остатками флоры (до 0,5 км).

Юрские отложения, представленные терригенными континентальными сероцветными конгломерато-песчано-глинистыми, нередко угленосными толщами аллювиально-пролювиального и озерно-болотного генезиса, распространены в ряде районов Северного (Прииссыккулье), Срединного (Каратау, Чимкентский район) и Южного Тянь-Шаня (Ферганский хребет, Южная Фергана, Туркестанский, Алайский, Зеравшанский, Гиссарский хребты). Они накапливались в многочисленных внутриконтинентальных тектонических и эрозионно-тектонических депрессиях, возникших в палеозойской складчатой области Тянь-Шаня в период тектонической активизации, создавшей резкие неровности в рельефе. В Ферганском хребте распространена мощная (свыше 4 км) лимническая серия песчаников, алевролитов и аргиллитов с пакетами и прослоями конгломератов и пластами каменных и бурых углей; ее нижние горизонты относятся к верхнему триасу, основная часть — к нижней и средней юре, а трансгрессивно залегающая безугольная верхняя часть — к верхней юре. Приуроченная к зоне Каратауского глубинного разлома узкая Леонтьевская впадина также выполнена отложениями верхнего триаса (?) и всех отделов юры (до 2 км).

К лейасу и доггеру относятся толщи конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями и линзами углей, а к мальму — терригенно-карбонатная толща озерного происхождения, в тонколистоватых доломитах которой известны прекрасной сохранности остатки богатейшей позднеюрской флоры и фауны (насекомых, рыб, черепах, летающих ящеров и др.). Не исключено площадное развитие маломощной континентальной юры под всей или большей частью Ферганской впадины. В остальных районах сохранились лишь угленосные отложения лейаса и доггера мощностью не более 0,5—1 км, приуроченные к узким эрозионно-тектоническим депрессиям.

Меловые отложения в пределах Тянь-Шаньской области широко распространены в Ферганской впадине, по периферии которой они выступают на поверхность, а также в Кызылкумском и Восточноалайско-Восточноферганском сегментах Южного Тянь-Шаня. Они присутствуют также в обрамляющих Тянь-Шань Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской синеклизах Северо-Туранской плиты и в Южно-Таджикской впадине и Памиро-Алайской зоне Средиземноморского подвижного пояса. В Ферганской впадине и на восточной окраине Сырдарьинской синеклизы отложения нижнего мела и низов сеномана несогласно, с базальными конгломератами в основании залегающие на различных образованиях палеозоя или юры, представлены толщами континентальных красноцветных песчаников и глин с прослоями конгломератов, сероцветных терригенных пород, а также гипсов, мергелей, известняков и доломитов озерного происхождения. Мощность красноцветной толщи составляет первые сотни метров, но на юго-восточной окраине Ферганской впадины возрастает до 1 км и более, а в восточ-

ной части Алайского хребта, представлявшей в меловом периоде поперечный прогиб, связывавший Ферганскую впадину с прогибом Памиро-Алайской зоны и Южно-Таджикской впадиной («Алайский пролив»), — до 0,5 км.

Вышележащие отложения верхнего мела в Приташкентском районе, в Ферганской впадине и «Алайском проливе» представлены в прибрежно- и мелководно-морских и лагунных фациях — пестроцветными песками и песчаниками, глинами с прослоями и пачками мергелей, устричных ракушечников, известняков и доломитов, мощностью от 0,2—0,6 км. Большая часть Гиссаро-Алайской системы превратилась в позднемеловое время в обширный остров; Кызылкумский сегмент Южного Тянь-Шаня, а в отдельные моменты и зона Каратау почти целиком покрывались мелководно-морскими осадками.

Палеоген. Отложения палеоцена, эоцена и нижней части олигоцена распространена в тех же районах Тянь-Шаньской области, что и меловые (кроме «Алайского пролива»), и представлены в прибрежно- и мелководно-морских и лагунных (палеоцен и эоцен) и бассейновых фациях (нижний-средний олигоцен). В основании их разреза в Ферганской впадине присутствует горизонт гипсов гознау датского яруса. Выше залегают толщи зеленых, реже красных и бурых глин (нередко гипсоносных) с прослоями песчаников, известняков-ракушечников, в основном состоящих из раковин устриц, а также мергелей и гипсов (до 0,3—0,4 км). О. С. Вялов с учетом распределения остатков моллюсков расчленил их на ряд местных «ярусов», или, правильнее, горизонтов, принадлежащих палеоцену (бухарский), нижнему эоцену (сузакский), среднему эоцену (алайский), верхнему эоцену (туркестанский, риштанский, исфаринский, ханабадский) и нижнему-среднему олигоцену (трансгрессивно залегающий сумсарский горизонт красноцветных бассейновых отложений Паратетиса). В некоторых районах Северного Тянь-Шаня (Боамское ущелье р. Чу, Иссык-Кульская впадина) известны небольшие потоки и дайки базальтов эоценового (по радиоизотопным данным) возраста. На большей части Тянь-Шаня в палеогене существовала низкая лепененизированная суша.

Верхний олигоцен — неоген. В середине олигоцена в Ферганской, Таджикской впадинах и Сырдарьинской синеклизе произошла регрессия и стали накапливаться толщи кирпично-красных и розовых глин, алевролитов и песчаников аллювиально-пролювиального и озерного генезиса позднеолигоценового и миоценового возраста (массagetская серия Ферганы и ее стратиграфические аналоги), представляющие собой нижнюю молассу. Они присутствуют также в Илийской, Чуйской и Приташкентской предгорных впадинах. В Иссык-Кульской, Текесской, Таласской, Нарынских и других внутригорных впадинах эти красноцветные толщи несогласно налегают на палеозойский фундамент. Их разрезы существенно различаются в разных впадинах. В них нередко присутствуют прослой и пачки эвапоритов (гипс, галит, глауберит, тенардит), а в верхних частях заметную роль приобретают прослой конгломератов, что свидетельствует о постепенном росте поднятий Тянь-Шаня, служивших источниками кластического материала. Максимальной мощности (до 4—5 км) нижние молассы достигают в Ферганской впадине: в других депрессиях Тянь-Шаня она не превышает 1—3 км.

Выше во впадинах Тянь-Шаня залегают более грубообломочные, нередко циклично построенные толщи континентальных верхних моласс позднемиоценового и плиоценового возраста (бактрийская серия Ферганы и ее аналоги), сложенные красно-бурыми (внизу), бу-

рыми, палевыми и серыми (вверху) конгломератами, полимиктовыми песчаниками, глинами и суглинками с прослоями и линзами гипсов, пресноводных мергелей и известняков мощностью от 1—2 до 3—4 км (в Ферганской впадине). Их большая мощность и значительная роль галечного материала свидетельствуют о возникновении высокогорных хребтов, а смена окраски пород кверху — о постепенном изменении климата от сухого жаркого к сухому умеренному.

Антропоген. Континентальные четвертичные отложения Тянь-Шаньской области отличаются большим фациальным разнообразием. В горных хребтах широко распространены моренные, озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения, принадлежащие нескольким четвертичным оледенениям, а в высокогорных районах сохранились современные ледники (крупнейшие из них — Иныльчек и другие — в восточной части Южного Тянь-Шаня). Однако в связи с сухостью климата оледенение на Тянь-Шане было менее значительным, чем на Бол. Кавказе и Алтае. В долинах развиты разнообразные аллювиальные плейстоценовые отложения, приуроченные к серии террас (обычно цокольного строения), и голоценовые в их днищах, а также фациально связанные с аллювием гравитационные образования на их склонах.

В местах выхода рек из гор располагаются обширные конусы выноса, а в предгорных, межгорных и некоторых внутригорных депрессиях, где террасы погружаются под их поверхность, распространены толщи четвертичных аллювиально-пролювиальных и местами озерных отложений, залегающих в нормальной стратиграфической последовательности: галечники, пески, суглинки, глины и пр.; общая мощность четвертичных отложений достигает в некоторых впадинах нескольких сотен метров. В предгорных районах на пологих склонах и поверхностях террас широко развиты толщи лёссов и лёссовидных суглинков мощностью в многие десятки метров. Их накопление происходило в ледниковые эпохи за счет ветрового переноса пылеватого материала из горной области и частичного переотложения его текучими водами в предгорьях.

Магматизм

Древнейшие магматические образования в пределах Северного и Южного Тянь-Шаня, выраженные основными вулканитами и габброидами, впоследствии превращенными в амфиболиты и другие метаморфические породы, принадлежат, судя по радиоизотопным датировкам их метаморфизма, к позднему архею. Шире распространены в Северном и Среднем Тянь-Шане раннепротерозойские метавулканические образования основного состава, а также метагабброиды и серпентинизированные гипербазиты (в киргизской и бессазской сериях), рассматриваемые некоторыми исследователями (Г. И. Макарычев и др.) в качестве измененных пород древнейшей офиолитовой ассоциации. В конце раннего протерозоя древнее основание Тянь-Шаня испытало региональный метаморфизм амфиболитовой ступени и гранитизацию.

В раннем-среднем рифее в рифтоподобных прогибах Северного Тянь-Шаня происходили излияния базальтов траппового типа и реже кислых вулканитов, завершившиеся в конце среднего рифея становлением отдельных гранитоидных массивов. В позднем рифее в Киргизско-Терской зоне Северного Тянь-Шаня были заложены эвгеосинклинальные прогибы, в которых происходили мощные извержения лав и пирокластолитов базальтового и андезитового состава,

а вдоль отдельных швов — протрузии мелких тел базитов и ультрабазитов. На рубеже рифея и венда эта зона испытала сжатие и была прорвана массивами габброидов, плагиогранитов и гранитов.

В Чаткало-Нарынской зоне Срединного Тянь-Шаня в среднем (?) -позднем рифее имели место мощные существенно наземные извержения кислых и отчасти основных вулканитов, а в раннем венде — излияния трахибазальтовых и трахиандезитовых лав.

В начале палеозоя на Тянь-Шане вновь усиливаются процессы горизонтального растяжения, сопровождавшиеся активизацией вулканизма. В ходе его в прогибах Киргизско-Терской эвгеосинклинальной зоны Северного Тянь-Шаня в раннем кембрии формируются мощные толщи основных (диабазы, спилиты), средних (андезитовые порфиры) и реже кислых (кератофиры, кварцевые порфиры) вулканитов, в среднем кембрии — туфогенно-осадочные толщи, а в среднем и позднем ордовике — толщи лав и пирокластолитов андезитового, базальтового и щелочного состава. Усиление поднятий и сжатия в позднем ордовике — раннем силуре сопровождалось становлением сначала субвулканических тел диоритов и тоналитов, а затем батолитов гранитов и аляскитовых гранитов. Более значительное растяжение в Южно-Ферганской зоне Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое привело к новообразованию коры океанического типа и становлению офиолитового комплекса, представленного серпентинизированными ультрабазитами, полосчатыми и массивными габбро, габбро-диабазами, а также толщей пикритов, диабазов, спилитов и яшм ордовикского или раннесилурийского возраста.

К раннему-среднему девону в Северном и некоторых районах Срединного Тянь-Шаня относятся наземные извержения лав и пирокластитов андезитового, дацит-липаритового и базальт-трахибазальтового состава. В Южно-Ферганской эвгеосинклинальной зоне Южного Тянь-Шаня в раннем-среднем девоне происходили извержения основных лав, образовавших толщи диабазов, спилитов и гиалокластитов. В более южных зонах в девоне местами накапливались лавы и пирокластиты андезитобазальтов, андезитов и дацитов, а в самой западной части Южного Тянь-Шаня — Султануиздаге — диабазы, спилиты и кератофиры.

Интенсивные и разнообразные проявления эффузивного и интрузивного магматизма в ряде районов Тянь-Шаня имели место в каменноугольном и пермском периодах. В северо-восточной части Северного Тянь-Шаня, вошедшей в состав Балхаш-Илийского вулканического пояса, с конца раннего карбона до конца перми происходили наземные извержения лав и пирокластолитов кислого, реже среднего и основного состава, сопровождаемые становлением тел комагматичных им гранитоидов. В Кураминской зоне Срединного Тянь-Шаня и на ее западном продолжении в Кызылкумах в среднем карбоне начались и продолжались до конца перми еще более мощные наземные извержения лав, игнимбритов и туфов различного состава, прорываемых батолитами нормальных и субщелочных гранитоидов, а местами также телами щелочных габброидов. На завершающей стадии вулканического процесса в раннем-среднем (?) триасе извергались субщелочные и щелочные лавы и пирокластолиты (трахиандезиты, трахиты, фонолиты, лейцитовые базальты).

В большинстве зон Южного Тянь-Шаня, если не считать присутствия кислых вулканитов в верхах карбона Карачатырского прогиба, проявления вулканизма в позднем палеозое отсутствуют, но широко распространены многочисленные батолиты и штоки гранитоидов

позднекаменноугольного и раннепермского возраста, а также массивы позднепермских щелочных пород (от щелочных гранитов до нефелиновых сиенитов). В Южно-Гиссарской эвгеосинклинальной зоне в раннем карбоне произошел раздвиг континентальной коры, сопровождавшийся формированием офиолитовой ассоциации (серпентинизированные ультрабазиты, комплекс параллельных даек, диабазы, спилиты, кремнистые породы). В среднем карбоне в этом прогибе накапливались вулканиты андезитобазальтового, андезитового и дацитового состава, а в ранней перми — уже в наземных условиях лавы, игнимбри-ты и туфы трахиандезитов, дацитов и липаритов. Со среднего карбона до перми происходило становление полифазного Южно-Гиссарского батолита гранитоидов. В позднем триасе он был прорван трубками взрыва из щелочных габброидов.

На протяжении большей части мезозоя и кайнозоя развитие Тянь-Шаня почти не сопровождалось проявлениями магматизма. Исключение составляют незначительные излияния и субвулканические тела базальтов и трахибазальтов в эоцене (50—55 млн лет) в некоторых восточных районах Северного (долина р. Чу, Иссык-Кульская впадина), Срединного (Нарынская подзона) и Южного (Кокшалтау) Тянь-Шаня. Они предшествовали новейшей тектонической активизации Тянь-Шаня, начавшейся в олигоцене, и не связаны с нею.

Основные этапы развития

По истории геологического развития Тянь-Шаньская складчатая область во многом сходна с областью Казахского нагорья. Однако в отличие от Казахского нагорья северная — каледонская и южная — герцинская складчатые системы Тянь-Шаня разделены промежуточной системой Срединного Тянь-Шаня с переходным между ними характером геологического развития. Кроме того, в отличие от Казахского нагорья и Урала Тянь-Шаньская область испытала в позднем кайнозое резкую тектоническую активизацию — дейтероорогенез, приведший к возникновению одноименного высокогорного сооружения. В геологической истории Тянь-Шаня можно выделить три главных мегаэтапа — догеосинклинальный (архей — средний рифей), геосинклинальный, или частично сингеосинклинальный (поздний рифей — начало триаса), и постгеосинклинальный (конец триаса — кайнозой).

В догеосинклинальном мегаэтапе различаются два этапа — архейско-раннепротерозойский и ранне-среднерифейский. Развитие Тянь-Шаня в архее и раннем протерозое наименее изучено. Принадлежащие архею и раннему протерозою первично-осадочные, вулканогенные и интрузивные образования (кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы, мраморы, амфиболиты, метагабброиды, эклогиты и пр.), которые обнажаются во всех мегазонах Тянь-Шаня, частично подверглись региональному метаморфизму в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций около 2,7—2,5 млрд лет и на более широких площадях — метаморфизму и гранитизации около 1,8 млрд лет назад. В раннем протерозое на территории Тянь-Шаня существовали протогоосинклинальные прогибы (возможно, разделенные блоками архейского фундамента); в некоторых из них формировалась древнейшая офиолитовая ассоциация (например, в Бессазской зоне). К концу раннего протерозоя в результате складчатости, метаморфизма и гранитизации свекофеннской эпохи в пределах Северного, Срединного и по крайней мере части Южного Тянь-Шаня возникла кора континентального типа и начался протоплатформенный этап развития, продолжавшийся до на-

чала позднего рифея. В раннем(?)-среднем рифее континентальная кора Северного и, возможно, Срединного Тянь-Шаня подверглась некоторой деструкции; в ходе нее возникли грабенообразные прогибы, напоминающие авлакогены древних платформ, которые заполнялись вулканогенно-осадочными образованиями мощностью 2—5 км. Их развитие завершилось в конце среднего рифея, в исседонскую эпоху, умеренно интенсивным сжатием с образованием коробчатых складок, внедрением отдельных тел гранитоидов и общим поднятием и денудацией.

К середине позднего рифея в Тянь-Шаньской области относится заложение первых типично геосинклинальных прогибов и начинается длительный и сложный геосинклинальный мегаэтап, в целом продолжавшийся до конца палеозоя, но в отдельных зонах завершившийся раньше — в каледонскую или даже в байкальскую тектоническую эпоху. Позднерифейские геосинклинальные прогибы возникли в Северном Тянь-Шане в результате более сильного, чем в раннем-среднем рифее, раздробления и растяжения континентальной коры, почти не доходившего, однако, до ее полного разрыва. В этих глубоких прогибах, разделявшихся относительно приподнятыми блоками и массивами, в Киргизско-Терской эвгеосинклинальной зоне накапливались мощные толщи основных и средних вулканитов и терригенно-карбонатных отложений, а в более южной Каратауско-Таласской зоне — лишь последние. В конце рифея или начале венда эти прогибы подверглись сжатию и были прорваны массивами гранитоидов. В Срединном Тянь-Шане, вероятно представлявшем обширный срединный массив, в позднем рифее или несколько раньше возник протяженный Чаткало-Нарынский вулканический пояс, в котором происходили интенсивные, преимущественно наземные извержения кислых и основных продуктов и отлагались обломочно-вулканогенные толщи, также подвергшиеся перед вендом байкальской складчатости. Достоверных данных о развитии большей части Южного Тянь-Шаня в позднем рифее пока нет.

В Киргизско-Терской зоне Северного Тянь-Шаня, где байкальская складчатость проявилась наиболее резко, в начале кембрия были регенерированы эвгеосинклинальные прогибы. В раннем кембрии в них накапливались мощные толщи основных, а затем также средних и кислых вулканитов, в среднем, позднем кембрии и раннем ордовике — преимущественно кремнисто-терригенные отложения, а в среднем и позднем ордовике — терригенные флишеидные и молассовые толщи, сложно сочетающиеся с вулканитами основного, среднего и щелочного состава. В конце ордовика и начале силура эти прогибы подверглись интенсивной раннекаледонской складчатости, сопровождавшейся становлением батолитов гранитоидов и завершившейся общим поднятием. В Каратауско-Таласской зоне, а также Чаткало-Нарынской зоне Срединного Тянь-Шаня, где байкальские движения были более слабыми, уже в венде возобновилось погружение и накапливались толщи грубо- и тонкообломочных и карбонатных осадков, а в позднем венде — также тилитоподобных конгломератов. В кембрии — среднем ордовике в Каратауско-Таласской зоне в основном накапливались относительно маломощные карбонатные толщи (с фосфоритоносной пачкой в низах разреза), а в Чаткало-Нарынской — кремнисто-глинистые толщи, сменившиеся терригенными отложениями позднего ордовика, а в южной части последней зоны — и раннего силура. В обеих зонах проявилась относительно слабая предсилурийская (раннекаледонская), а в южной части Срединного Тянь-Шаня — позднесилурийская (позднекаледонская) складчатость.

В Южно-Тяньшаньской герцинской системе заложение геосинклинальных прогибов, вероятно, началось лишь в раннем палеозое или в конце позднего протерозоя. В ее самой северной — Южно-Ферганской — эвгеосинклинальной зоне в начале палеозоя, по-видимому, произошел раздвиг континентальной коры и возник «ров» (или более широкий бассейн) с корой океанического типа, о чем свидетельствует офиолитовая ассоциация, несогласно перекрытая кремнисто-вулканогенно-терригенными отложениями силура. В более южных зонах, где растяжение континентальной коры не привело к ее полному размыву, в кембрии, ордовике и силуре накапливались преимущественно терригенно-карбонатные и глинисто-сланцевые толщи. Каледонские движения в этой системе почти (?) не проявились.

В девоне — начале триаса в Северо-Тяньшаньской системе, образовавшей вместе с календонидами Центрального Казахстана огромный эпикаледонский массив ранней консолидации, формировался сингерцинский чехол этого массива. В раннем — начале среднего девона на некоторых участках Северного и Срединного Тянь-Шаня происходили наземные извержения кислых и основных вулканитов, а в живетском и франском веках в отдельных впадинах накапливались красноцветные молассовые (или вулканогенно-обломочные) континентальные образования. В раннем карбоне в Северном Тянь-Шане возникли более широкие наложенные прогибы, заполнявшиеся прибрежно-и мелководно-морскими терригенно-карбонатными, а в среднем карбоне — карбонатно-красноцветными континентальными терригенными осадками. Северо-восточная окраина Северного Тянь-Шаня в карбонеперми была захвачена наземными извержениями Балхаш-Илийского вулканического пояса и прорвана гранитоидными интрузиями. В конце палеозоя северная мегазона подверглась пологоскладчатым и глыбовым позднегерцинским деформациям.

В Чаткало-Нарынской зоне Срединного Тянь-Шаня в фаменское время началось и в раннем карбоне продолжалось глубокое погружение, приведшее к накоплению мощных (до 3—6 км) мелководных карбонатных толщ, а в отдельных узких рифтоподобных прогибах — и мелководных отложений, с которыми в Большекаратанской подзоне связаны гидротермально-осадочные полиметаллические и баритовые месторождения. В позднем карбоне (?) эта зона испытала интенсивные складчато-покровные, а в конце палеозоя — правосдвиговые деформации. Более южная — Кураминская — зона с ее северо-западным продолжением в Кызылкумах со среднего карбона до начала триаса являлась ареной исключительно интенсивных наземных извержений вулканитов кислого, в меньшей мере среднего и основного, а в триасе субщелочного и щелочного состава, сопровождавшихся становлением батолитов гранитоидов (Бельтау-Кураминский вулкано-плутонический пояс). В конце герцинского цикла этот комплекс подвергся простым складчато-глыбовым деформациям.

В южной части Гиссаро-Алайского сегмента Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы в начале карбона произошел раздвиг континентальной коры и возникла Южно-Гиссарская зона с корой океанического типа. Формирование офиолитового комплекса завершилось подводными базальтовыми излияниями, после чего в среднем карбоне здесь имели место извержения вулканитов андезитового и дацитового состава. В более северных зонах этой системы в девоне, раннем и начале среднего карбона продолжалось накопление либо мощных мелководных карбонатных, либо относительно маломощных мелководных кремнисто-глинисто-карбонатных отложений (в лептогеосинкли-

нальных прогибах), либо, наконец, существенно вулканогенных толщ (в Южно-Ферганской зоне, Султануиздаге и пр.). В среднем карбоне в отдельных зонах происходит инверсия знака вертикальных движений, а горизонтальное растяжение сменяется усиливающимся со временем меридиональным сжатием всей Южно-Тяньшаньской системы.

В связи с возникновением внутренних поднятий (кордильер) и их размывом карбонатные толщи несколько одновременно в разных зонах сменяются олистостромовыми, терригенными флишоидными, а в позднем карбоне и ранней перми — молассовыми отложениями, накапливающимися в некоторых остаточных прогибах. Начинается развитие шарьяжей с перемещением масс в южном направлении — от Ферганско-Сырдарьинского массива в сторону Таджикско-Байсунского, затем формируются линейно-складчатые структуры (в том числе син- и антиформы в покровных комплексах), а в конце перми — начале триаса происходят крупные смещения по диагональным сдвигам (в том числе — правосдвиговые в зоне Таласо-Ферганского разлома). Происходит становление позднегерцинских гранитоидных массивов, в том числе крупнейшего Южно-Гиссарского батолита.

В раннем триасе завершается орогенный этап развития Южно-Тяньшаньской герцинской геосинклинальной системы и геосинклинальный мегаэтап эволюции Тянь-Шаньской области в целом сменяется постгеосинклинальным. Интенсивность тектонических движений резко снижается, горный рельеф нивелируется, начинается формирование кор выветривания. Однако в конце триаса — начале юры относительно спокойный тектонический режим сменяется тектонической активизацией. Возникает ряд приразломных впадин, в которых за счет размыва смежных поднятий накапливаются континентальные терригенные угленосные отложения. С конца юры до начала олигоцена Тянь-Шань вновь развивается в спокойной тектонической обстановке. На большей части его площади господствуют слабые поднятия и формируются денудационные равнины, но Ферганская и Таджикская впадины, восточная часть района Алайского хребта и западная периферия Тянь-Шаня испытывают слабое или умеренное погружение и покрываются мелководно-морскими осадками. В эоцене на некоторых участках произошли незначительные базальтовые извержения, по-видимому, являвшиеся отголосками мощного эоценового вулканизма в Ирано-Памирском участке Средиземноморского пояса.

В олигоцене Тянь-Шань вступает в новую эпоху тектонической активизации, или дейтероорогенеза, значительно более мощного, чем в юрское время. На месте денудационных равнин и мелководных морских водоемов, существовавших в эоцене, постепенно возникают сводово-глыбовые поднятия с амплитудой воздымания до 5—7 км, выраженные в рельефе в виде высокогорных и среднегорных хребтов, и смежные с ними внутригорные, межгорные и предгорные впадины, которые испытывают либо относительное, либо абсолютное опускание, достигающее в некоторых из них (Ферганская, Иссык-Кульская, Нарынская, Чуйская, Илийская и др.) 3—7 км. Контрастные вертикальные движения с преобладанием общего значительного воздымания сочетаются с меридиональным горизонтальным сжатием, о котором свидетельствуют складчатые деформации в мезокайнозойском чехле, взбросо-надвиговый и сдвиговый характер новейших разрывных нарушений и напряжения сжатия в очагах внутрикоровых землетрясений. Позднекайнозойский дейтероорогенез в Тянь-Шане, по-видимому, находится в генетической связи с происходившим в кайнозойе сближением Индостанского и Евразийского литосферных блоков, приведшим

к сжатию разделяющих их сегментов Средиземноморского геосинклинального пояса (Афганского, Памирского, Гималайско-Тибетского), а затем и к короблению смежного, Тянь-Шаньского, участка Евразийского блока.

Полезные ископаемые

В Тянь-Шаньской области открыты и эксплуатируются многочисленные месторождения разнообразных и полезных ископаемых — рудных (главным образом цветных, редких и благородных металлов), нерудных (фосфориты, барит и пр.) и горючих (уголь и нефть). Рудные месторождения в основном сосредоточены в различных зонах Южного Тянь-Шаня и Кураминской зоне Срединного Тянь-Шаня, где они имеют позднепалеозойский возраст, и в Большекаратауской подзоне Срединного Тянь-Шаня, где они приурочены к среднепалеозойским отложениям. Напротив, палеозойды Северного Тянь-Шаня вмещают относительно бедную гидротермальную полиметаллическую и редкометалльную (вольфрамо-молибденовую) минерализацию. Известные здесь месторождения связаны с проявлениями наложенного позднепалеозойского гранитоидного магматизма.

Гидротермально-осадочные полиметаллические (а также баритовые) месторождения Большого Каратау (Ачисай, Шалкия, Миргалимсай) имеют стратиформный характер и размещены в относительно глубоководных фаменских кремнисто-углисто-карбонатных отложениях. Многочисленные гидротермальные месторождения полиметаллов, меди, мышьяка, висмута, вольфрама, молибдена, а также флюорита, алуниита в Кураминской и смежной части Чаткало-Нарынской зоны генетически (или парагенетически) связаны с поздними (поздняя пермь — начало триаса) стадиями становления позднепалеозойского вулканоплутонического комплекса.

В Кызылкумском сегменте герцинской системы Южного Тянь-Шаня, в поднятии Тамдытау, в слабометаморфизованных отложениях верхнего рифея или нижнего палеозоя — силура размещено крупное гидротермальное штокверкового типа месторождение золота Мурунтау позднепалеозойского возраста, разрабатываемое открытым способом. В различных зонах Гиссаро-Алайского сегмента с позднегерцинским гранитоидным магматизмом связаны скарновые и гидротермальные месторождения вольфрама и молибдена (Лянгар, Койташ и др.), олова, золота, мышьяка, а к вулканогенным толщам карбона Южно-Гиссарской зоны приурочено также свинцово-цинковое, медное и серебряное сульфидное оруденение. В северных зонах этого сегмента известны телетермальные сурьмяно-ртутные месторождения, приуроченные к палеозойским сланцево-карбонатным отложениям и нарушениям в них (Хайдаркан и др.). Их формирование несколько условно относят к позднему палеозою, но высказывались и предположения об их мезокайнозойском возрасте. В карстовых пустотах в среднекаменноугольных известняках северных зон этого же сегмента размещены месторождения бокситов.

Из месторождений нерудного сырья помимо месторождений барита (в Бол. Каратау), алуниита, флюорита (в Кураминской зоне) важнейшее значение имеют осадочные месторождения пластовых фосфоритов в хр. Мал. Каратау, в Малокаратауско-Таласской зоне, приуроченные к нижним горизонтам кембрия; в них отмечаются также повышенные концентрации ванадия, молибдена, железа и марганца.

Среди горючих ископаемых отметим месторождения бурых и частично каменных лимнических углей ранне-среднеюрского возраста в пределах Южного Тянь-Шаня (в Ферганском, Зеравшанском хребтах и др.), Срединного Тянь-Шаня (Ангренское месторождение в Чаткальском хребте, Леонтьевский грабен в Каратау) и Северного Тянь-Шаня (Хаджисайское месторождение в Иссык-Кульской впадине и пр.). В меловых и палеогеновых отложениях периферических зон Ферганской впадины имеются месторождения нефти.

СЕВЕРО-ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

Северо-Туранская молодая плита представляет собой область Урало-Монгольского подвижного пояса, лежащую между палеозойскими складчатыми областями Урала, Казахского нагорья и Тянь-Шаня, в которой палеозойский, а частично и докембрийский фундамент почти повсеместно перекрыт мезокайнозойским, главным образом мелкайнозойским чехлом. Она отвечает северо-восточной части выделенной А. Л. Яншиным Туранской плиты, которую М. В. Муратов позднее предложил рассматривать как две самостоятельные, хотя и смыкающиеся плиты — Северо- и Южно-Туранскую, — расположенные соответственно в пределах Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов. На западе Северо-Туранская плита граничит также с Донецко-Североустуртской метаплатформенной областью, а на юго-западе — с Южно-Туранской плитой. Граница с этими регионами, имеющими иной, чем у Северо-Туранской плиты, фундамент, но общий с ней чехол, проходит в долготном направлении через северное Приаралье и Аральское море до дельты Амударьи, а дальше — к восток-юго-востоку вдоль ее нижнего течения и правобережья к юго-западному краю Южного Тянь-Шаня. На севере Северо-Туранская плита непосредственно смыкается с Западно-Сибирской, южная часть которой также обладает палеозойским фундаментом. Условная граница между этими двумя плитами может быть проведена по широтной оси поперечного перегиба поверхности фундамента Тургайского прогиба — Кустанайской седловины.

Орографически территория Северо-Туранской плиты представляет собой часть Туранской равнины с полупустынным, а на юге и пустынным ландшафтом (пустыни Кызылкум и Мойынкум). В северной, более приподнятой, части это денудационная равнина, переходящая в столовое Тургайское плато, в южной, относительно пониженной, — денудационно-аккумулятивные равнины, принадлежащие Аральскому и Чуйскому бессточным бассейнам. В южной части плиты, между долинами рек Амударьи и Сырдарьи, впадающих в мелкое, высыхающее Аральское море-озеро, располагается несколько островных возвышенностей с низкорным рельефом — Султануиздаг, Букантау, Тамдытау и др. («Кызылкумские горки»). Гидрографическая сеть крайне редка и выражена помимо этих крупнейших речных артерий пересыхающими реками Тургай, Сарысу, Чу.

Одним из первых исследователей, занимавшихся изучением Северо-Туранской плиты еще с предреволюционного периода, был А. Д. Архангельский. В 30—40-х годах значительный вклад в ее исследование внесли работы А. Л. Яншина, Б. А. Петрушевского, а позднее Р. Г. Гарецкого, В. А. Буша, В. И. Дитмара, И. А. Крылова, Л. Г. Кирюхина, С. С. Шульца (мл.), Н. Н. Овечкина; Г. Х. Дикенштейна, В. А. Голубовского, М. А. Ахмеджанова, А. Г. Бабаева, О. М. Борисова, А. М. Ак-

рамходжаева, Д. Давлятова, О. А. Рыжкова, А. А. Абдулина, А. К. Бувалкина, геофизиков И. С. Вольвовского, Н. Я. Кунина, В. И. Шрайбмана, Б. Б. Таль-Вирского и др.

Тектоническая структура

Северо-Туранская плита обладает деформированным основанием и несогласно перекрывающим его недеформированным или слабдеформированным чехлом. Однако вопрос о том, какие комплексы отложенных следует относить к основанию и чехлу, применительно к Северо-Туранской молодой плите, как и вообще к молодым плитам, решается не так просто, как в отношении древних платформ. Это связано с присутствием в разрезе молодых плит комплексов отложений, по возрасту и степени дислоцированности занимающих промежуточное положение между несомненным «фундаментом» и столь же несомненным «чехлом» и отделенных как от первого, так и от второго поверхностями несогласий. В историко-геологическом отношении эти комплексы отвечают этапу, переходному от типично геосинклинального к постгеосинклинальному, для обозначения которого предложено много разных названий (парагеосинклинальный, орогенный, квазиплатформенный, промежуточный и др.).

В зонах развития каледонид Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня подобный комплекс представлен образованиями девона, карбона и перми, слагающими чехол Казахстанско-Тяньшаньского массива ранней консолидации; его называют также сингерцинским комплексом каледонид, так как он одновозрастен средне-верхнепалеозойским геосинклинальным и орогенным комплексам герцинид. Являясь чехлом эпикаледонского массива, он не может, однако, включаться в состав чехла собственно Северо-Туранской плиты, поскольку последняя возникла как единое целое лишь после завершения формирования самых молодых в ее фундаменте герцинских складчатых зон, т. е. не ранее триаса. В каледонской складчатой системе наряду с каледонскими складчатыми зонами имеются остаточные срединные массивы с доверхнерифейским фундаментом, частично перекрытым верхнерифейско-вендско-нижнепалеозойским комплексом, могущим в свою очередь рассматриваться как древнейший чехол этих массивов.

Самые древние из отложений, входящих в состав чехла плиты, — триасовые и юрские — приурочены лишь к отдельным небольшим грабенам и впадинам и должны рассматриваться в качестве его нижнего, доплитного комплекса, аналогично тому, как рифейско-вендские отложения, выполняющие авлакогены на древних платформах, рассматриваются как доплитный комплекс чехла последних. Меловые и кайнозойские отложения, перекрывающие сплошным, почти не деформированным плащом подавляющую часть поверхности Северо-Туранской плиты, могут считаться верхним, собственно плитным комплексом ее чехла.

Мысленно «сняв» мезокайнозойские отложения чехла, опираясь на данные о геологическом строении обрамляющих плиту выступов домезозойского основания, а также на результаты бурения и геофизических исследований, наметим структурный план палеозойского фундамента (рис. 18). Главными его элементами являются каледонская складчатая система, связывающая выступы каледонид Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня на востоке, герцинская складчатая система, объединяющая выступы герцинид Урала и Южного Тянь-Шаня на западе и юго-западе, и разделяющая их переходная область, к

которой принадлежит также территория Срединного Тянь-Шаня, характеризующаяся переработкой каледонского основания, наложенными герцинскими миогеосинклинальными прогибами (зона Бол. Каратау и пр.) и позднегерцинскими вулканическими поясами (Чаткало-Кураминская зона). Граница переходной области с каледонской системой проходит по Главному Каратаускому глубинному разлому и далее в северо-западном направлении, а затем в низовьях р. Тургай круто поворачивает на север, огибая Южно-Тургайский массив.

В каледонской системе вырисовываются несколько древних срединных массивов с доверхнерифейским метаморфическим фундаментом, в значительной мере перекрытым сингерцинским чехлом: Мойынкумский массив, продолжающийся к юго-востоку в пределы Северного Тянь-Шаня; сближенный с ним на севере Улутау-Каратауский массив, в северной части которого фундамент выступает на поверхность; расположенный к западу от него Южно-Тургайский массив, а также небольшие древние блоки к западу от Коччетавского массива. Между массивами простираются складчатые зоны каледонид, продолжения которых мы наблюдаем в Северном Тянь-Шане и Казахском нагорье, — Киргизско-Терская (выклинивающаяся к северо-западу), Каратауско-Ишимская (ее фрагментами на поверхности являются зоны Бол. Каратау, Байконурская, Калмыккульская, Марьевская). Значительную часть области, переходной между каледонидами и герцинидами, занимают обширный Сырдарьинский срединный массив с докембрийским фундаментом и отделенный от него узким каледонским прогибом (?) треугольный в плане массив Бельтау, лежащий к юго-востоку от Аральского моря.

Основными элементами сингерцинского комплекса («квазиплатформенного чехла») каледонской системы являются обширные субизометричные и овальные впадины, выполненные девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями, смятыми в пологие брахиморфные складки. Одна из них — Чу-Джезказганская, — за исключением обнаженной северной центриклинальной части, скрыта под мел-кайнозойскими осадками Чу-Сарысульской синеклизы. Эта впадина в основном наложена на Мойынкумский и юго-восточную часть Улутауского массива. Сингерцинский комплекс представлен в ней фаменскими, каменноугольными и пермскими отложениями (до 3—5 км), вмещающими соленосные толщи фаменско-турнейского и раннепермского возраста; с первой из них связаны криптодиопириновые структуры в западной части впадины. Другая, менее глубокая (1—3 км) Южно-Тургайская впадина наложена на одноименный массив.

В переходной области наложенные герцинские структуры более разнообразны. Непосредственно юго-западнее Каратауского глубинного разлома параллельно ему простирается выклинивающаяся к северо-западу наложенная линейно-складчатая зона Большого Каратау, сложенная интенсивно смятыми миогеосинклинальными, существенно карбонатными отложениями верхнего девона — нижнего карбона. К юго-западу от нее простирается выполненная верхнепалеозойскими отложениями Сырдарьинская впадина, наложенная на северо-восточную часть одноименного древнего массива. Узкая и неглубокая в северо-западной части, она расширяется и углубляется на юго-востоке до 3—5 км. К южной и юго-западной частям Сырдарьинского, а также к Бельтаускому массиву приурочен Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс, образованный толщами преимущественно кислых наземных вулканитов среднекаменноугольно-пермского возраста и прорывающими их массивами гранитоидов. Начинаясь в Кураминской зоне

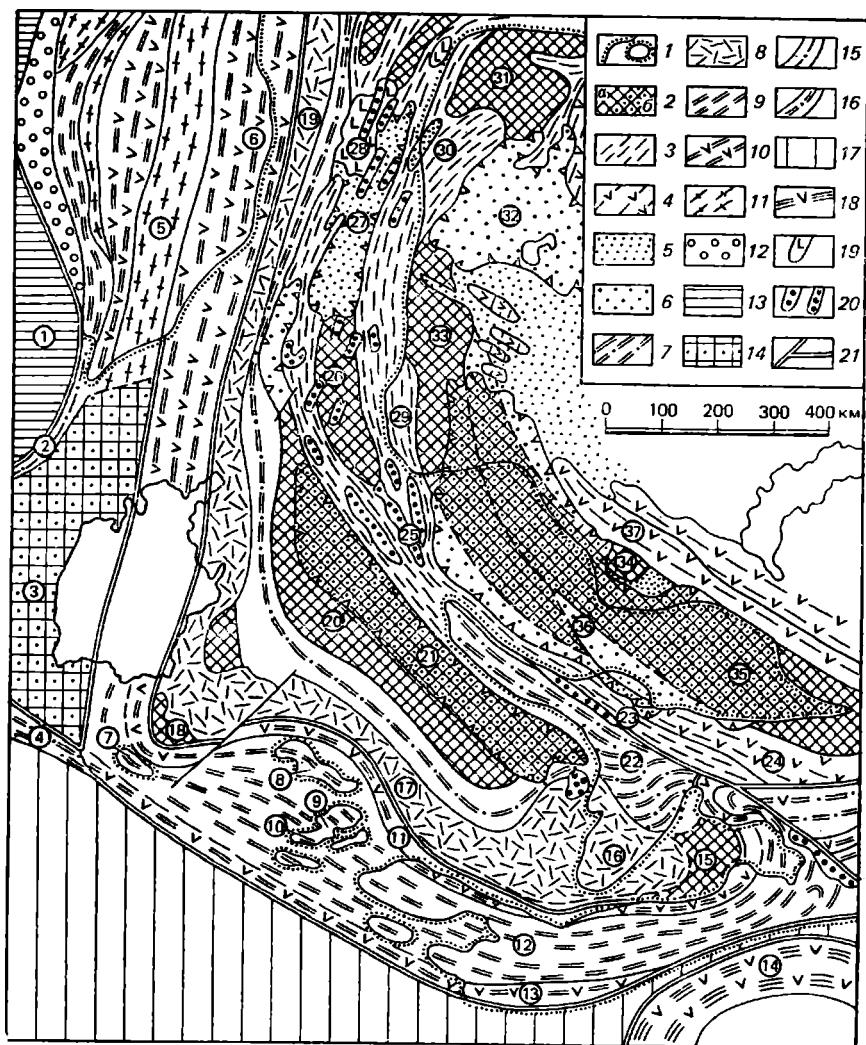


Рис. 18. Схема тектонического строения фундамента и доплитных комплексов чехла Северо-Туранической плиты и смежных областей:

1 — границы распространения мезокайнозойского чехла молодых плит; 2—8 каледонская Казахстанско-Северотяньшанская и каледоно-герцинская Срединно-Тяньшанская складчатые системы и их погребенные продолжения в пределах Северо-Туранической 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 мезогеосинклинальные складчатые зоны, 4 — то же, эвгеосинклинальные, 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 миогеосинклинальные складчатые зоны, наложенные на переработанное каледонское складчатое основание; 8 — Валерьяновско-Бельтау-Кураминский краевой каменноугольно-пермский вулканический пояс; 9—12 — герцинские Уральская и Южно-Тяньшанская складчатые системы и их погребенные продолжения; 9 — миогеосинклинальные складчатые зоны, 10 — эвгеосинклинальные складчатые зоны, 11 — антиклинории Урала, 12 — герцинский Предуральский краевой прогиб; 13 — Русская плита Восточно-Европейской платформы; 14—15 — Донецко-Североустюртская метаплатформенная область; 14 — Северо-Устюртский метаплатформенный массив, 15 — Южно-Эмбинская авлакогеосинклинальная герцинская складчатая зона; 16—18 — Средиземноморский подвижный пояс; 16 — Маггшлякская герцино-древнекеммерийская складчатая зона, 17 — Каракумо-Байсунский массив, 18 — Северо-Памирская герцино-древнекеммерийская складчатая система; 19 — триасовые грабены и впадины в пределах Северо-Туранической плиты; 20 — то же, юрские; 21 — границы главных тектонических областей и складчатых систем.

Срединного Тянь-Шаня, он протягивается к северо-западу до юго-восточного побережья Арала, где сильно расширяется, густо насыщается позднергерцинскими гранитными интрузиями и смыкается с субмеридиональным Валерьяновским (Кустанайским) вулканическим поясом, сложением андезитами верхней части нижнего карбона. В целом эти пояса приурочены к границе каледонид Казахского нагорья и переходной между каледонидами и герцинидами Срединно-Тяньшаньской системы с герцинидами Урала и Южного Тянь-Шаня.

Южное продолжение восточных зон эвгеосинклинальной мегазоны Урала по геофизическим данным прослеживается под дном Арала до низовий Амударьи, а герцинские зоны системы Южного Тянь-Шаня продолжают в запад-северо-западном направлении, местами выступая из-под плитного чехла на поверхность, через Кызылкумы, где эта система несколько расширяется, до расположенной южнее Аральского моря гряды Султануиздаг, где, напротив, происходит ее сильный пережим между сближенными срединными массивами Урало-Монгольского (Бельтау) и Средиземноморского пояса (Каракумский массив). Гряда Султануиздаг сложена интенсивно смятыми осадочно-вулканогенными толщами среднего палеозоя и шарьированным с северо-востока офиолитовым комплексом. Эта гряда, в пределах которой герцинские структуры изменяют простирание с запад-северо-западного на субмеридиональное, служит связующим звеном между герцинидами Южного Тянь-Шаня и самыми восточными зонами герцинид Урала.

Более западные зоны Урала не соединяются с Южно-Тяньшаньской системой, но затухают к югу, «утыкаясь» в Северо-Устьюртский метаплатформенный массив, а самые западные, постепенно вырождаясь, переходят в обрамляющую его с северо-запада Южно-Эмбинскую авлакогеосинклинальную зону. В свою очередь самая южная зона Южно-Тяньшаньской системы — Южно-Гиссарская — не поворачивает на север в районе Султануиздага, а продолжает следовать в запад-северо-западном направлении, смыкаясь к югу от Северо-Устьюртского массива с Центральноустюртской зоной герцинид. Обе эти зоны контролируются крупнейшим, почти прямолинейным Гиссаро-Мангышлакским глубинным разломом, представляющим восточную часть зоны Сарматско-Туранского линеймента.

Нижний, доплитный, комплекс чехла Северо-Туранской плиты выражен грабенами и наложенными впадинами, выполненными континентальными вулканогенными и молассовыми, частично угленосными образованиями триаса и угленосными — лейаса и доггера; одни из них наложены на каледонское основание, другие — на герциниды восточных зон Урала. Наиболее изучены многочисленные грабены субмеридионального и северо-северо-восточного простирания в Тургайском

Цифрами в кружках обозначены тектонические элементы: 1 — Прикаспийская синеклиза; 2 — Южно-Эмбинская зона; 3 — Северо-Устьюртский массив; 4 — Центральноустюртская зона; 5 — Мугоджарский (Урало-Тобольский) антиклинорий; 6 — Восточно-Уральский синклиорий и Зауральский антиклиорий; 7—10 — выступы палеозойского фундамента в Кызылкумах; 7 — Султануиздаг; 8 — Букантау; 9 — Тамдытау; 10 — Ауминзатау; 11 — Южно-Ферганская офиолитовая зона с ее западным продолжением; 12 — внутренние зоны Южного Тянь-Шаня; 13 — Южно-Гиссарская зона; 14 — Северо-Памирская мегазона; 15 — Ферганский массив; 16 — Кураминская зона; 17 — Бельтау-Кураминский вулканический пояс; 18 — массив Бельтау; 19 — Валерьяновский вулканический пояс; 20 — Сырдарьинский массив; 21 — Сырдарьинская впадина; 22 — западная часть Чаткало-Нарынской зоны; 23 — Малокаратоуско-Таласская зона; 24 — Киргизско-Герсейская зона; 25 — Южно-Тургайские юрские впадины; 26 — Южно-Тургайский массив; 27 — Аксуатская впадина; 28 — Кушмурунская раннемезозойская впадина; 29 — Байконурский синклиорий; 30 — Калмыкульский синклиорий; 31 — Кочкетавский массив; 32 — Тенгизская впадина; 33 — Улутауский массив; 34 — Акбастауское поднятие; 35 — Мойынкумский массив; 36 — Чу-Джезказганская впадина; 37 — Джалаир-Найманская зона

прогибе (Кушмурунский и пр.); часть их после деформаций сжатия на рубеже триаса и юры была регенерирована в лейасе, а затем в догере. Крупная грабенообразная впадина, выполненная триасовыми и юрскими отложениями, наложена на южное продолжение герцинид Урала под дном Аральского моря. На северо-западном погребенном продолжении узкой Леонтьевской юрской впадины, приуроченной к зоне Каратауского разлома, установлены три веерообразно расходящиеся Южно-Тургайские юрские грабенообразные впадины глубиной до 3—5 км. Глубокая раннемезозойская впадина выявлена в юго-восточной части плиты, близ Чимкента.

Плитный комплекс чехла сложен морскими и континентальными отложениями мела и кайнозоя сравнительно небольшой мощности (до 1—1,5 км). Они залегают субгоризонтально, выполняя несколько плоских впадин типа синеклиз, слагая смежные с ними сводо- и валообразные поднятия, но местами, в частности в Приаралье, осложнены более узкими пологими субмеридиональными складками, наследующими простиранья структур фундамента и, как правило, контролируемые повторными подвижками по рассекающим его продольным разломам. Эти унаследованные структуры А. Л. Яншин назвал постумными (т. е. происходившими «после смерти») дислокациями. К числу наиболее крупных структур плитного чехла принадлежат неглубокие Чу-Сарыуская (до 1 км) и Южно-Тургайская (до 1—1,5 км) синеклизы, разделенные округлым Нижнесырдарьинским сводом, несколько более глубокие (до 1,5—2,5 км) Сырдарьинская и Восточно-Аральская синеклизы и Кызылкумская зона сводообразных поднятий, где фундамент залегает на глубинах —0,5— —1 км, а в ряде мест выходит на поверхность, поднимаясь до +1 км¹ (рис. 19). Северо-западную часть этой зоны связывает с Нижнесырдарьинским сводом долготно вытянутая седловина, отделяющая Сырдарьинскую впадину от Восточно-Аральской.

Продолжением Кызылкумской зоны поднятий служат более узкий Арало-Кызылкумский (Нижнеамударьинский) вал северо-западного простиранья с выступом складчатого палеозоя в ядре (Султануиздаг), Аральский вал, пересекающий в долготном направлении западную часть Аральского моря, и Куландинский вал, доходящий на севере до восточных Мугоджар. К западу от него, в северо-западном Приаралье, расположена Челкарская впадина (глубиной до 2—4 км), лежащая на южном погруженном продолжении Магнитогорского синклинария и Мугоджарского антиклинария Урала. На юге Челкарская впадина граничит с Северо-Устьуртским метаплатформенным массивом, а иногда рассматривается в качестве его относительно приподнятого северо-восточного участка. К северу от Южно-Тургайской синеклизы, в северной части Тургайского прогиба, находится Кустанайская седловина, в которой фундамент поднимается до уровня моря. Северное крыло Кустанайской седловины принадлежит уже Западно-Сибирской плите.

Следует обратить внимание на унаследованность размещения мезокайнозойских синеклиз от расположения сингерцинских впадин в области каледонид, выполненных девонско-пермскими отложениями. Так, Чу-Сарыуская синеклиза наследует Чу-Джезказганскую впадину, а Южно-Тургайская и Сырдарьинская синеклизы — одноименные сингерцинские впадины. В свою очередь позднепалеозойские впадины

¹ Юго-восточные участки Чу-Сарыуской и Сырдарьинской синеклиз, играющие роль предгорных впадин, обладают большей глубиной.

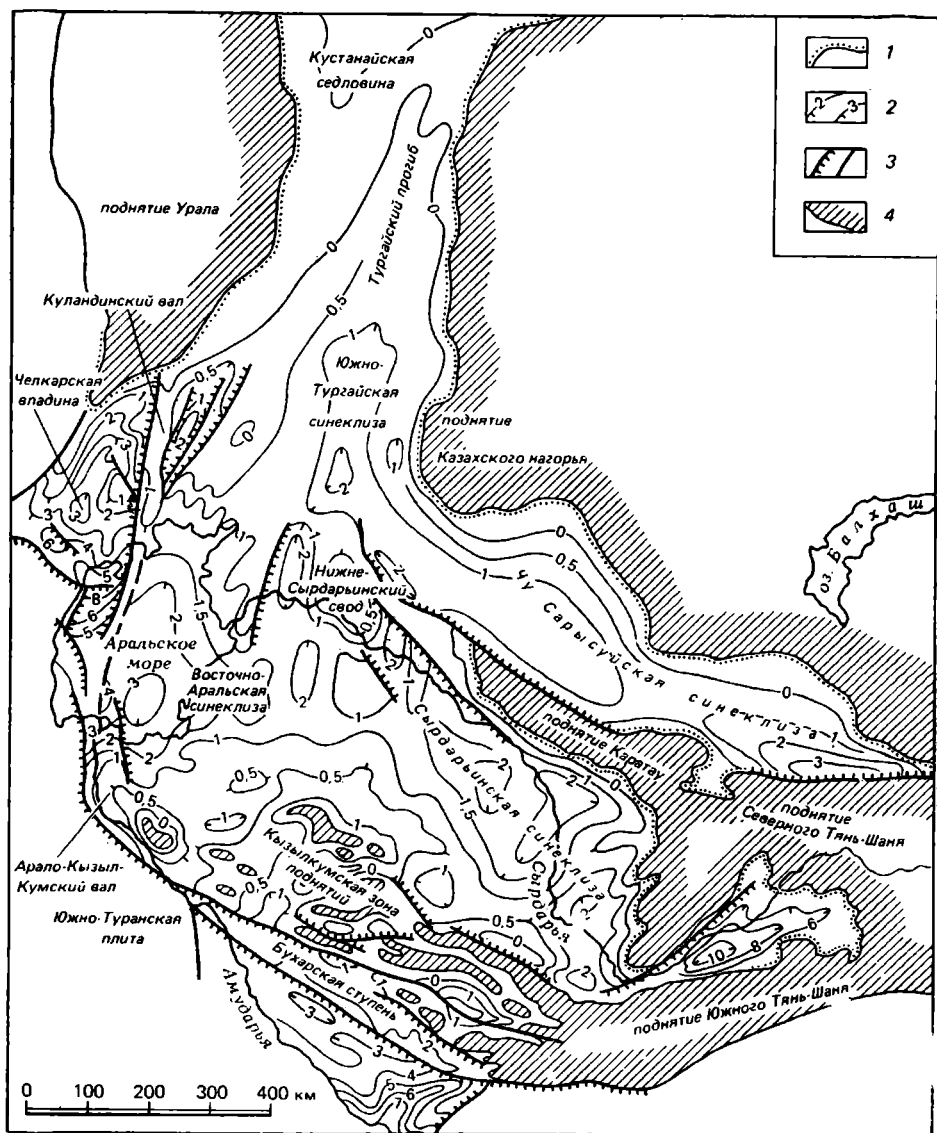


Рис. 19. Структурная схема верхнемезозойско-кайнозойского плитного комплекса чехла Северо-Туранской плиты:

1 — границы распространения плитного комплекса; 2 — стратозогипсы подошвы плитного комплекса; 3 — разломы, смещающие подошву плитного комплекса; 4 — выступы докембрийского складчатого фундамента Урало-Монгольского пояса

приурочены к древним срединным массивам, разделяющим каледонские геосинклинальные прогибы, а позднее складчатые зоны: Чу-Джезказганская — к Мойынкумскому и Улутау-Каратаускому, а Южно-Тургайская и Сырдарьинская — к одноименным массивам. Напротив, участки плитного фундамента которых образуют палеозойские складчатые зоны, отличаются меньшей мощностью чехла, а герцинским складчатым зонам Урало-Южно-Тяньшаньской системы отвечает Кызылкумско-Аральская зона поднятий.

Глубинное строение Северо-Туранской плиты почти повсеместно характеризуется меньшей мощностью коры (35—40 км) по сравнению с обрамляющими ее палеозойскими складчатыми сооружениями. Лишь в пределах Кустанайской седловины и Кызылкумской зоны поднятий толщина коры превышает 40 км. Магнитному и гравитационным полям в погребенных эвгеосинклинальных зонах Урала и Южного Тянь-Шаня, а также Валерьяновском и Бельтау-Кураминском вулканических поясах свойственны резко выраженные линейные положительные аномалии, ориентированные согласно с их простираaniem. В пределах срединных массивов каледонид и приуроченных к ним позднепалеозойских впадин и мезокайнозойских синеклиз гравитационное и магнитное поля имеют более спокойный характер и пятнистый рисунок аномалий с субизометричными контурами.

Стратиграфия

Докембрийские и палеозойские образования фундамента Северо-Туранской плиты, продолжающиеся в ее пределы из смежных каледонских и герцинских складчатых областей Урала, Казахского нагорья и Тянь-Шаня, были охарактеризованы при их рассмотрении. Наиболее древние из отложений чехла, выполняющие ряд грабенных и впадин, в основном наложенных на герциниды восточной мегазоны Урала и отчасти на смежные с ними участки каледонид в пределах Тургайского прогиба, представлены базальтами, липаритами и континентальными грубообломочными, молассового типа породами туринской серии (**нижний-средний триас**) и лимническими угленосными отложениями челябинской серии (**верхний триас**) мощностью до 2—3 км (см. Урал). В некоторых грабенах выше с перерывом и несогласием либо непосредственно на палеозойском фундаменте залегают лимнические угленосные отложения **лейаса**, а иногда также трансгрессивно и слабо несогласно перекрывающие их отложения **доггера** мощностью несколько сотен метров; к последним, в частности, приурочен Кушмурунский буроугольный бассейн в Тургайском прогибе. Наибольшей мощности (до 3—4 км) достигают континентальные нефтеносные юрские отложения, представленные всеми тремя отделами, в Южно-Тургайских грабенах.

В основании плитного комплекса чехла почти повсеместно распространена кора выветривания мощностью местами до нескольких десятков метров. Она начала формироваться еще в конце триаса и продолжала развиваться вплоть до раннего или позднего мела, а в северо-восточной части плиты — до палеогена.

Мел, палеоцен и эоцен образуют сложно построенный, в целом трансгрессивный комплекс, начинающийся континентальными отложениями, которые латерально замещаются и перекрываются прибрежно-и мелководно-морскими. Трансгрессия распространялась с юго-запада, со стороны опускавшихся уже в юрское время Южно-Туранской плиты и Северо-Устюртского массива, тогда как северо-восточные участки Северо-Туранской плиты были перекрыты морскими водами лишь в позднем мелу или даже эоцене. Неоком выражен красно- и пестроцветными континентальными отложениями — песчаниками, алевролитами, глинами, а по периферии частных поднятий — также конгломератами, с прослоями устричников и ракушечников в крайних юго-западных районах. Апт и альб представлены сероцветными песчано-глинистыми мелководно-морскими отложениями; к северо-востоку они постепенно замещаются континентальными. Мощность нижнего мела

составляет 0,2—0,5 км. В Тургайском прогибе неомом, а в Чу-Сарысуйской впадине весь нижний мел отсутствуют. Разрез верхнего мела начинается аллювиально-дельтовой пестроцветной терригенной толщей сеномана; выше следуют прибрежно- и мелководно-морские песчано-алевритоглинистые отложения тулона-кампана и глинисто-карбонатные и мергельно-известняковые — маастрихта. В позднем мелу образовался Тургайский пролив, связавший бассейны, существовавшие в пределах Северо-Туранской и Западно-Сибирской плит. В Чу-Сарысуйской впадине маломощный континентальный верхний мел трансгрессивно залегает на палеозое. Мощность верхнего мела в юго-западных районах плиты достигает 0,5—1 км.

После значительной регрессии, происходившей в датском веке, в начале палеогена возобновилась трансгрессия. Она достигла максимума в среднем-позднем эоцене, когда восстановилось сообщение между Закаспийским и Западно-Сибирским бассейнами через Тургайский пролив. Палеоцен и эоцен представлены мелководно-морскими отложениями — рыхлыми песчаниками, алевритами, ракушечниками, в частности устричниками, а также более глубоководными глинами, мергелями, доломитизированными известняками, с прослоями фосфоритов (до 0,3—0,5 км). В Чу-Сарысуйской впадине морские осадки замещаются к юго-востоку континентальными.

Олигоцен и неоген в целом образуют регрессивный комплекс, начинающийся отложениями обширных внутриконтинентальных водоемов (озер-морей) и заканчивающийся континентальными. В северных районах (Тургайский прогиб, северное Приаралье) олигоцен выражен в нижней части толщей зеленых и серых глин и алевритов солонатоводного генезиса, а в верхней — аллювиально-дельтовыми песчано-алевритовыми отложениями с остатками субтропической флоры и млекопитающих (индрикотерий и пр.). В северном Приаралье в них присутствуют горизонты оолитовых шамозитовых железных руд. Южнее, в южном Приаралье и Сырдарьинской впадине, залегающий на эоцене с перерывом олигоцен представлен красно- и пестроцветными глинистыми и глинисто-алевритовыми толщами, в нижней части бассейнового генезиса (эквиваленты нижней части майкопской серии), в верхней — континентальными, а в Чу-Сарысуйской впадине — континентальными красноцветными песчано-глинистыми отложениями. Северо-западная часть плиты находилась в олигоцене в гумидной, а юго-восточная — в аридной зоне. Мощность олигоцена 0,1—0,3 км. Кызылкумская зона в олигоцене была приподнята и подвергалась размыву.

Нижний-средний миоцен в северных и восточных районах плиты выражен аральской свитой зеленовато-серых глин с прослоями мергелей и друзами гипса, накапливавшейся в солонатово- и пресноводном озерном водоеме (или водоемах). К среднему-верхнему миоцену — низам плиоцена относится континентальная толща красно-бурых песчаных глин с остатками гиппарионовой фауны млекопитающих, а к верхнему плиоцену — толщи красноцветных песков и суглинков. В южном Приаралье и Сырдарьинской впадине трансгрессивно залегающие отложения нижнего-среднего миоцена выражены пестроцветной толщей солонатоводных бассейновых осадков и вышележащей толщей красно-бурых глин, а верхнемиоценовые — песчано-глинистой толщей, накапливавшейся в изолированном солонатоводном Заунгузском водоеме (озере-море), которая переходит к востоку и перекрывается аллювиально-эоловыми песчаными осадками. В раннем плиоцене в связи с сильным падением уровня изолированного Каспийского

бассейна юго-западная часть плиты подвергалась денудации, и в ее пределах вырабатывалась сеть глубоко врезанных эрозионных долин. При последующем значительном подъеме уровня Каспия в позднем плиоцене обширные территории в районе Аральского моря и в Сырдарьинской впадине были перекрыты трансгрессивно или ингрессивно залегающими бассейновыми алеврито-глинистыми осадками акчагыльского яруса, которые по долине палео-Сырдарьи проникли на восток почти до района Ташкента. Мощность неогена на большей части плиты не превышает 0,1—0,3 км, но в прилегающих к Тянь-Шаню юго-восточных участках Чу-Сарысунской и Сырдарьинской впадин возрастает до 1—3 км.

В антропогене в юго-западной части Северо-Туранской плиты и смежных районах Южно-Туранской существовал Арало-Сарыкамышско-Хорезмский озерный бассейн с сильноизменчивой конфигурацией, заполнявшийся наносами Сырдарьи, а в ее юго-восточной части — более мелкие эфемерные озера бессточной Чу-Сарысуйской впадины с конусами выноса впадавших в них рек. Переувлажнение материала плиоцен-четвертичных аллювиально-дельтовых осадков привело к формированию в пределах этой и Сырдарьинской впадины обширных песчаных пустынь (Мойынкум, Кызылкум). В относительно приподнятой северо-западной части плиты — Тургайском прогибе — был выработан рельеф типа столового плато и врезана глубокая субмеридиональная эрозионная долина (частично занятая ныне р. Убоган). По ней во время существования на юге Западной Сибири подпрудных озерно-ледниковых водоемов происходил частичный сброс их вод к югу, в Арало-Сарыкамышский бассейн. Аральское море-озеро в контурах, близких к современным, образовалось в среднем или позднем плейстоцене.

Основные этапы развития

В геологической истории Северо-Туранской плиты выделяются три главных мегаэтапа. Первый из них предшествует заложению Урало-Монгольского подвижного пояса. Второй мегаэтап, существенно по-разному выраженный в северо-восточной и юго-западной частях плиты, отвечает заложению этого пояса, развитию в его пределах каледонской и герцинской геосинклинальных систем и заканчивается их отмиранием и формированием на всей территории будущей плиты складчатого палеозойского комплекса. Третий мегаэтап отвечает пост-геосинклинальному развитию территории плиты.

Первый мегаэтап, охватывающий архей — ранний протерозой (а в части плиты, прилегающей к каледонидам Казахского нагорья, возможно, и ранний-средний рифей), отвечает времени становления метаморфического фундамента, присутствующего в древних срединных массивах и, по-видимому, широко, хотя и не повсеместно, распространенного в основании палеозойских складчатых зон. Этот мегаэтап, по всей вероятности, закончился формированием на всей площади будущей плиты метаморфизованного сиалического основания и более или менее продолжительным периодом ее протоплатформенного развития. Следующий мегаэтап охватывает поздний рифей, венд и палеозой и состоит в северо-восточной, каледонской, части плиты из двух этапов. Первый из них (поздний рифей — ранний палеозой) отвечает эпохе частичной деструкции континентальной коры и заложения геосинклинальных прогибов, разделенных остаточными срединными массивами, и длительному и сложному развитию этих прогибов, которое

завершается в конце ордовика — начале силура деформациями сжатия, формированием каледонских складчатых сооружений, становлением гранитоидных батолитов и общим поднятием. В отличие от обнаженных выступов каледонид в пределах Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня срединные массивы на территории будущей плиты играют значительно большую роль и существенно превышают по площади каледонские складчатые зоны.

Второй этап (девон-пермь) отвечает существованию на месте отмершей каледонской геосинклинальной системы обширного Казахстанско-Северотяньшаньского массива ранней консолидации, спаявшего остаточные срединные массивы с каледонскими эпигеосинклинальными складчатыми зонами. Докаледонские массивы, как правило, испытывали на этом этапе общее погружение, усилившееся в позднем девоне, и были перекрыты чехлами осадков, обломочных, молассоидных в нижней и верхней и существенно карбонатных в средней (фаменско-визейской) части их разреза. Эти массивы с их чехлами подверглись в конце палеозоя сравнительно слабым складчато-глыбовым деформациям. Разделявшие массивы каледонские складчатые зоны в девоне-перми были относительно приподняты, но на отдельных их участках возникали наложенные брахиморфные впадины, а также глубокие позднедевонско-раннекаменноугольные линейные прогибы, которые в позднем палеозое подверглись интенсивным складчато-надвиговым деформациям (например, зона Каратау). В зоне сочленения Казахстанско-Северотяньшаньского эпикаледонского массива ранней консолидации с Уральской и Южно-Тяньшаньской герцинскими геосинклинальными системами в конце раннего карбона возник Валерьяновско-Бельтау-Кураминский краевой вулканический пояс, в северной части которого в позднем визе — серпуховском веке происходили подводные извержения андезитов, а в юго-восточной части в среднем-позднем карбоне и перми продолжались мощные наземные извержения кислых вулканитов и формировались массивы комагматичных им гранитоидов.

Существенно иначе был выражен рифейско-палеозойский мегаэтап в юго-западной части плиты с герцинским складчатым основанием. История ее развития на протяжении рифея и венда недостаточно ясна. Можно предполагать, что в восточной мезозоне Урала древний сиалический фундамент подвергался в позднем протерозое деструкции и что здесь также возникали рифтоподобные впадины (а может быть, и древнейшие эвгеосинклинальные прогибы с корой океанического типа?), развитие которых завершилось деформациями байкальской эпохи. Второй, палеозойский, этап начинается в раннем палеозое новой фазой растяжения и деструкции коры, заложением системы геосинклинальных прогибов, частично располагавшихся на коре океанического типа, и характеризуется их длительным и сложным развитием, завершившимся в конце палеозоя интенсивными деформациями сжатия, формированием линейно-складчатой и покровно-надвиговой структуры и становлением гранитоидов в восточных зонах Южного Урала и в системе Южного Тянь-Шаня.

Мезокайнозойский мегаэтап постгеосинклинального развития территории Северо-Туранской плиты в целом характеризуется значительным снижением тектонической подвижности коры и ее термического режима. В нем различаются триас-юрский и мел-кайнозойский этапы. На первом этапе развитие территории плиты существенно не отличалось от смежных областей Урало-Монгольского эпигеосинклинального пояса — Южного Урала, Тянь-Шаня и Казахского нагорья. Преоб-

ладало слабое воздымание, сочетавшееся с заложением и развитием нескольких генераций наложенных впадин и грабен, заполнявшихся континентальными терригенными, в частности угленосными, осадками, а также вулканитами базальтового и отчасти липаритового состава. Наиболее широко эти грабены и впадины распространены в пределах погребенных герцинид восточной части Уральской складчатой системы и в переходной зоне между герцинскими и каледонскими складчатými системами. Первая генерация грабен возникла в обстановке горизонтального растяжения коры в раннем триасе и завершила свое развитие в условиях сжатия на рубеже триаса и юры. Вторая генерация грабен и впадин (некоторые из них наследовали триасовые грабены) образовалась в лейасе, третья (также частично наследовавшая вторую) — в догерее.

На втором этапе территория плиты обособляется в качестве области с тенденциями к почти повсеместному относительно слабому опусканию, обрамляемой с северо-запада, северо-востока и юго-востока районами каледонид или герцинид, испытывавшими слабое, а с конца палеогена — местами (Тянь-Шань) интенсивное дифференцированное воздымание. На этом этапе формировался плитный комплекс чехла с относительно более полным и мощным разрезом в юго-западных участках плиты (Приаралье, Сырдарьинская впадина) и сокращенным и маломощным — в северных (Тургайский прогиб) и восточных (Чу-Сарысуйская впадина). Этот комплекс представляет единое целое с верхней частью чехла смежных с Северо-Туранской плитой Южно-Туранской плиты и Северо-Устюртского метаплатформенного массива, со стороны которых распространялись на территорию Северо-Туранской плиты трансгрессии морских и внутриконтинентальных бассейнов в мелу и кайнозое. В целом этот этап представляет крупный седиментационный цикл, осложненный более мелкой цикличностью. Первая его половина (мел-эоцен) отвечает трансгрессивной части цикла с постепенным распространением мелководно-морских условий на всю территорию плиты и ее объединением с Западно-Сибирской плитой в рамках единого морского бассейна. Вторая половина (олигоцен-антропоген) соответствует регрессивной части цикла, заканчивающегося почти полным осушением территории плиты и воздыманием отдельных ее зон (Кустанайская седловина, Арало-Кызылкумская зона поднятий), тогда как в некоторых относительных депрессиях сохраняются бессточные озерные водоемы.

Полезные ископаемые

В фундаменте и чехле Северо-Туранской плиты известен ряд месторождений рудных, нерудных и горючих полезных ископаемых. К валерьяновской вулканогенной свите в неглубоко залегающем фундаменте Кустанайской седловины приурочены крупные месторождения скарновых магнетитовых руд (Соколовско-Сарбайский железорудный бассейн). В континентальных верхнеолигоценовых отложениях северного Приаралья заключены месторождения оолитовых железных руд. Залежи бурых железняков имеются и в верхнемеловых отложениях Приаралья. С олигоценовыми отложениями в Тургайском прогибе связаны россыпи ильменита, рутила и циркона. На восточном борту Тургайского прогиба в карстовых полостях фаменских известняков сосредоточены залежи бокситов позднемелового возраста (Тургайское и другие месторождения). В Кызылкумской зоне поднятий в породах палеозойского фундамента поднятия Тамдытау размещено крупное

Мурунтауское месторождение золота штокверкового типа. В этой же зоне имеются мелкие месторождения меди, вольфрама, никеля, титана.

В Тургайском прогибе находятся месторождения бурых углей, приуроченные к грабнам и небольшим впадинам, выполненным верхнетриасовыми, нижне- и среднеюрскими лимническими отложениями (Кушмурунский бассейн и пр.). Залежи бурых углей присутствуют также в олигоценовых отложениях Тургая и северного Приаралья. В континентальных юрских отложениях, выполняющих грабенообразные впадины южного Тургая и трансгрессивно перекрывающих их неокомских отложениях открыты нефтяные месторождения. В отложениях фаменского яруса, нижнего карбона и перми Чу-Джезказганской впадины обнаружены месторождения и проявления углеводородного газа. В северной части этой же впадины имеются залежи соли, приуроченные к куполовидным диапировым структурам в фаменско-турнейских отложениях, а также в породах перми. Важное значение в условиях засушливого ландшафта Северо-Туранской плиты имеют артезианские бассейны — Чуйский, Приаральско-Кызылкумский, Челкарский и др. Они содержат значительные ресурсы пресных, минерализованных и термальных вод.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Западно-Сибирская плита, занимающая территорию одноименной низменности и прилегающую к ней с севера западную часть акватории Карского моря, представляет собой крупнейшую (более 3,5 млн км²) молодую плиту с мезокайнозойским плитным чехлом. Южные и западные ее районы лежат в северо-западной части Урало-Монгольского подвижного пояса, а восточные и, вероятно, северные районы — в пределах метаплатформенных областей, отделяющих этот пояс от Сибирской древней платформы и ограничивающих его с севера. С запада и северо-запада плиту обрамляют герцинское складчатое сооружение Урала и служащая его северным продолжением древнекиммерийская складчатая зона Пай-Хоя — Новой Земли, с юга — каледонские, герцинские и салаирские складчатые системы Казахского нагорья и Алтае-Саянской области, с востока — Сибирская платформа, а с северо-востока — выступ складчатого основания Таймыро-Североземельской метаплатформенной области. Таким образом, почти со всех сторон Западно-Сибирскую плиту ограничивают тектонические области, складчатый фундамент которых древнее, чем ее мезокайнозойский плитный комплекс, что дало основание В. Н. Соболевской назвать ее «огражденной плитой». Лишь на нескольких небольших участках — в районах Кустанайской седловины на юго-западе, низовьях Енисея на северо-востоке и в средней части Карского моря — горизонтально залегающий мезокайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты непосредственно смыкается с соответствующими плитными комплексами Северо-Туранской плиты и Таймыро-Североземельской метаплатформенной области, что затрудняет их разграничение.

Подавляющую часть площади плиты занимает низменная аккумулятивная равнина, абсолютные высоты которой в целом плавно повышаются к югу от 0 до 100—200 м. В средней части (около 62—63° с. ш.) ее пересекает субширотно вытянутая невысокая пологохолмистая гряда — Сибирские Увалы — с отметками 150—285 м. Западно-Сибирскую низменность в основном дренируют крупнейшая речная система р. Оби с ее левым притоком р. Иртышом и левым притоком

последнего р. Тоболом, а также р. Енисей, текущая вдоль ее восточного края. К устьям Оби и Енисея, а также Пура и Таза, дренирующих Обско-Енисейское междуречье, примыкают узкие заливы — эстуарии (Обская, Тазовская, Енисейская губы). Они чередуются с крупными п-овами Гыданским и Ямал. Дно западной части Карского моря представляет собой мелководный шельф, и лишь к о-вам Новой Земли прилегает с востока относительно узкая котловина с глубинами более 200 м.

Вплоть до середины нашего века территория Западно-Сибирской плиты, почти целиком скрытая под мощными четвертичными отложениями, оставалась очень слабо изученной, и суждения о ее строении основывались главным образом на экстраполяциях и косвенных соображениях. Однако еще в 1932 г. И. М. Губкин высказал предположение о возможной нефтеносности этой плиты, блестяще подтвердившееся в ходе широко развернувшихся с конца 40-х годов на ее площади геофизических исследований и глубокого бурения. В середине 50-х годов в районе г. Березово в низовьях Оби было обнаружено первое газовое месторождение, а в 60—70-х годах в северной части плиты был выявлен и разведан обширный и богатейший нефтегазоносный бассейн, месторождения которого дают ныне основную часть нефти и газа, добываемых в Советском Союзе. В изучение геологического строения и нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты значительный вклад внесли исследования В. А. Бененсона, В. С. Бочкарева, Л. Ш. Гиршгорна, Е. Г. Журавлева, О. Г. Жеро, И. К. Куликова, Н. Я. Кунина, В. П. Маркевича, Н. И. Нестерова, Н. Н. Ростовцева, М. Я. Рудкевича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука.

В настоящее время в результате проведенного во многих районах Западно-Сибирской плиты глубокого бурения и наземных исследований на ее окраинах в основных чертах изучено строение слагающих ее чехол кайнозойских, меловых и юрских отложений и пород фундамента в некоторых ее периферических районах. Грави- и магнитометрическими, геотермическими и сейсмическими исследованиями выявлены основные черты структуры мезокайнозойского чехла плиты и тектонического строения фундамента в ее периферических зонах (западной, южной, восточной), получены данные о глубинном строении земной коры и современном тепловом режиме. В результате проведенного в последнее время сейсмического профилирования методом ОГТ установлены очень большая мощность чехла и ряд особенностей его строения в северной части плиты. Однако тектоническая природа, возраст и районирование фундамента и «промежуточного» (доюрского) этажа в северных, а отчасти и центральных районах плиты остаются недостаточно выясненными и спорными, а от правильного и обоснованного решения этих вопросов во многом зависит оценка перспектив нефтегазоносности.

Тектоническая структура

Еще до начала проведения широких геолого-геофизических исследований, когда строение развитых в Западной Сибири дочетвертичных комплексов оставалось почти неизвестным, возникли две основные гипотезы относительно ее тектонической структуры. Согласно одной из них, территория Западной Сибири представляет эпипалеозойскую плиту с мезокайнозойским чехлом и разновозрастным (в основном каледоно-герцинским) складчатым фундаментом, сходным с обнажающимся по ее западной (Урал) и южной (Казахстан, Алтае-Саянская об-

ласть) периферии. Согласно другой гипотезе, во внутренней части плиты присутствует обширный древний, докембрийский, массив, который томский геолог М. К. Қоровин назвал Тоболией. Фактические геолого-геофизические данные о строении Западной Сибири, полученные на протяжении последних 40 лет, преимущественно интерпретировались либо с позиций одной из этих крайних моделей, либо на основе «компромиссной» модели, предполагающей наличие под чехлом Западной Сибири ряда срединных массивов.

В 60—70-х годах возникло представление о том, что геосинклинальный и плитный этапы ее развития разделялись продолжительным переходным этапом, которому отвечало формирование особого промежуточного комплекса, залегающего между фундаментом и плитным чехлом. По мнению ряда авторов, этот этап имел тафрогенный или рифтогенный характер, проявившийся в формировании многочисленных субмеридиональных грабенов. Ряд исследователей рассматривают в качестве переходного этапа триас — начало юры, но некоторые считают, что на севере, а может быть, и в центре будущей плиты рифтогенез в основном проявлялся в более раннее время — в раннем-среднем палеозое или даже позднем протерозое и что триасовые, а, возможно, также верхнепалеозойские или палеозойские в целом отложения в северной части плиты залегают субгоризонтально и представляют собой нижние горизонты ее чехла.

Таким образом, в настоящее время в основных чертах изучены разрез, структура и история формирования юрско-кайнозойского плитного комплекса, но вместе с тем в наших представлениях о тектонической структуре доюрского гетерогенного основания и истории развития плиты в доюрское время наряду с достоверными и общепринятыми положениями остается еще много неясных и спорных вопросов. Они касаются главным образом строения и геологической истории ее центральной и особенно северной частей, где доюрские образования, залегающие на значительных глубинах, еще слабо вскрыты либо (на севере) почти не достигнуты бурением, а имеющиеся для этих районов геофизические данные пока не получили однозначной геологической интерпретации. Мы рассмотрим сначала современные представления о тектоническом строении домезозойского фундамента (рис. 20) и «промежуточного комплекса» Западно-Сибирской плиты, отмечая, что в них достоверно и общепринято, а что остается пока недостаточным обоснованным и дискуссионным; затем охарактеризуем структуру ее юрско-кайнозойского плитного чехла.

Все исследователи признают, что западная часть плиты шириной до 300 км обладает герцинским складчатым фундаментом, представляющим погруженную до —1 — —3 км восточную часть субмеридионально вытянутой восточной эвгеосинклинальной мегазоны складчатой области Урала, с широким развитием метаморфизованных осадочно-вулканогенных палеозойских образований, офиолитов и гранитоидов. На этот фундамент несогласно наложена система раннемезозойских грабенов восток-северо-восточного простирания, выполненных континентальными обломочно-вулканогенными образованиями нижнего-среднего триаса и угленосными отложениями верхнего триаса — низов юры. Самые западные грабены этой системы частично обнажаются на восточном краю складчатого сооружения Урала.

К востоку от южной части герцинской складчатой области Урала и Зауралья выявлено продолжение постепенно выклинивающейся к северу в районе г. Тобольска каледонской системы Казахского нагорья, погребенной под плитным чехлом мощностью до 1—3 км. Еще

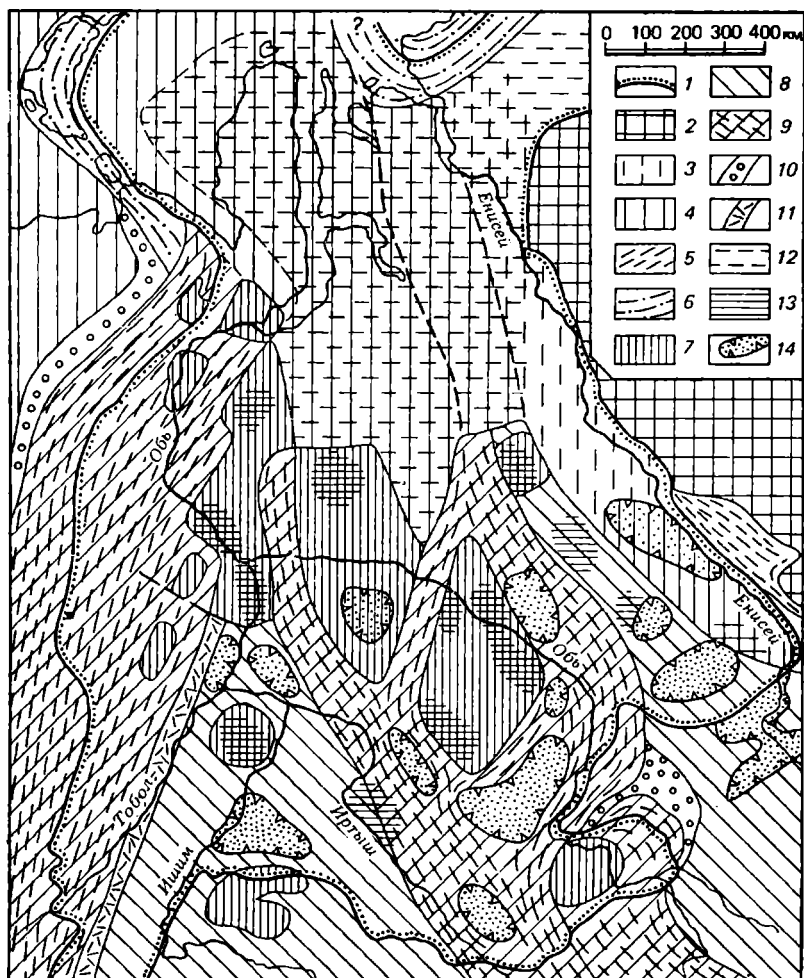


Рис. 20. Гипотетическая схема строения домезозойского основания Западно-Сибирской плиты (составлена с использованием данных М. Я. Рудкевича, 1986, и других авторов):

1 — границы Западно-Сибирской плиты и латерально связанных с ней мезозойских прогибов; 2 — Сибирская древняя платформа с рифейско-фанерозойским чехлом; 3—6 — металапформенные области: 3 — без расчленения, 4 — металапформенные массивы с докембрийским (добайкальским и, возможно, байкальским) фундаментом, 5 — авлакогоснклинальные складчатые зоны байкальские, 6 — то же, древнекиммерийские; 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 металапформенных массивов; 13 — нижне-среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения чехла срединных массивов; 14 — средне-верхнепалеозойские вулканогенно-терригенные молассовые образования внутренних впадин в каледониях и на массивах и верхнепалеозойские — в герцинидах

восточнее, вдоль правобережья среднего и нижнего течения р. Иртыша, в виде полосы северо-западного простирания прослеживается скрытое под плитным чехлом продолжение Иртыш-Зайсанской герцинской эвгеосинклинальной складчатой системы. Эта Иртышская (Салымская) ветвь герцинид слепо заканчивается на северо-западе, упи-

раясь с востока в древний (байкальский или добайкальский?) Ханты-Мансийский (Уват-Хантымансийский) срединный массив, вытянутый в северо-северо-восточном направлении от низовий Иртыша на юге почти до Обской губы на севере и обрамляющий с востока северную часть погребенных герцинид Зауралья. Другая герцинская складчатая система, частично обнажающаяся в Томь-Колыванской складчатой зоне, ответвляется от Иртышской, следуя сначала к северо-востоку до района г. Колпашево на Оби, а затем отгибается к запад-северо-западу и либо слепо затухает примерно на той же широте, что и Иртышская, либо, по мнению некоторых исследователей, продолжается вплоть до Карского моря. На востоке Колпашевская система герцинид граничит с погребенным северным продолжением салаирской складчатой системы, к которой принадлежат сооружение Кузнецкого Алатау и район Минусинских впадин. Насколько далеко к северо-северо-западу продолжается последняя, недостаточно ясно.

Самую восточную зону фундамента Западно-Сибирской плиты, пограничную с Сибирской платформой, образует Приенисейская зона с докембрийским фундаментом, шириной от 150—200 км на юге до 300—400 км на севере, вытянутая субмеридионально вдоль левобережья Енисея. Она входит в состав Саяно-Енисейской метаплатформенной области и была кратко охарактеризована в части 1 учебника. В связи с большой мощностью чехла (до 5—10 км), сложенного в основном палеозойскими и мезозойскими отложениями, фундамент Приенисейской зоны слабо изучен бурением, и о его возрасте высказываются различные мнения. Одни исследователи (например, П. К. Куликов) считают его байкальским, другие (например, авторы тектонической карты Евразии под редакцией А. В. Яншина) — добайкальским, т. е. архейско-раннепротерозойским (в этом случае Енисейский кряж представляет изолированную, авлакогеосинклинальную складчатую зону), третьи (М. Я. Рудкевич, В. С. Сурков, О. Г. Жеро и др.) предполагают присутствие в ней как добайкальских срединных массивов, так и байкальских складчатых зон. Вдоль северной части Приенисейской зоны в 100—200 км к западу от Енисея простирается в долготном направлении на 800 км узкий Худосейский желоб, или грабен, в поверхности докембрийского основания, выполненный образованиями доюрской части чехла. К нему приурочена линейная зона геомагнитных и гравитационных максимумов.

Наибольшие разногласия вызывает строение доюрского основания центральной и северной частей Западно-Сибирской плиты. Согласно концепции, развивавшейся Н. Н. Ростовцевым, В. П. Маркевичем и М. Я. Рудкевичем, в этих частях плиты предполагается обширный байкальский или добайкальский срединный массив (возможно, реликт огромной добайкальской протоплатформы, «обломками» которой являются современные Восточно-Европейская и Сибирская платформы). Южная часть этого массива разделяет Иртышскую (Салымскую) и Колпашевскую системы герцинид. В своих последних работах М. Я. Рудкевич высказывает предположение о существовании в центральной части плиты нескольких крупных срединных массивов с преимущественно верхнепротерозойским метаморфическим фундаментом, частично прикрытым пологозалегающим чехлом средне- и верхнепалеозойских отложений, и разделяющих их нескольких узких герцинских «моногоэосинклинальных прогибов». В северной части плиты (севернее 64° с. ш.) он предполагает существование более обширного и монолитного глубокопогруженного докембрийского массива («кратона»), восточная часть которого (Приенисейский блок) имеет добайкальский, а

западная (Ямало-Надымский блок) — возможно, байкальский фундамент. Обращают на себя внимание высокие скорости продольных волн (6,3—7,2 км/с) на поверхности этого фундамента, позволяющие некоторым исследователям (Н. Я. Кунин, В. А. Бененсон) предполагать здесь субокеанический тип строения коры, близкий к таковому Прикаспийской впадины. Фундамент, погруженный от 5 до 10—12 км и более, покрыт мощными палеозойскими и триасовыми (по мнению некоторых исследователей, только триасовыми) отложениями. Судя по данным сейсмических профилей МОГТ, этот «промежуточный структурный этаж» залегает весьма полого, но разбит разломами типа сбросов.

Согласно другой концепции, изложенной в работах В. С. Суркова и О. Г. Жеро, главную роль в строении основания центральной, а также северо-западной частей плиты играет широкая, в целом субмеридионально вытянутая Центрально-Западносибирская герцинская складчатая система; она объединяет выделенные другими авторами Иртышскую и Колпашевскую ветви герцинид и разделяющие их небольшие Межовский и Усть-Тымский срединные массивы в центральной части плиты и продолжается на север через п-ов Ямал и западную часть Гыданского полуострова в западную часть Карского моря, где другие исследователи предполагают обширный древний массив.

Разногласия в интерпретации тектонического строения доюрского основания центральной части Западно-Сибирской плиты связаны с тем, что слабо- или умереннодеформированные и разбитые сбросами палеозойские карбонатные, терригенные и отчасти вулканогенные образования, вскрытые многочисленными скважинами под несогласно залегающей на них юрой, одни исследователи трактуют в качестве палеозойского чехла срединных массивов, а другие — как мио- и эвгеосинклинальные комплексы, слагающие герцинские складчатые зоны. В северной части плиты фундамент пока не достигнут бурением, что позволяет высказывать различные предположения об его возможном возрасте. Субгоризонтально залегающие на нем здесь доюрские отложения мощностью в несколько километров, рассматриваемые многими исследователями в качестве палеозойско-триасового или триасового промежуточного этажа, В. С. Сурков и О. Г. Жеро относят к среднему-верхнему триасу и считают нижним горизонтом плитного чехла.

Другой дискуссионной проблемой являются наличие, возраст и распространение на территории плиты доюрских грабенов (рифтов) долготного и юго-западного простирания (рис. 21). Подобные структуры триасового возраста давно известны в западной части плиты, где они наложены на герцинский складчатый фундамент Зауралья (рис. 22). В конце 60—70-х годов П. К. Куликовым и В. С. Сурковым на основании приуроченности ко внутренним частям Западно-Сибирской плиты системы субмеридиональных линейных магнитных и гравитационных максимумов, предположительно обусловленных внедрением и излиянием в этих зонах базитов раннетриасового траппового комплекса (как это имеет место в Тунгусской впадине Сибирской платформы), и по аналогии с триасовыми грабенами Зауралья было высказано предположение о существовании в средней части Западно-Сибирской плиты внутриконтинентальной триасовой рифтовой системы, состоящей из нескольких десятков взаимопараллельных грабенов («грабен-рифтов», по В. С. Суркову) и горстов долготного и юго-юго-западного простирания (см. рис. 21, А). Длина наиболее протяженной Колтогорско-Уренгойской зоны грабенов, простирающейся от Карского

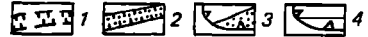
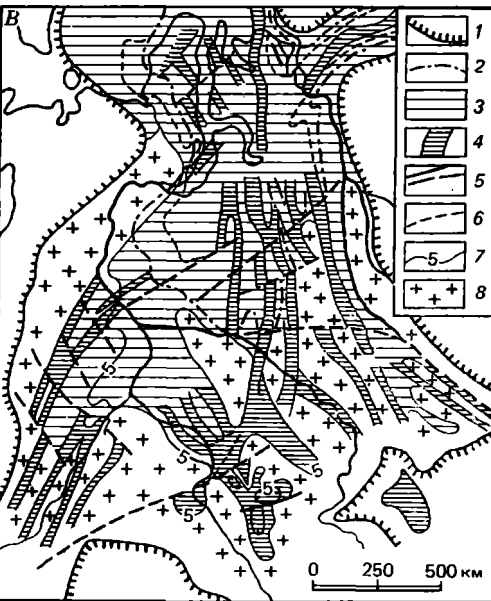
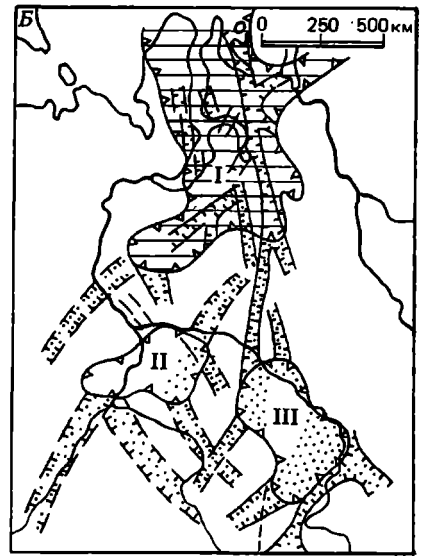
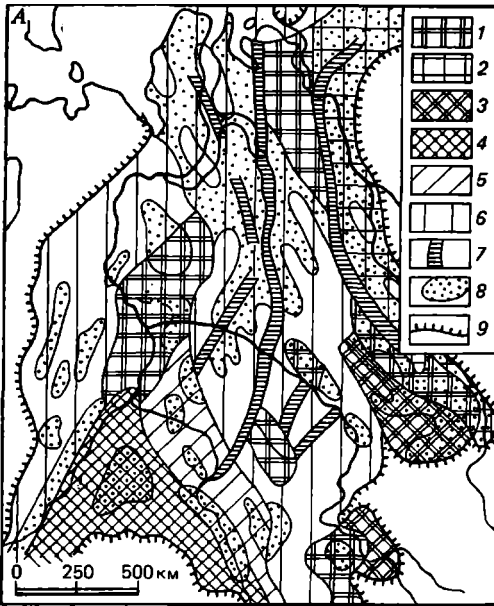


Рис. 21. Различные представления о структуре и возрасте grabенов в Западной Сибири:

А — тектоническое районирование доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по В. С. Суркову и др., 1984): 1 — добайкальские срединные складчатости; 2 — области байкальской складчатости; 3 — то же, салаирской; 4 — то же, каледонской; 5 — то же, раннегерцинской; 6 — то же, позднегерцинской; 7 — равнемезозойские грабен-рифты; 8 — впадины и прогибы в доюрском чехле; 9 — граница распространения мезокайнозойского плитного чехла.

Б — рифейско-палеозойские «звездчатые» рифтовые системы (по Н. Я. Кулину и Л. А. Самойлюк, 1985): 1 — грабен-рифты рифейско-раннепалеозойского возраста; 2 — то же, развивавшиеся в среднем-позднем палеозое; 3 — зоны сокращенной общей мощности коры и участки увеличенной мощности палеозоя в них (точки); 4 — то же, с отсутствием «гранитного» геофизического слоя; I — Северная «звездчатая» рифтовая система; II — то же, Тобольская; III — то же, Нурольская.

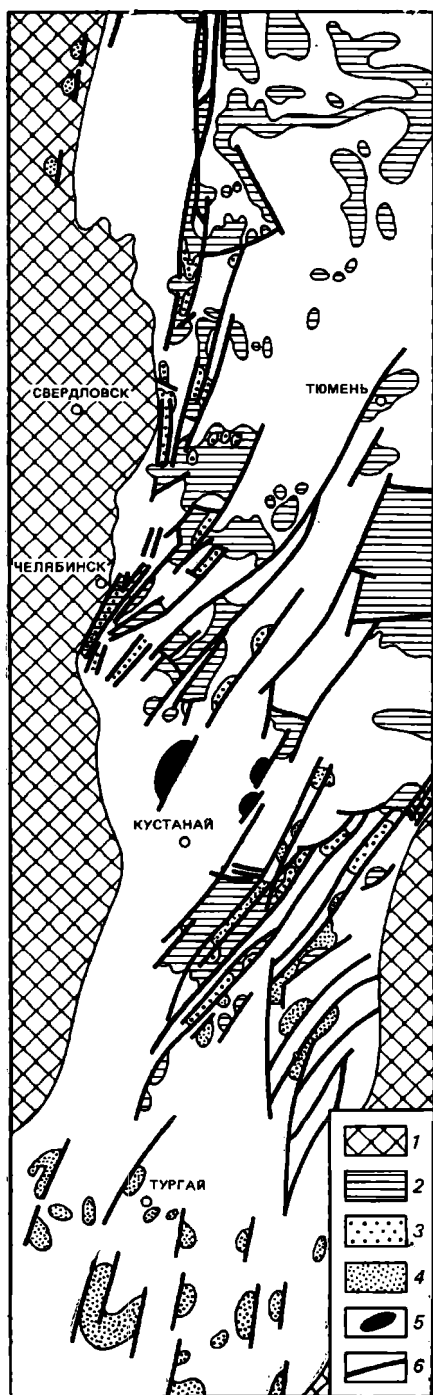
В — тектоническая схема доюрского основания (по Ю. Т. Афанасьеву, 1977, с упрощениями): 1 — граница распространения мезокайнозойского плитного чехла; 2 — граница сплошного распространения доюрских систем рифтов; 3 — доюрские системы рифтов; 4 — отдельные рифты; 5 — разломы; 6 — контуры депрессий с мощностью мезокайнозой более 5 км; 7 — изогипсы подошвы доюрского рифтового комплекса; 8 — межрифтовые массивы и глыбы

моря до района г. Омска, достигает почти 2000 км, а ширина рифтовой системы составляет от 250 км в ее северной части до 500 км в южной.

По П. К. Куликову, Западно-Сибирская рифтовая система в основном была наложена на древний срединный массив в центральной части плиты, а согласно В. С. Суркову — на Центрально-Западносибирскую герцинскую складчатую систему в связи с растяжением в

Рис. 22. Раннемезозойские грабены Урала и Зауралья (по Р. Г. Гарецкому, 1972, с дополнениями):

1 — выходы палеозойского фундамента (Урал и Казахское нагорье); 2 — туринская серия (нижний-средний триас); 3 — угленосная челябинская серия (верхний триас — нижняя юра); 4 — угленосные отложения нижней-средней юры; 5 — то же, верхней юры; 6 — разломы, секущие породы триаса-юры



широтном направлении, охватившим Западно-Сибирский регион в раннем триасе. Представления о существовании в средней части Западно-Сибирской плиты триасовой рифтовой системы оспариваются многими исследователями. Дело в том, что наличие отдельных грабенов, заполненных триасовыми базальтами, согласно новейшим данным В. С. Суркова и др. (1986), доказано бурением лишь для самой южной ее части (южнее нижнего течения р. Оби), а для более северной, основной ее части остается лишь предположением. М. Я. Рудкевич, И. И. Нестеров, Н. Я. Кунин, В. А. Бененсон и другие считают, что триасовых грабенов в северной части Западно-Сибирской плиты нет, а триас присутствует здесь в составе ее плитного чехла. Если линейные магнитные и гравитационные максимумы в северной половине плиты связаны с грабенами, заполненными базальтами и габброидами, то они, как считают ряд исследователей, должны быть не триасовыми, а более древними. По Ю. Т. Афанасьеву (1977), эти рифты в основном были заложены в начале палеозоя на обширных массивах докембрийского фундамента, преобладающих во внутренней части плиты (см. рис. 21, В).

Согласно Н. Я. Кунину (1985), грабены в северной части плиты имеют рифейско-раннепалеозойский возраст, а в южной — развивались в среднем-позднем палеозое (см. рис. 21, Б). Если в северной и цент-

ральной (?) частях плиты действительно присутствует обширный глубоко погребенный блок добайкальского фундамента, служивший в конце раннего — начале позднего протерозоя связующим звеном меж-

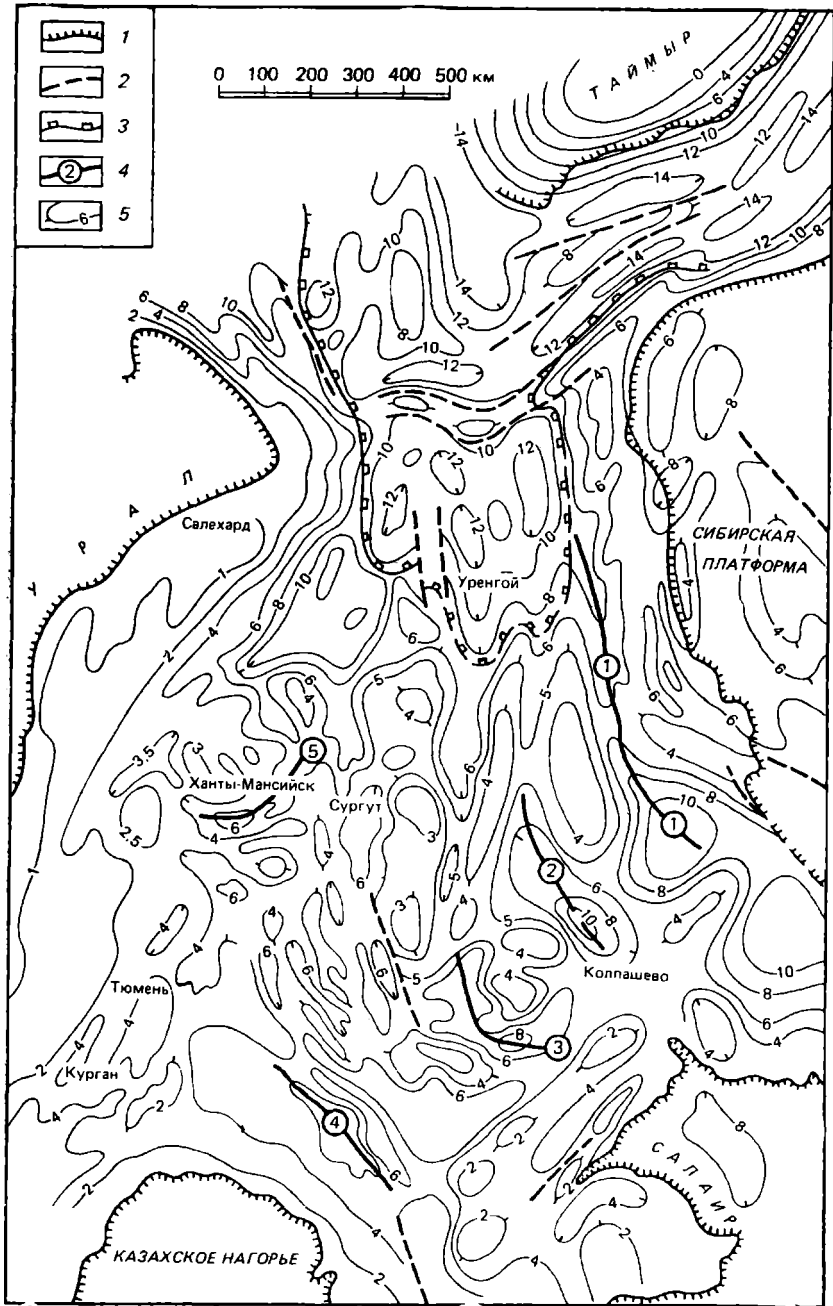


Рис. 23. Схема рельефа гетерогенного фундамента Западно-Сибирской плиты (по В. А. Бененсону, 1986, с упрощениями):

1 — граница распространения доюрских образований на поверхности; 2 — разломы; 3 — южная граница северного сегмента «субокеанической» коры; 4 — ось предполагаемых рифтогенных структур (1 — Худосейско-Тымской; 2 — Усть-Тымской; 3 — Нюрольской; 4 — Омской; 5 — Ханты-Мансийской); 5 — глубины залегания метаморфического фундамента, км

ду Восточно-Европейским и Сибирским кратонами, то естественно допустить, что он мог одновременно с ними, т. е. в рифее, подвергнуться раздроблению и быть расчлененным грабенами (авлакогенами). В палеозое, например в девоне, подобно Сибирскому и Восточно-Европейскому кратонам эти грабены могли испытать регенерацию. Наряду с резкой критикой идея о существовании триасовой рифтовой системы недавно получила поддержку и развитие в работах С. В. Аглонова, доказывающего присутствие в северной части Западной Сибири симметричной системы полосовидных магнитных аномалий срединно-океанического типа, интерпретируемой как свидетельство наличия узкой долготной зоны спрединга, непродолжительно происходившего в течение триаса. Возможно, однако, что эти линейные аномалии имеют более древнее происхождение.

Перейдем к рассмотрению структуры чехла Западно-Сибирской плиты (рис. 23, 24). Судя по подошве юрско-кайнозойского плитного комплекса в первом приближении, плита представляет огромную плоскую впадину или мегасинеклизу с пологомоноклинальными западным, южным и восточным крыльями, более погруженной (до 3—5 км) внутренней, или центральной, частью и наиболее опущенной (до 4—7 км) северной частью (рис. 25). Если в западной и южной краевых зонах юрско-кайнозойский плитный чехол ложится преимущественно на разновозрастный палеозойский складчатый фундамент, то в восточной краевой зоне плиты с докембрийским и в северной части плиты с предположительно докембрийским фундаментом юрско-кайнозойский комплекс подстилается полого залегающим доюрским комплексом мощностью до нескольких километров, рассматриваемым в качестве промежуточного структурного этажа или нижнего комплекса чехла. В виде пятен он присутствует также на отдельных участках центральной части плиты.

Широкая (200—300 км) западная зона плиты, совпадающая с восточной погребенной частью герцинской складчатой области Урала, представляет в структуре плитного чехла пологую моноклизу с погружением его подошвы к востоку до —2 — —3 км, осложненную небольшими брахиморфными прогибами, поднятиями и структурными носами (гемиантиклиналями) долготного и северо-северо-восточного простирания, а также малоамплитудными сбросами в нижних горизонтах чехла, наследующими погребенные под чехлом раннемезозойские грабены. К каледонидам, герцинидам и салаиридам Казахстана и Алтае-Саянской области, обрамляющим плиту с юга, примыкает краевая моноклиналиная зона плитного чехла шириной от 400—500 км на западе до 100—200 км на востоке. Под ним в пределах каледонид и срединных массивов погребены отдельные брахиморфные впадины (Ишимская, Барнаульская, Тегульдетская), выполненные средне- и верхнепалеозойскими терригенными толщами. Нижние горизонты плитного чехла по мере приближения к западному и южному бортам плиты выклиниваются, и на ее краях на палеозойской фундамент налегают различные горизонты меловых или третичных отложений. В восточной краевой зоне с докембрийским фундаментом различаются два чехольных комплекса. Нижний, венд-палеозойский (в основном кембро-силурийский), комплекс слабо дислоцирован и слагает несколько вытянутых вдоль ее простирания прогибов, где его мощность достигает 4—7 км, а подошва чехла погружена до —6 — —9 км (Касский, Дубчесский, Баихский и др.), и поднятий, где он в доюрское время был частично или полностью размыт. Верхний комплекс чехла, сложенный в основном юрой и мелом, залегают на нижнем слабо несог-

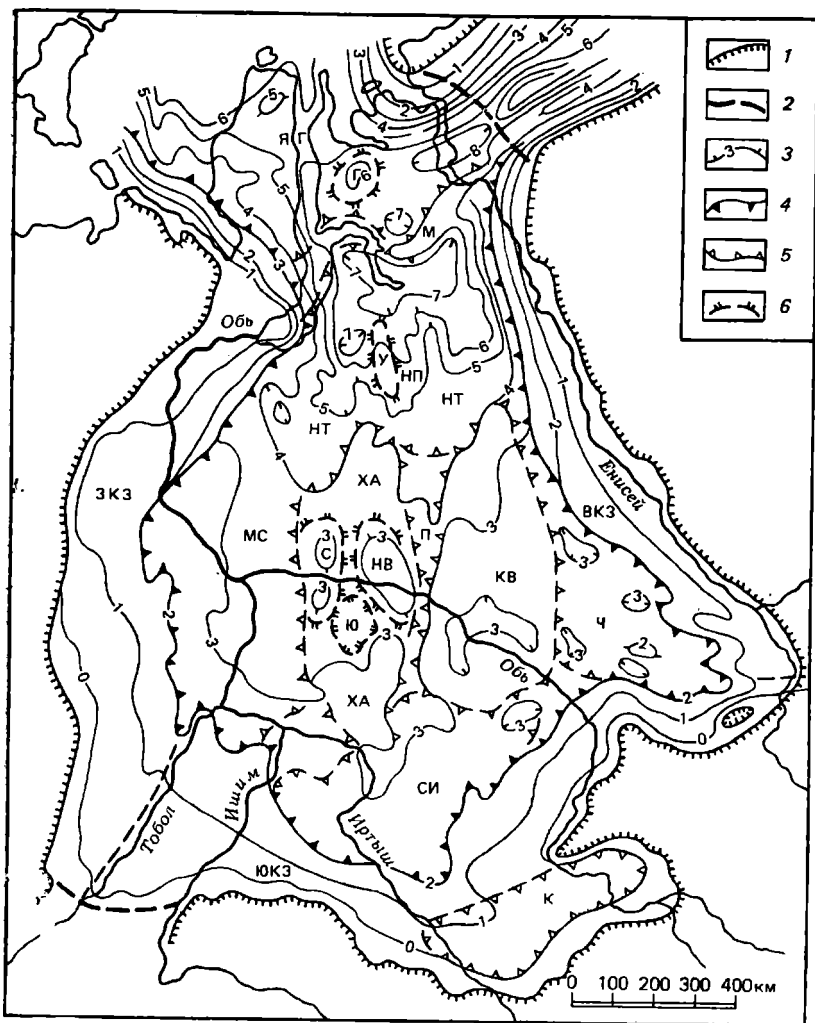


Рис. 24. Структурная схема и районирование чехла Западно-Сибирской плиты по подошве юрско-кайнозойского плитного комплекса (по И. И. Нестерову, Л. Л. Подсосовой, М. Я. Рудкевичу, А. А. Трофимуку, 1984, с изменениями):

1 — границы Западно-Сибирской плиты со складчатыми областями и Сибирской платформой; 2 — границы Западно-Сибирской плиты с Тургайским и Пясино-Хатангским прогибами; 3 — стратозогипсы подошвы мезокайнозой; 4 — границы краевых зон и внутренней части плиты; 5 — границы главных тектонических элементов внутри этих зон; 6 — то же, частных элементов; ЗКС — западная краевая зона; ЮКС — южная краевая зона (К — Кулундинская впадина); ВКС — восточная краевая зона; структурные элементы внутренней части плиты: МС — Мансийская синеклиза; ХА — Хантейская антеклиза (С — Сургутский свод, НВ — Нижневартовский свод; Ю — Юганская впадина); П — Пургутский желоб; КВ — Кеть-Вахская антеклиза; Х — Худосейский желоб; Ч — Чулымская синеклиза; СИ — Среднеиртышская синеклиза; НТ — Надым-Тазовская синеклиза (У — Уренгойский мегавал, НП — Нижнепургутская впадина); М — Мессояхский мегавал; ЯГ — Ямало-Гыданская синеклиза (Г — Гыданское поднятие)

ласно, пологомоноклинально, и его мощность возрастает к западу от 0 до 3—5 км.

В центральной части плиты на срединных массивах с докембрийским метаморфическим фундаментом присутствует полого залегающий

нижний, палеозойский, доплитный комплекс чехла, площади распространения которого (как и площади самих срединных массивов и палеозойских складчатых зон) в разных тектонических схемах оцениваются существенно различно. К доплитным структурам чехла принадлежат также отдельные средне-верхнепалеозойские и (или) триасовые грабены долготного, юго-юго-западного и юго-юго-восточного простирания. Верхний, плитный, комплекс чехла сложен повсеместно присутствующими юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями мощностью от 3 до 6, а в самых глубоких прогибах — даже до 8 км.

М. Я. Рудкевич выделяет в структуре нижних горизонтов плитного чехла центральной части Западной Сибири несколько антеклиз и синеклиз, а также более узких и глубоких желобов. На западе намечается овальная, субмеридионально вытянутая Мансийская синеклиза

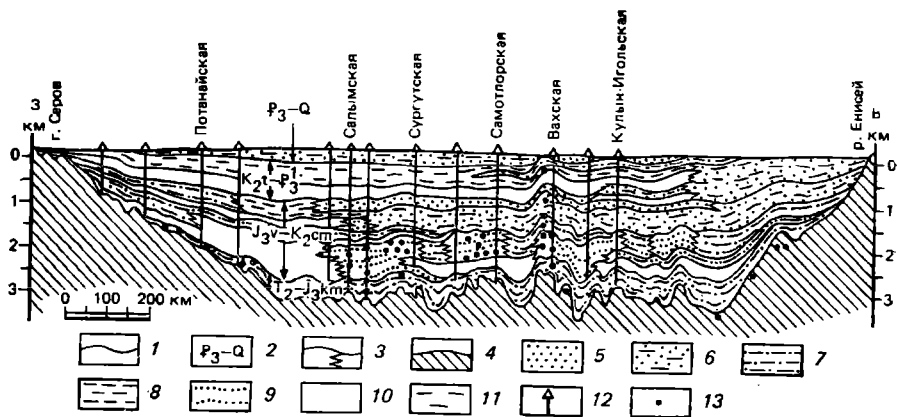


Рис. 25. Структурно-формационный разрез мезокайнозойского плитного комплекса через среднюю часть Западно-Сибирской плиты:

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-алевритовые, 9 — песчано-глинистые континентально-морские, 10 — глинистые морские, 11 — глинистые и кремнистые; 12 — скважины; 13 — проявления нефти и газа

глубиной до 4—6 км. Восточнее выделяется обширная Хантейская антеклиза с Surgутским и Нижневартовским сводами в ее средней части, где основание юры приподнято выше —3 км, и Юганской впадиной к югу от них. Далее к востоку прослеживается узкий субмеридиональный Пурский желоб глубиной до 4—6 км, отвечающий южной части Колтогорско-Уренгойской рифтовой зоны, выделенной В. С. Сурковым. Восточнее располагается обширная Кеть-Вахская антеклиза, в которой подошва плитного чехла не погружается ниже —3 — —4 км, а еще восточнее — субмеридиональный Худосейский желоб глубиной до —6 — —8 км, смыкающийся на юге с вытянутой в юго-восточном направлении Чулымской синеклизой. К югу от Хантейской и Кеть-Вахской антеклиз и Пурского желоба находится смыкающаяся с ним на севере неправильной формы Среднеиртышская синеклиза. Ее фундамент и нижняя часть чехла разбиты многочисленными сбросами северо-западного и северо-восточного простирания на ряд грабенов глубиной до 5—8 км и горстов, в которых подошва юры относительно приподнята до —3 км. В неогене Среднеиртышская синеклиза вместе с прилегающим к ней с юга участком южной краевой зоны

(Кулундинской впадиной) являлась единственной депрессией, сохранившейся в пределах плиты.

В наиболее погруженной северной части плиты (севернее 63—64° с. ш.) юрско-кайнозойский комплекс чехла подстилается слабдеформированным доюрским комплексом; мощность его постепенно возрастает к северу от 0 до 3—6 км, а подошва опускается от —4 — —5 км до —10 — —12 км, а может быть, и до —14 км. Этот комплекс, судя по аналогии с западной частью Пясино-Хатангского прогиба, где он вскрыт бурением, включает триас, а по мнению ряда исследователей — также верхний, возможно, даже средний и нижний палеозой (М. Я. Рудкевич). Некоторые авторы намечают внутри него сейсмическую границу, предположительно разделяющую палеозойскую и триасовую части разреза. На севере этот комплекс распространяется в западную часть Карского моря, где его мощность сильно сокращается.

Трансгрессивно залегающий и покрывающий большую площадь верхний, юрско-кайнозойский, комплекс чехла на севере плиты (за исключением районов, прилегающих к Полярному Уралу, Пай-Хою, Сибирской платформе и Таймыру) имеет мощность 4—6,5 км. Он лежит субгоризонтально, но в структуре его нижних горизонтов (как и нижнего, доюрского, комплекса) вырисовываются две обширные синеклизы — Надым-Тазовская (Большехетская) на юге и Ямало-Гыданская (Гыдан-Енисейская) на севере. Они разделены невысоким и узким Мессояхским мегавалом, который тянется в общем восток-северо-восточном направлении, несколько изгибаясь, от Харбейского выступа Полярного Урала до южной части Пясино-Хатангского прогиба.

В структуре верхней, мел-палеогеновой, части юрско-кайнозойского комплекса Надым-Тазовская синеклиза сохраняется, а на месте Ямало-Гыданской синеклизы обрисовываются выполненный палеогеном, расширяющийся в сторону Карского моря Ямальский прогиб на западе и сложенное верхним мелом Гыданское поднятие на востоке. Северной части выделяемого В. С. Сурковым Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта в структуре юрско-кайнозойского комплекса в пределах Надым-Тазовской синеклизы отвечают долготно вытянутые Уренгойский мегавал и Нижнепурская впадина к востоку от него. Севернее, в Ямало-Гыданской синеклизе, эта зона в структуре чехла почти не выражена.

На фоне крупных тектонических элементов в структуре нижних горизонтов верхнего, юрско-кайнозойского, плитного комплекса (а также нижнего комплекса, где он присутствует) вырисовывается множество более мелких структурных форм — брахиморфных, нередко коробчатых поднятий и прогибов, флексур и разломов долготного, северо-восточного и северо-западного простирания, отражающих длительно происходившие блоковые подвижки в фундаменте. Ко многим из частных положительных структурных форм в чехле приурочены месторождения нефти и газа. Вверх по разрезу чехла отчетливость этих форм и их относительные амплитуды последовательно снижаются, и в его кайнозойской части они постепенно затухают. В структуре палеогеновых отложений вся Западно-Сибирская плита, кроме ее восточной и северо-восточной периферии, представляет огромную плоскую синеклизу, а неогеновые отложения выполняют остаточную впадину, сохранившуюся в пределах ее южной краевой зоны и Среднеиртышской синеклизы. Относительно мощные (до 100—200 м) четвертичные отложения покрывают всю площадь плиты, но наибольшее опускание испытывала в антропогене ее северная часть, отделявшаяся от цент-

ральной части субширотной зоной относительного, а может быть, и слабого абсолютного поднятия, выраженной в виде гряды Сибирские Увалы.

Глубинное строение и геофизические поля. Мощность земной коры Западно-Сибирской плиты по материалам профилей ГСЗ и другим данным характеризуется по сравнению с Сибирской платформой и смежными палеозойскими складчатыми областями ее заметным утоншением от 45—50 км в этих регионах до 48—42 км на окраинах плиты и до 33—40 км на подавляющей части площади ее внутренних районов (Сурков и др., 1986). В самой же северной ее части, на п-овах Ямал и Гыданский, поверхность М залегает на глубинах менее 35—33 км. Еще более значительно — от 40—50 км на границах плиты до 30—35 км во внутренних ее районах, а на крайнем севере даже до 25 км — уменьшается мощность консолидированной части коры. На большей части территории плиты последняя имеет типично континентальный характер. В ней выделяются верхняя часть со скоростями продольных волн 5,8—6,5 км/с («гранитно-метаморфический» слой) и нижняя часть (ниже глубин 15—25 км), в которой преобладают скорости 7,0—7,5 км/с.

Нередко внутри консолидированной коры отмечаются несколько границ разделов и зоны инверсии сейсмических скоростей как в нижней, так и в верхней ее частях. В северных районах плиты, где фундамент опущен до —8 — —12 км и ниже, а граница М приподнята, по данным В. А. Бененсона, Н. Я. Кунина и других, в его кровле зарегистрированы аномально высокие скорости продольных волн (6,3—7,2 км/с), что позволяет предполагать наличие здесь коры субокеанического типа, аналогичной таковой во внутренней части Прикаспийской впадины. По-видимому, в обоих районах свойства, состав (?) консолидированной коры и положение ее подошвы по мере погружения глубоких впадин испытывали однотипные изменения, пока не получившие однозначного объяснения. Скорость продольных волн на поверхности М варьирует от 8,2—8,3 в периферических зонах до 7,95—8,0 км/с в центре северной части плиты.

В верхней мантии на фоне общего возрастания скоростей сейсмических волн с глубиной фиксируются три зоны относительно пониженных скоростей мощностью по 30—40 км каждая на глубинах около 100, 150 и 200 км, которые на тех же глубинах прослеживаются и под Сибирской платформой. Кровля верхней из этих зон под средним участком северной части Западно-Сибирской плиты относительно поднимается на несколько десятков километров, достигая границы М, а ее мощность на этом участке возрастает до 70—80 км.

Величины плотности теплового потока на всей Западно-Сибирской плите превосходят таковые в обрамляющих ее регионах, превышая 60 мВт/м², а в ее северных и северо-западных районах достигая 70—80 мВт/м² и более. В связи с тем что чехол плиты представляет огромный и глубокий артезианский бассейн, недра ее заключают значительные ресурсы геотермальной энергии, которая может утилизироваться с помощью глубоких скважин, выводящих на поверхность горячие напорные воды.

Аномальное геомагнитное поле Западно-Сибирской плиты характеризуется большой сложностью и наличием ряда линейных максимумов, имеющих в ее северной и западной краевых частях преимущественно субмеридиональное, а в южной части главным образом юго-западное и юго-восточное простирание. Наиболее резко выраженные субмеридиональные магнитные аномалии наблюдаются на западной

окраине плиты (где они связываются с особенностями строения погребенной эвгеосинклинальной Восточно-Уральской системы герцинид, в частности с присутствием офиолитовых зон), в ее осевой (Колтогорско-Уренгойская система максимумов) и восточной (Худосейская зона) частях. Происхождение полосовидных геомагнитных зон в осевой части плиты, напоминающих по рисунку геомагнитные зоны океанического ложа, одни исследователи (В. С. Сурков, М. К. Куликов и др.) связывают с основными лавами и интрузивами, приуроченными к триасовым, по их мнению, «грабен-рифтам» (а С. В. Аплонов применительно к северу плиты — даже с новообразованием узкой зоны океанической коры), другие предполагают более глубокое заложение и более древний (палеозойский или даже позднепротерозойский) возраст магнитовозмущающих масс. Возможно, что они связаны с подъемом основной магмы по зонам глубинных раздвигов, возникших в континентальном фундаменте Западно-Сибирской плиты в рифее или раннем палеозое одновременно с возникновением авлакогенов на соседних платформах или с заложением палеозойских офиолитовых зон в Уральской и Иртыш-Зайсанской геосинклиналях. Примечательно, что с Колтогорско-Уренгойской системой и Худосейской зоной геомагнитных максимумов совмещаются в плане локальные зоны максимумов гравитационного поля (Сурков и др., 1986), что указывает на их общую природу.

Стратиграфия

Данные бурения и геофизических исследований позволяют с большей или меньшей достоверностью установить присутствие в пределах Западно-Сибирской плиты отложений всех систем кайнозоя и мезозоя, а также верхне-средне-нижнепалеозойских, верхнепротерозойских и доверхнепротерозойских образований. В разной степени метаморфизованные докембрийские породы, а также часть ниже- и среднепалеозойских образований участвуют в сложении ее разновозрастного фундамента. Другая часть ниже-среднепалеозойских, верхнепалеозойские, триасовые и часть ниже-среднеюрских отложений образуют промежуточный структурный этаж, или доплитные комплексы ее чехла. Большая часть ниже-среднеюрских, верхнеюрские, меловые и кайнозойские отложения слагают верхний, плитный комплекс чехла.

Архейско-нижнепротерозойские глубокометаморфизованные **образования** на территории плиты пока не установлены бурением (может быть, за исключением Зауралья), но предполагаются по геофизическим данным в пределах Верхнекетского и Няояхского древних массивов на востоке, Уват-Хантымансийского и других в центре и гипотетического Ямало-Надымского в северной части плиты.

Верхнепротерозойские образования, в целом менее метаморфизованные, фиксируются в ряде районов плиты. В Приенисейской зоне вскрыты хлорит-биотитовые, слюдисто-кварцевые, кварц-серицитовые сланцы, доломиты и известняки, сходные с породами рифея Енисейского края, в Уват-Хантымансийском массиве — кремнисто-сланцистые, хлоритовые, кварц-графитовые сланцы и амфиболиты, в Межовском — гранитогнейсы и граниты с возрастом 1 млрд лет, а в Усть-Тымском — диориты с возрастом 735 млн лет. В северной части Зауралья в ядрах погребенных антиклинорий восточной мегазоны Урала обнаружены рифейские и дорифейские (?) кварц-роговообманковые, слюдяные сланцы, гнейсы и гранитогнейсы.

Нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования, местами прорванные гранитоидами, вскрыты бурением, главным образом в южных районах плиты, прилегающих к каледонидам Казахстана и салаиридам Кузнецко-Минусинского региона. В Приенисейской зоне на докембрийском фундаменте несогласно залегает существенно карбонатный комплекс верхнего венда — силура (до нескольких километров), сходный с таковым северо-западной части Сибирской платформы. Возможно присутствие нижнепалеозойского карбонатного комплекса и на севере плиты, в нижней части чехла древнего Ямало-Надымского массива.

Среднепалеозойские образования, вскрытые многочисленными скважинами в западной, южной, восточной и центральной частях плиты, разнообразны по составу, характеру залегания и условиям формирования. В южной части Приенисейской зоны с докембрийским фундаментом бурением вскрыта красноцветная терригенная толща девона, выполняющая глубокую Касскую впадину, наложенную на древний Верхнекетский массив. На юго-восточной окраине плиты в наложенной на салаириды Тегульдетской впадине присутствуют наземные вулканы нижнего-среднего девона и терригенные толщи нижнего карбона общей мощностью до 3 км, а на ее юго-западной окраине, на погребенном продолжении казахстанских каледонид, в наложенной Вагай-Ишимской впадине вскрыты нижнекаменноугольные известняки, а также морские и континентальные терригенные отложения вышележащих горизонтов карбона. В Зауралье средний палеозой выражен сильно деформированными вулканогенными (спилит-диабазовыми, альбитофировыми и др.), терригенными и карбонатными толщами силура — нижнего карбона и базит-гипербазитовыми комплексами, слагающими погребенную часть восточной мегазоны Урала.

Через южную часть плиты продолжается к северо-западу погребенное продолжение Иртыш-Зайсанской эвгеосинклинали системы герцинид, в основном сложное среднепалеозойскими осадочно-вулканогенными толщами, офиолитами (на продолжении Чарской зоны) и позднепалеозойскими гранитоидами. Севернее Павлодара, где эта система расщепляется на две, с каждой из них связаны затухающие к северу узкие офиолитовые зоны, ультраосновные породы которых (аподуниты, апоперидотиты, апопироксениты) вскрыты в среднем Приобье и междуречье Оби и Иртыша. В западной ветви преобладают среднепалеозойские вулканогенные (базальтового и андезитового состава), кремнистые и терригенные толщи, в восточной — вулканогенно-кремнистые образования присутствуют лишь в отдельных зонах, а в целом доминируют ниже-среднедевонские карбонатные и верхнедевонско-нижнекаменноугольные глинисто-сланцевые толщи, частично обнажающиеся в Томь-Колыванской складчатой зоне.

В пределах срединных массивов, разделяющих ветви герцинид в центральной части плиты, и расположенного западнее Ханты-Мансийского срединного массива среднепалеозойские отложения залегают на их допалеозойском фундаменте либо полого (0—20°), либо под углами до 50—60° (в приразломных зонах?) и представлены карбонатными и терригенно-карбонатными толщами, принадежащими, судя по остаткам кораллов, мшанок, брахиопод, крionoидей и фораминифер, силуру, всем отделам девона и нижнему карбону. Карбонатные отложения выражены мелководными органогенными известняками и доломитами, терригенные — аргиллитами и алевролитами. Изредка встречаются горизонты песчаников и основных вулканитов. Мощность среднепалеозойского комплекса, по данным некоторых скважин, превыша-

ет 1—2 км и, возможно, кое-где достигает 4—5 км. Верхняя его часть местами нефтеносна (например, в Нюрольской впадине на Межовском массиве). Отнесение отдельных участков развития среднего палеозоя к чехлу массивов или к герцинским складчатым зонам вызывает разногласия. В северной части плиты, по мнению ряда исследователей, полого залегающие среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения могут присутствовать в составе нижней части чехла гипотетического Ямало-Надымского массива. На восточном берегу Ямала в районе Нового Порта под несогласно залегающим мезозоем были вскрыты карбонатные отложения среднего палеозоя мощностью более 700 м.

Верхнепалеозойские образования в южной и средней частях плиты (если не считать позднекаменноугольных и пермских гранитоидов в погребенных герцинидах Зауралья и северных ветвях Иртыш-Зайсанской системы), по-видимому, распространены ограниченно. Они выражены континентальными толщами, приуроченными к отдельным орогенным впадинам палеозойских, и сложены вулканитами среднего и кислого состава (андезиты, трахиандезиты, трахиты, липариты), конгломератами, песчаниками и аргиллитами. На севере плиты в междуречье Надыма и Таза, на Гыданском и восточной части полуострова Ямал по результатам интерпретации сейсмопрофилей МОГТ ряд исследователей (М. Я. Рудкевич, Ю. В. Вайполин, Л. Ш. Гиршгорн) предполагают широкое распространение полого залегающих верхнепалеозойских (средний карбон — пермь) терригенных и, возможно, терригенно-вулканогенных континентальных и мелководно-морских отложений мощностью от 1 до 3—5 км.

Триасовые континентальные толщи мощностью до 2—4 км в западной, южной и центральной частях плиты выполняют небольшие грабенообразные впадины. Их нижняя часть выражена туринской серией (нижний-средний триас), сложенной базальтами, значительно реже липаритами и их пирокластолитами, а также конгломератами и туфопесчаниками. Верхнюю часть образует верхнетриасовая челябинская терригенная лимническая серия с мощными пластами бурых углей. Самые северные из этих впадин известны в среднем Приобье (в районе г. Сургута и восточнее).

В более северной части Западно-Сибирской плиты, по представлениям ряда исследователей, субгоризонтально залегающие триасовые образования пользуются широким площадным распространением и слагают толщу мощностью до 2—3 км, подстилаемую предположительно пермскими и согласно перекрываемую юрскими отложениями. О ее составе и генезисе можно судить по данным бурения в Усть-Енисейском районе, где вскрыты тонкослоистые аргиллиты и алевролиты среднего и верхнего триаса мощностью около 1 км прибрежно-морского (?) и лагунно-континентального происхождения. В нижней части разреза триаса возможно присутствие базальтов и их пирокластолитов траппового типа. Некоторые исследователи предполагают, что поле развития триаса замыкается в северной части Гыданского полуострова, не распространяясь в пределы Карского моря.

Юрские отложения распространены значительно шире триасовых, а на юго-восточной окраине плиты выступают на поверхность. На юге плиты (южнее Тюмени — Омска — Новосибирска) и ее западной окраине ниже- и среднеюрские отложения, выраженные континентальными терригенными лимническими толщами с бурыми углями мощностью в несколько сотен метров, заполняют отдельные грабены, а на большей части территории плиты они образуют нижние горизонты

плитного комплекса чехла. Лейас и доггер представлены здесь тюменской аллювиально-озерной свитой, сложенной в нижней части песчаниками и алевролитами, а в верхней — алевролитами и глинами (или аргиллитами) с остатками растений (неокаламита, кладофлебисы, гинкговые и др.) и пресноводных пелеципод. Как в нижней, так и в среднеюрских отложениях, в частности на юго-востоке плиты (в Чулымской синеклизе), присутствуют прослойки и линзы бурых углей. В центральной и северо-восточной частях плиты сейсморазведкой МОГТ выявлены погребенные русла речных палеодолин. В верхней половине свиты появляются прослойки мелководно-морских отложений с остатками аммонитов, роль которых возрастает к северу. Мощность лейаса и доггера в средней части плиты не превышает 0,5 км, а в северной достигает 1—2 км.

Верхняя юра, кроме волжского яруса, на большей части плиты выражена мелководно-морскими сероцветными существенно глинистыми отложениями с остатками аммонитов и пелеципод (0,1—0,2 км); на ее окраинах они замещаются прибрежными континентальными песчано-глинистыми отложениями с линзами углей. К волжскому ярусу (и, может быть, к низам берриаса), судя по остаткам аммонитов и радиолярий, принадлежит баженовская свита, представляющая мало-мощную (10—50 м) толщу темных сильнобитуминозных кремнистых глин или аргиллитов, накопившихся в относительно глубоководной (около —0,5 км) обстановке, в условиях быстрого малодифференцированного некомпенсированного погружения обширной (более 1 млн км²) внутренней части Западно-Сибирской плиты. По составу и условиям образования баженовская свита напоминает куонамскую свиту кембрия Сибирской платформы и доманиковый горизонт верхнего девона на востоке Русской плиты, по мнению многих исследователей представляющие собой нефтематеринские толщи. В отличие от них баженовская свита является также одним из главных нефтеносных горизонтов в мезозое Западной Сибири; наличие в ней пористых коллекторов некоторые геологи связывают с высоким содержанием биогенного кремнезема, создающего своеобразный «каркас», препятствующий сильному уплотнению глинистого вещества.

Разрез меловой системы начинается с неокомских (берриас-баррем) морских песчано-алеврито-глинистых отложений с остатками аммонитов, пелеципод и фораминифер мощностью около 0,5 км в средней части плиты и до 1—2 км в северной. По данным сейсморазведки МОГТ в среднем Приобье нижняя часть разреза неокома выражена телами бокового наращивания, или проградационными клиноформами, слои которых в западной части плиты наклонены под углами 1—2° к востоку, а в восточной — к западу (рис. 26). В целом они представляют мощную косо наслоенную серию, отдельные пласты которой на разных участках накапливались в резко различных палеогеоморфологических условиях — на шельфе, на склонах относительно глубоководного (до 0,5 км) внутриконтинентального морского бассейна и у их подножий, на дне внутренней части последнего. Континентальные склоны, последовательно перекрываясь приносимым с Урала и Сибирской платформы терригенным материалом, постепенно перемещались от краев Западно-Сибирского бассейна навстречу друг другу, пока не сомкнулись в его приосевой части.

Верхнюю часть разреза неокома слагают субгоризонтально залегающие мелководно-морские отложения, которые при приближении к осевой части бассейна приобретают заметный наклон в сторону последней. Таким образом, слои нижней, косо наслоенной, части разреза

неокома («клиноформного сейсмокомплекса») и его верхней, горизонтальнослоистой, части («шельфового сейсмокомплекса») связаны латеральными взаимопереходами. В окраинных зонах плиты формирование клиноформного комплекса завершилось, а накопление шельфового комплекса началось раньше (в берриасе-валанжине), чем те же события произошли в ее внутренней части и особенно приосевой зоне. Здесь в первой половине неокома еще продолжали отлагаться мало мощные относительно глубоководные осадки, перекрытые затем клиноформным склоновым комплексом, и лишь в конце неокома стали накапливаться шельфовые осадки. Песчано-алевритовые неокомские отложения принадлежат к числу главных нефтяных коллекторов Западно-Сибирской плиты.

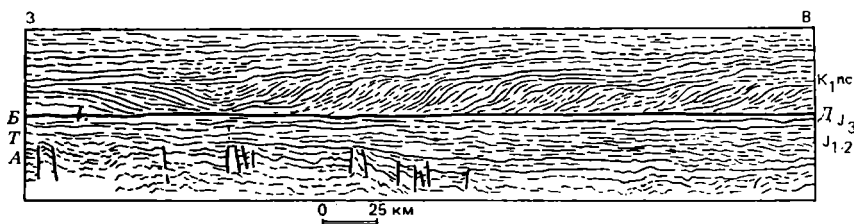


Рис. 26. Сейсмогеологический широтный разрез через Западно-Сибирскую плиту вдоль Сибирских Увалов, демонстрирующий строение неокомского комплекса бокового наращивания, баженовской глубоководной толщи волжского яруса (черная жирная линия), подстилающих юрских отложений и разбитых сбросами доюрских образований (по Г. Б. Голионко и др., 1986): А, Б, Д, Т — сейсмические горизонты

В основании апта в юго-восточной, восточной и центральной частях плиты отмечается перерыв. Апт, альб и сеноман сложены в основном мелководно-морскими терригенными отложениями, главным образом песками с прослоями и линзами алевритов и глин. Но в северной и северо-западной частях плиты (Ямало-Гыданская, Мансийская синеклизы) преобладают глины с прослоями алевритов и песков, а на юго-востоке (в Чулымской синеклизе) — континентальные пески с пластами бурого угля, а на южной и западной окраинах — каолиновые глины и бокситы, свидетельствующие о развитии кор выветривания в обрамляющих зонах. Мощности апта-сеномана, за исключением окраин плиты, составляют от 0,5 до 1 км.

Выше лежащие отложения верхнего мела (турон-маастрихт), охарактеризованные остатками аммонитов, пелеципод (в частности, иноцерамов), фораминифер, радиолярий, диатомей, в целом представляют трансгрессивный комплекс, отличающийся от апт-сеноманского более тонким, преимущественно алеврито-глинистым составом. Кварцевые глауконитовые пески играют в нем подчиненную роль; значение их возрастает лишь в периферических зонах плиты, где присутствуют также пласты каолиновых глин и оолитовых железных руд (в Зауралье и Колпашевском районе). Для турон-маастрихтских отложений характерно широкое развитие прослоев и пачек кремнистых пород — опок, трепелов, диатомитов (свойственных также верхнемеловым отложениям Русской плиты). В сеноне морские осадки перекрыли Кустанайскую седловину и Западно-Сибирский бассейн приобрел прямую связь со Средиземноморским. Мощность верхнего мела (без сеномана) в западной и центральной частях плиты, испытывавших не вполне компен-

сированное погружение, не превышает 0,2—0,3 км. В восточной части плиты она возрастает до 0,4—0,6 км, а в наиболее погруженной северной — до 0,8—1 км. В целом скорость погружения и мощности отложений в позднем мелу существенно снижаются по сравнению с ранним мелом.

В основании палеогена в юго-восточной и южной частях плиты отмечается перерыв, и палеоцен отсутствует. На остальной ее территории в палеоцене накапливались глины, глинистые опоки и глауконит-кварцевые пески, а в Зауралье — также диатомиты и окисные марганцевые руды. Эоцен, в южной части плиты залегающий трансгрессивно, почти повсеместно выражен кремнисто-терригенными отложениями — опоками, трепелами, диатомитами и глауконит-кварцевыми песчаниками, песками, алевролитами и глинами с остатками фораминифер, пелеципод, гастропод, остракод, силикофлагеллят, диатомовых, пыльцы и спор. Мощности эоцена максимальны (0,4—0,6 км) в западной части плиты, а в ее восточной части снижаются до 0,1—0,2 км.

Нижний-средний олигоцен в западной и юго-западной частях плиты представлен маломощными серо-зелеными глинами с линзами песков и песчаников, которые через Тургайский прогиб продолжают в Северо-Туранскую плиту и принадлежат к области обширного озера-моря Восточного Паратетиса. К северу и востоку они замещаются континентальной толщей песков, алевроитов и глин с прослоями лимнических углей с остатками широколиственной теплолюбивой флоры, пыльцы, спор, остракод и млекопитающих. Связь с Арктическим бассейном в олигоцене прекратилась. Выше на всей территории плиты, кроме ее северной и восточной окраин, залегают континентальные терригенные, с прослоями бурых углей верхнеолигоценовые отложения. Общая мощность олигоцена не превышает 0,1—0,2 км.

Неогеновые континентальные отложения (до 0,1—0,2 км) распространены лишь в южной части плиты, испытывавшей очень слабое погружение. Их нижнюю часть слагают озерные осадки аральской свиты (нижний-средний миоцен) — зеленовато-серые монтмориллонитовые глины с линзами мергелей и стяжениями гипса, среднюю — озерно-аллювиальные красно- и желто-бурые гравийно-песчано-глинистые осадки павлодарской свиты с остатками млекопитающих и пыльцы травянистых растений (средний-верхний миоцен — низы плиоцена), а верхнюю — аллювиальные гравийно-песчаные осадки и красно-бурые суглинки кулундинской свиты (верхи плиоцена).

Антропогеновые континентальные и отчасти морские отложения покрывают всю территорию плиты сплошным чехлом мощностью от десятков метров до 100—200 м и более. В строении четвертичного покрова различаются северная зона, подвергавшаяся неоднократным оледенениям, и южная внеледниковая (южнее 60° ю. ш.). Несмотря на большую суровость климата, чем в Европе, ледниковые щиты в Западной Сибири в связи с меньшим выпадением осадков покрывали меньшую площадь, обладали меньшими объемами и не продвигались столь далеко на юг. Напротив, южная граница распространения многолетней мерзлоты в Западной Сибири проходит значительно южнее (62—63° с. ш.), чем на Русской равнине. Ледниковые и межледниковые эпохи в Западной Сибири синхронизируются с таковыми на Восточно-Европейской и Сибирской платформах (см. табл. 9 в части I учебника). Главные центры оледенений, откуда ледниковые щиты надвигались на Западно-Сибирскую равнину, располагались на северо-западе (Полярный Урал, северная часть Ямала, Новая Земля) и на

северо-востоке (плато Путорана в северо-западной части Сибирской платформы, Таймыр). По мнению некоторых исследователей (М. Г. Гросвальд, С. А. Архипов), мощные (до 1—2 км) ледниковые щиты периодически возникали на шельфе Карского моря.

Нижнеплейстоценовые доледниковые речные и озерные отложения (20—40 м) выполняют переуглубленные на 120—130 м ниже современных русел древние долины в низовьях Оби и Енисея. Эти глубокие врезы возникли в неогене, когда северная часть плиты подвергалась поднятию, после чего в начале плейстоцена вновь была вовлечена в опускание. Выше залегают моренные и лимногляциальные отложения шайтанского ледникового горизонта, вскрытые скважинами на Оби, Енисее и в низовьях Иртыша. Раннеплейстоценовое — шайтанское — оледенение может коррелироваться с донским, окским или обоими этими оледенениями на Русской равнине. Относимые к низам среднего плейстоцена отложения тобольского межледниковья (аналог лихвинского на Русской равнине) представлены песками, супесями и суглинками аллювиального и озерного генезиса с остатками моллюсков и растений, указывающих на относительно теплый климат; в низовьях Оби и Енисея они замещаются морскими осадками. Выше залегают моренные, а также фациально связанные с ними флювиогляциальные и лимногляциальные отложения первого (максимального) среднеплейстоценового самаровского оледенения, сопоставляемого с днепровским на Русской равнине. Его южная граница в бассейнах Иртыша и Оби доходила до 60°, а в бассейне Енисея — до 62° с. ш. Валунные суглинки самаровского горизонта включают многочисленные отторженцы различных мезокайнозойских пород.

Межледниковые песчано-глинистые аллювиально-озерные, а на севере морские отложения ширтинского горизонта отделяют от самаровского горизонта моренные и флювиогляциальные отложения второго среднеплейстоценового ледникового горизонта — тазовского (аналог московского на Русской равнине). Конечные морены тазовского оледенения образуют широтную гряду Сибирские Увалы (63° с. ш.). Вдоль долин Оби и Енисея «языки» тазовского ледникового щита продвигались несколько южнее. В начале позднего плейстоцена накапливались озерные, речные, дельтовые, а на крайнем севере — морские песчано-алевритовые отложения казанцевского межледниковья; последние образуют террасы высотой 60—80 м на побережьях Ямала и Гыдана и ингрессивно заполняют долины нижнего течения Оби и Енисея.

В последующее время имели место два позднеплейстоценовых оледенения убывающей интенсивности — зырянское (ермаковское) и сартанское, разделенные каргинским межледниковьем; во время этих оледенений ледниковые щиты продвигались соответственно до 65—66° с. ш. (по долинам Оби и Енисея до 63°) и до 67—69° с. ш. Примечательно, что даже во время сартанского оледенения ледники надвигались на Западную Сибирь не только от Полярного Урала и плато Путорана, но и со стороны шельфа Карского моря.

В самой северной части Западной Сибири широко распространены морские четвертичные осадки, отлагавшиеся в эпохи межледниковых трансгрессий и ингрессий, когда значительно повышался уровень Мирового океана. Однако, по мнению ряда исследователей, морское, точнее ледниково-морское (марино-гляциальное), происхождение имеют также мореноподобные отложения, которые согласно традиционным взглядам считаются ледниковыми, однако содержат остатки четвертичных морских организмов (моллюсков, фораминифер, диато-

мей и пр.). По крайней мере часть подобных отложений накапливалась на дне бассейна, в который сгруживался моренный материал с тающих айсбергов. Существенная роль морских и марино-гляциальных отложений в ледниковой области на севере Западной Сибири, по-видимому, обусловлена общим значительным (на несколько сотен метров) опусканием этой области в плейстоцене, а также быстрой деградацией ледниковых покровов в конце ледниковых эпох, в связи с чем трансгрессии Карского моря, вызванные гляциоэвстатическим подъемом уровня океана, затапливали освободившиеся от льда обширные площади раньше, чем последние успевали испытать значительное гляциоизостатическое «всплывание».

В южной, внеледниковой, части Западной Сибири, как и во внеледниковой области Русской равнины, в плейстоцене происходило формирование лёссов (в ледниковые эпохи) и ископаемых почвенных горизонтов (в межледниковые эпохи), а также озерных и аллювиальных отложений, слагающих, в частности, многочисленные речные террасы в долинах Енисея, Оби, Иртыша, Тобола и других крупных рек. Однако в отличие от Русской равнины основное направление стока в речных системах Западной Сибири было не от ледникового щита в сторону южных морей, а, напротив, к северу, в сторону периодически возникавшей на их пути ледниковой запруды. Поскольку горы Урала и Восточно-Сибирское плоскогорье не давали рекам возможности обогнуть ледниковый щит с запада или востока, непосредственно к югу от его края во время самаровского, тазовского и зырянского оледенений возникали обширные подпрудные озерные водоемы сложной конфигурации, питавшиеся водами рек Обского и Енисейского бассейнов и талыми ледниковыми водами. Накапливавшиеся в них алеврито-глинистые озерные и «половодные» осадки сохранились в среднем Приобье, низовьях Иртыша и Тобола на высотах до 100—120 м. Избыток вод этих водоемов периодически сбрасывался через Тургайский прогиб, где была выработана глубокая субмеридиональная эрозионная ложбина, связывающая верховья рек Убоган и Тургай, на юг, в район Аральского озера-моря. После отступления и исчезновения ледниковых щитов подпрудные озера спускались, возобновлялся сток обских и енисейских вод в Карское море, и толщи подпрудно-озерных осадков прорезались эрозией.

Основные этапы развития

В связи с недостатком данных и существующими разногласиями доюрская геологическая история Западно-Сибирской плиты может быть намечена лишь с некоторой условностью. Наличие в ее пределах ряда погребенных докембрийских и, возможно, хотя бы частично, дорифейских массивов позволяет считать вполне вероятным, что в конце раннего — начале позднего протерозоя территории нынешних Восточно-Европейской, Сибирской, а также всей или значительной части Западно-Сибирской плиты входили в состав единой Евразийской протоплатформы. В рифее этот огромный блок начал подвергаться процессам деструкции, проявлявшимся на его площади неравномерно: более слабо на древних платформах, где возник ряд авлакогенов, и более интенсивно в пределах формирующихся подвижных поясов, которые разобщили древние платформы, в частности Урало-Монгольского пояса. В его северо-западной части, вдоль границ с Восточно-Европейской и Сибирской платформами, образовались глубокие

авлакогеосинклинальные прогибы — соответственно Уральский и Енисейский, а ряд других зон раздробления, погружения и растяжения континентальной коры, возможно, местами дошедшего до ее полного разрыва, возник во внутренней части подвижного пояса.

Интенсивность процессов деструкции, как и общая ширина пояса, убывала к северу, т. е. к северной части нынешней Западно-Сибирской плиты, где сохранился ряд слабо нарушенных блоков дорифейского фундамента. Вскоре после байкальской складчатости, проявившейся на обоих флангах северо-западной части подвижного пояса — в зоне Енисейского кряжа и в западной мегазоне Урала, процессы неравномерного растяжения, раздробления и погружения на территории нынешней плиты, кроме Приенисейской зоны, возобновились в раннем палеозое и привели к формированию ряда мио- и эвгеосинклинальных прогибов.

После проявлений салаирской и каледонской складчатостей, завершившихся возникновением раннепалеозойских складчатых систем в юго-западной и юго-восточной частях нынешней Западно-Сибирской плиты (Центральноказахстанская и Кузнецко-Саянская системы), геосинклинальные процессы продолжались в среднем палеозое на ее западной периферии — в пределах Урала и Зауралья, а также в ее южной части, где развивалась Иртыш-Зайсанская геосинклинальная система с ее Иртышской и Колпашевской ветвями, постепенно затухавшими в средней части нынешней плиты. Между Уральской, Иртышской и Колпашевской геосинклинальными системами, а также к северу от окончания двух последних в палеозое существовал ряд срединных массивов. Самый северный из них — Ямало-Надымский — вместе с примыкавшим к нему с востока Няояхским был, по-видимому, самым обширным, «жестким» и, вероятно, уже с раннего-среднего палеозоя стал покрываться более или менее мощным и выдержанным чехлом.

В результате герцинских деформаций сжатия в позднем палеозое геосинклинальные прогибы Уральской, Иртышской и Колпашевской систем превратились в складчатые сооружения, которые спаялись с разделявшими и обрамлявшими их древними массивами и догерцинскими складчатыми зонами, образовав гетерогенный фундамент Западно-Сибирской плиты. На ее западной окраине и на некоторых центральных участках в раннем триасе возобновились растяжение и раздробление континентальной коры, приведшие к наземным извержениям базальтов и липаритов в ряде мелких грабенообразных впадин. Однако уже в конце триаса их развитие завершилось деформациями сжатия. Они проявились также на северо-западном и северо-восточном бортах нынешней плиты — в пределах авлакогеосинклинальной зоны Пай-Хоя — Новой Земли и Центрального Таймыра.

В ранней юре большая северная и центральная части территории плиты стали испытывать общее слабодифференцированное опускание и началось формирование верхнего, плитного, комплекса ее чехла, который в одних районах ложится на палеозойское складчатое основание, а в других — на доплитный чехол срединных массивов, наиболее мощный и широко распространенный в северной части Западной Сибири. В основании плитного комплекса залегают континентальные терригенные угленосные отложения, но в средней юре с севера на территорию плиты стало проникать море, почти целиком затопившее ее в начале поздней юры. В конце поздней юры внутренняя часть плиты испытала быстрое некомпенсированное опускание и возник широкий, относительно глубоководный прогиб, который в течение неокома посте-

пенно заполнился поступающим с запада и востока песчано-глинистым материалом.

С апта до конца эоцена на территории плиты существовал мелко-водный морской водоем, в котором отлагались терригенные (апт-сеноман) и кремнисто-терригенные осадки (турон-эоцен). В сеноне этот водоем, являвшийся заливом Арктического бассейна, приобрел через открывшийся Тургайский пролив связь со Средиземноморским бассейном. Сообщение с Арктическим бассейном прервалось в конце эоцена. В раннем-среднем олигоцене Западно-Сибирский водоем являлся частью огромного внутриконтинентального бассейна (озера-моря) Восточного Паратетиса. С позднего олигодена до конца неогена в южной части Западно-Сибирской плиты существовали постепенно сокращавшиеся озерные водоемы и аллювиальные равнины. Северная же часть плиты вовлекалась в поднятие, расширявшееся в южном направлении, и подвергалась эрозии.

В антропогене возобновилось погружение северной части плиты, которая вновь стала подвергаться трансгрессиям и ингрессиям Ледовитого океана. В условиях значительного похолодания северная половина плиты неоднократно покрывалась ледниковыми щитами, оставившими после себя мощные толщи ледниковых, флювиогляциальных, лимногляциальных и марино-гляциальных отложений.

Полезные ископаемые

Важнейшее значение среди минеральных ресурсов Западно-Сибирской плиты имеют многочисленные (более 200) месторождения нефти, газа и газоконденсата, среди которых немало крупных и даже гигантских. С конца 70-х годов они дают основную часть жидких и газообразных горючих ископаемых, добываемых в нашей стране, а по их запасам Западно-Сибирский бассейн также занимает ведущее место в СССР. Большинство промышленных скоплений углеводородов приурочено к песчаным пластам в ниже-среднеюрских, верхнеюрских и неокомских отложениях, заключающих нефтяные и нефтегазоконденсатные месторождения, а также в апт-альбских и сеноманских, напротив, в основном вмещающих месторождения газа. Известны также нефтяные месторождения, связанные с пористо-трещиноватыми коллекторами в кремнисто-глинистых породах баженовской свиты волжского яруса, и в выветрелых и трещиноватых преимущественно карбонатных породах верхней части погребенных выступов палеозойского фундамента в центральной части плиты, куда, по мнению большинства исследователей, нефть проникала в результате латеральной миграции из нижних горизонтов чехла. Возможно открытие нефтяных месторождений в палеозойских отложениях чехлов срединных массивов и газовых — в верхнемеловых (надсеноманских) отложениях северных районов плиты.

Наиболее крупные месторождения нефти и газа приурочены к сводовым поднятиям, а внутри них — к более мелким брахиантиклинальным структурам в нижних и средних горизонтах плитного чехла. В последнее время привлекают интерес «неструктурные» залежи нефти и отчасти газа, связанные с русловыми фациями и зонами выклинивания песчаников в триасовых, ниже- и среднеюрских континентальных отложениях.

Главные нефтяные месторождения располагаются в центральной части плиты — в среднем Приобье и Обь-Иртышском междуречье — и приурочены к юрским и неокомским отложениям Нижнеартовского (Самотлор и др.), Сургутского и других сводов в Хантейской анте-

клизе, Васюганского и Александровского сводов в Кеть-Вахской антеклизе, Кондинского (Шаимское месторождение) и Красноленского сводов в Мансийской синеклизе, Межовского свода в Среднеиртышской синеклизе и пр.

Газовые месторождения размещены в основном в северной части плиты, в аптских и сеноманских отложениях Надым-Газовской синеклизы (гигантские Уренгойское, Ябургское, Медвежье, Юбилейное месторождения), Ямало-Гыданской и Усть-Енисейской синеклиз и в юрских отложениях Северо-Сосьвинского свода Зауральской зоны (Березовское и др.). Главными факторами, благоприятствовавшими генерации и накоплению нефти и газа, являлись существование обширного Западно-Сибирского седиментационного бассейна, интенсивное погружение и мощное осадконакопление, высокий тепловой поток и наличие глубоких разломов в фундаменте и нижних горизонтах чехла (в частности, ограничивавших раннемезозойские и домезозойские грабены), по которым происходил подъем тепла, глубинных флюидов (водорода, метана и пр.), а позднее — вертикальная миграция углеводородов и наличие многочисленных частных поднятий, служивших структурными ловушками для их скоплений.

Месторождения бурых углей приурочены к лимническим верхнетриасовым отложениям, выполняющим погребенные грабены в Зауральской зоне (Челябинский и др.), и аналогичным отложениям нижней и средней юры. Наиболее крупные месторождения размещены на юго-восточной окраине плиты, в Чулымской синеклизе (Ачинский бассейн), где субгоризонтальные пласты юрских бурых углей мощностью до 50—80 м разрабатываются открытым способом.

Месторождения железа помимо контактово-метасоматических магнетитовых руд Соколовско-Сарбайского бассейна в герциновом фундаменте Тургайского прогиба представлены горизонтами осадочных руд прибрежно-морского происхождения (бурых железняков, лептохлоритов, сидеритов) титон-валанжинского, поздне мелового и палеоцен-эоценового возраста в окраинных зонах на западе (в Зауралье), юге (в Приказахстанской зоне) и юго-востоке плиты. Наиболее крупные месторождения оолитовых железных руд приурочены к коньяк-кампанским отложениям Колпашевского района Приобья. Осадочные месторождения марганца связаны с палеоценовыми прибрежными терригенными с прослоями диатомитов отложениями Зауралья (Полуночное, Ивдельское и др.). Месторождения и рудопроявления бокситов и огнеупорных каолиновых глин апт-сеноманского возраста приурочены к окраинным зонам плиты — западной, Зауральской и юго-восточной (Чулымский, Приенисейский районы). Многие бокситовые залежи выполняют карстовые котловины и полости в палеозойских известняках. Концентрации хлористого магния, сернокислого натрия и поваренной соли приурочены к соляным озерам Обь-Иртышского междуречья в южной части плиты. С артезианскими бассейнами глубоких впадин в чехле плиты связаны огромные ресурсы термальных вод.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Алтае-Саянская палеозойская складчатая область, занимающая южные гористые части Западной и Средней Сибири, расположена на северо-восточном фланге Урало-Монгольского пояса. На северо-востоке по Главному Восточно-Саянскому глубинному разлому она граничит с Саяно-Енисейской метаплатформенной областью, узкая полоса кото-

рой отделяет ее от Сибирской платформы, а на юго-западе по Восточно-Чингизскому разлому — с палеозойской складчатой областью Казахского нагорья. На юго-востоке палеозойские складчатые структуры Алтае-Саянской области уходят за границу СССР в пределы Монголии и области Северного Китая, а на северо-западе скрываются под чехлом несогласно налегающих на разные ее зоны мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской молодой плиты.

Подобно областям Тянь-Шаня и Казахского нагорья Алтае-Саянская область представляет сложное сочетание взаимосвязанных разновозрастных складчатых сооружений — добайкальских срединных массивов, салаирских (в северо-восточной части), каледонских (в средней части), ранне- и позднегерцинских (в западной и юго-западной частях) складчатых систем, а также наложенных сингерцинских впадин и прогибов. При общей вытянутости структуры Алтае-Саянской области и ее границ с Казахстанской и Саяно-Енисейской областями с северо-запада на юго-восток многие конкретные складчатые зоны, особенно во внутренних ее частях, круто изгибаются в плане и простираются в самых различных направлениях — от северо-западного и субмеридионального до северо-восточного и субширотного.

В орографическом отношении большая юго-восточная часть Алтае-Саянской области представляет комбинацию высокогорных хребтов (от 2,5 до 4,5 км), нагорий и межгорных котловин (с днищами на высотах 0,5—1 км), а северная и юго-западная — заняты средне- и низкогорными хребтами и грядами (высотой от 0,5 до 2 км) и котловинами, днища которых лежат между 0,2 и 0,5 км. Главные горные сооружения в юго-восточной части области вытянуты в северо-западном направлении. На востоке области это Восточный Саян (до 3—3,5 км), служащий водоразделом между бассейнами левобережья Ангары и истоками Енисея, и примаыкающий к нему на юго-востоке хр. Хамар-Дабан, а на западе — Горный Алтай (до 3—4,5 км). Горный Алтай представляет целую систему горных хребтов север-северо-западного, запад-северо-западного и субширотного простираения (общей шириной более 300 км), разделенных долинами истоков Оби — реками Бия (с проточным Телецким озером) и Катунь и их притоков, уходящую на юго-востоке в пределы Монголии (Монгольский Алтай). Как на Алтае, так и в Восточном Саяне сохранились современные ледники и следы мощного четвертичного оледенения.

Смыкаясь с Алтаем на западе и Восточным Саяном на востоке в почти поперечном к ним восток-северо-восточном направлении, простирается протяженный хр. Западный Саян (до 2—2,9 км), прорезанный в средней части глубоким antecedentным ущельем р. Енисей. Южнее Западного Саяна от Восточного Саяна отходит к западу более короткий субширотный хр. Обручева (2—2,9 км), а еще южнее от Алтая отходит к востоку субширотный хр. Танну-Ола, переходящий в юго-восточной части Тувы в Сангиленское нагорье. К югу от хр. Танну-Ола расположена лишь частично попадающая в пределы СССР Убсунурская котловина, в центре которой лежит бессточное оз. Убсунур. Между хребтами Танну-Ола, Обручева и средней частью Западного Саяна находится Тувинская котловина, дренируемая водами одного из истоков Енисея — Малого Енисея (Ка-Хем), а между хр. Обручева, восточной частью Западного Саяна и средней частью Восточного Саяна — Тоджинская впадина, по которой течет р. Большой Енисей (Бий-Хем).

Главными орографическими элементами северной части области являются пониженная северо-западная часть сооружения Восточного

Саяна, отроги которого достигают района г. Красноярска, отходящий от участка стыка Горного Алтая и Западного Саяна к северо-востоку Абаканский хребет (северную его часть называют также Горной Шорией) и служащий его продолжением хр. Кузнецкий Алатау (до 1,5—2,2 км) север-северо-западного простираения, а также низкогорный (до 0,6 км) Салаирский кряж. К северу от Западного Саяна между северо-западными отрогами Восточного Саяна и Кузнецким Алатау располагаются дренируемые долиной р. Енисея Южно-Минусинская (Абаканская) и Северо-Минусинская котловины, разделенные невысоким субширотным Батенёвским кряжем. Между хребтами Кузнецкий Алатау на востоке, Абаканским на юге и Салаирским на западе лежит Кузнецкая котловина, по которой протекает правый приток Оби — р. Томь.

Юго-западную часть области, входящую в пределы Казахской ССР, занимают примыкающие к Горному Алтаю с юго-запада средне-высотные хребты Южного и Рудного Алтая, Қалбинский хребет и лежащая между последним и Южным Алтаем на севере и хребтами Тарбагатай и Саур на юге межгорная Зайсанская котловина, занятая оз. Зайсан, из которого вытекает р. Иртыш.

Изучение и разработка минерального сырья Алтае-Саянской области начались уже в XVIII в., когда на Алтае возникли первые рудники и были учреждены одни из первых в России горные училища. В 40-х годах XIX в. русский путешественник и дипломат Н. А. Чихачев опубликовал в Париже описание своего путешествия по Алтаю с составленной им первой сводной геологической картой, а профессор Московского университета Г. Е. Щуровский в те же годы обследовал и описал рудные месторождения Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау. В 80-е годы восточные районы области изучал И. Д. Черский, рассматривавший их как часть древнего ядра Азиатского материка («древнего теменн Азии»). В начале XX в. ряд районов Алтае-Саянской области изучал В. А. Обручев, организовавший в те же годы первую в Сибири высшую геологическую школу (горный факультет Томского политехнического института) и воспитавший в ней плеяду исследователей Алтае-Саянской области. Наиболее выдающимися геологами томской школы были академики М. А. Усов, Ю. А. и В. А. Кузнецовы, К. В. Радугин, Л. Л. Халфин, А. Н. Чураков и др. Большой вклад в изучение этой области внесли ленинградские геологи А. Г. Вологдин, С. В. Обручев, В. П. Нехорошев, М. М. Тетяев, В. А. Унксов, В. Д. Фомичев, Я. С. Эдельштейн, В. И. Яворский, а в послевоенный период также московские геологи Е. Н. Алтухов, И. И. Белостоцкий, Д. И. Горжевский, А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, Л. П. Зоненшайн, П. Ф. Иванкин, Б. Н. Красильников, Г. А. Кудрявцев, А. А. Моссаковский, Е. М. Рудич, Н. Н. Херасков, Г. Ф. Яковлев и новосибирские геологи Н. Л. Добрецов, И. В. Лучицкий, Л. М. Парфенов, Г. В. Пинус, В. В. Хоментовский и др.

Тектоническая структура

В тектоническом строении Алтае-Саянской области четко выделяются две основные подобласти (рис. 27): восточная, Кузнецко-Саянско-Тувинская, где собственно геосинклинальный этап развития завершился не позднее раннего палеозоя или силура (добайкальские и досалаирские массивы, байкалиды, испытавшие регенерацию в салаирском цикле, салаириды и каледониды), и западная, Салаиро-Алтайско-Иртышская, где геосинклинальное развитие продолжалось в среднем, а местами даже в позднем палеозое (салаириды и каледо-

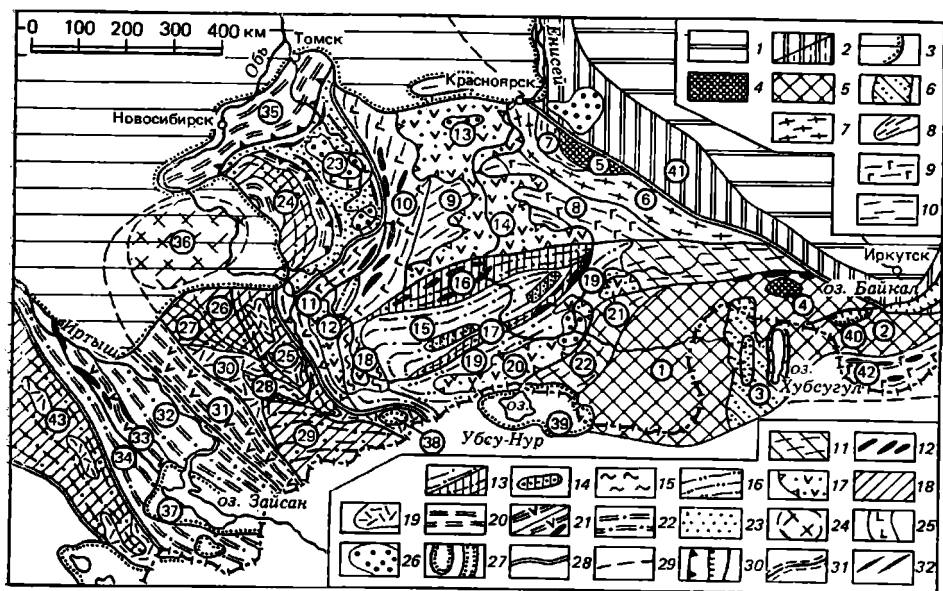


Рис. 27. Схема тектонического строения Алтае-Саянской складчатой области:

1 — Сибирская древняя платформа; 2 — складчатое основание Саяно-Енисейской и Байкальской металаплатформенных областей; 3 — мезокайнозойский осадочный чехол Западно-Сибирской плиты; 4—24 — Алтае-Саянская складчатая область; 4—17 — Кузнецко-Саянско-Тувинская салаир-каледонская подобласть; 4 — выступы архейского метаморфического фундамента, 5 — выступы протерозойского (доверхнерифейского) фундамента Тувино-Северомонгольского среднего массива; 6 — наложенные на него позднеерифейско-кембрийские грабенообразные (палеорифтовые) впадины, 7 — исседонско-байкальские складчатые зоны, 8 — остаточные салаирские прогибы, 9 — салаирские эвгеосинклинальные складчатые зоны, 10 — то же, миеосинклинальные, 11 — салаирские складчатые зоны, наложенные на северо-западный край среднего массива, 12 — выходы позднеерифейско-вендского офиолитового комплекса в салаиридах и каледонидах, 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 (синкаледовские) 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 салаирокаледонского основания, 19 — девонские вулканогенно-терригенные комплексы в этих зонах, 20 — раннегерцинские миеосинклинальные складчатые зоны, 21 — раннегерцинские эвгеосинклинальные складчатые зоны и герцинские эвгеосинклинальные зоны с додевонским (?) офиолитовым комплексом, 22 — позднегерцинские геосинклинальные складчатые зоны, 23 — позднегерцинские краевые прогибы, 24 — погребенный Барнаульский средний 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 — крупные разломы взбросо-надвигового, сбросового типа и без подразделения; 31 — зоны смятия и расслаивания; 32 — складчатые структуры. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Сангильская глыба Тувино-Северомонгольского массива; 2 — Хамардабанское поднятие того же массива; 3 — Дархат-Хубсугульская впадина; 4 — Горганская глыба; прогиб; 8 — Казыр-Кизирская зона (Кембросаян); 9 — Батенское поднятие; 10 — анти-5 — Верхнеканская глыба; 6 — Дербинский антиклинорий (Протеросаян); 7 — Манский клинорий Кузнецкого Алатау; 11 — Катунский антиклинорий; 12 — Уйменско-Лебедский синклинорий; 13 — Северо-Мианусинская впадина; 14 — Южно-Мианусинская впадина; 15 — Западно-Саянский синклинорий; 16 — Джебашская зона; 17 — Куртушунская зона Западного Саяна; 18 — Чулымшанский антиклинорий; 19 — Хемчик-Систигхемский прогиб; 20 — Тувинская впадина; 21 — Тоджинская впадина; 22 — Танюльская салаирская зона; 23 — Кузнецкий краевой прогиб; 24 — антиклинорий Салаира; 25 — Ануиско-Чуйский синклинорий; 26—30 — мегантиклинорий Горного Алтая: 26 — Талицкий антиклинорий, 27 — Чарышский синклинорий, 28 — Теректинский блок, 29 — Холзуиско-Чуйский антиклинорий, 30 — Коргонский грабен-синклинорий; 31 — зона Рудного Алтая; 32 — Калбинская зона; 33 — Чарская зона; 34 — Жармынско-Саурская зона; 35 — Томь-Кольванская зона; 36 — Барнаульский погребенный массив; 37 — Зайсанская впадина; 38 — Чуйская впадина; 39 — Убсунурская впадина; 40 — Тункинская впадина; 41 — Саяно-Енисейская металаплатформенная область; 42 — Джидинский синклинорий; 43 — Чивгиз-Тарбагатайский мегантиклинорий

ниды, испытавшие регенерацию геосинклинального режима в герцинском цикле, ранние и поздние герциниды, позднегерцинские краевые прогибы).

Главными элементами структуры Кузнецко-Саянско-Тувинской салаиро-каледонской подобласти являются: 1) Тувино-Северомонгольский остаточный срединный массив с досалаирским и частично байкальским метаморфическим фундаментом; 2) Кузнецко-Восточносаянская салаирская складчатая система (включая Дербинскую байкало-салаирскую зону) с наложенными сингерцинскими Минусинскими впадинами; 3) Западносаянско-Тувинская каледонская складчатая система с унаследованными и наложенными сингерцинскими впадинами (Тувинской, Тоджинской и др.).

Тувино-Северомонгольский срединный массив (частично расположенный на территории МНР) на северо-востоке примыкает по Главному Восточно-Саянскому разлому к Саяно-Енисейской метаплатформенной области, на северо-западе граничит с каледонской системой Западного Саяна и Тувы, а на юге — с салаиридами Джидинско-Селенгинской зоны и Центральной Монголии. Массив имеет очертания субшироко вытянутой выпуклой к северу линзы. Фундамент массива сложен метаморфическими образованиями архейского (?), раннепротерозойского и отчасти ранне-среднерифейского возраста, гранитизированными и прорванными раннепалеозойскими гранитоидами. Эти комплексы выступают в западной (Сангиленская глыба), средней (Горганская глыба) и восточной (Хамар-Дабанская глыба) частях массива; на некоторых участках массива этот фундамент несогласно перекрыт слабометаморфизованными верхнерифейскими терригенно-вулканогенными и вендско-кембрийскими карбонатными отложениями, слагающими его чехол; в центральной части массива (на территории МНР) эти отложения выполняют длительно вытянутый Дархат-Хубсугульский грабенообразный прогиб, который в конце кембрия, в салаирскую эпоху, подвергся некоторому сжатию и приобрел пологоскладчатую структуру.

Вопрос о положении северной границы массива недостаточно ясен. Согласно новым взглядам Н. Л. Добрецова, метаморфические образования в северной части массива принадлежат Западно-Саянской каледонской системе и являются тектоническими покровами из перемещенных с севера верхнепротерозойских пород (Окинская синформа и пр.). В пределах Тувино-Северомонгольского массива в небольших впадинах сохранились фрагменты континентальных юрских отложений. На ряде ее участков присутствуют покровы и потоки неогеновых и четвертичных базальтов, а также грабенообразные впадины того же возраста, принадлежащие к юго-западному окончанию Байкальской рифтовой системы. Одна из них — широко вытянутая Тункинская впадина, отделенная поперечной седловиной от Южно-Байкальской, — находится на территории СССР (см. раздел «Байкальская область»).

Кузнецко-Восточносаянская салаирская складчатая система занимает северную часть Кузнецко-Саянской подобласти и граничит на северо-востоке с Саяно-Енисейской метаплатформенной областью, на юге — с Западносаянско-Тувинской каледонской системой, на западе — с Кузнецким краевым прогибом и Ануйско-Чуйским синклинорием Салаиро-Алтайско-Иртышской герцинской подобласти. Северное продолжение системы скрыто под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. Главными чертами тектонического строения Кузнецко-Восточносаянской системы является наличие выступов досалаирского (архейского и протерозойского) метаморфического фундамента, салаирского (верхнерифейско-кембрийского) интенсивно деформированного геосинклинального комплекса и резко несогласно налегающего на них

девонско-пермского постгеосинклинального комплекса, выполняющего наложенные впадины. Этот комплекс по тектонической природе, формационному характеру и типам слагаемых им структурных форм сходен с разновозрастным комплексом в каледонидах Казахского нагорья и может рассматриваться в качестве сингерцинского вулканогенно-осадочного чехла на массиве ранней, салаирской, консолидации. На незначительных участках в северной части системы сохранились также фрагменты пологозалегающих континентальных юрских отложений, сходных с таковыми смежных районов Западно-Сибирской плиты.

В структуре Кузнецко-Востоносаянской системы выделяются четыре главных тектонических элемента: 1) Восточно-Саянское байкальское складчатое сооружение, переработанное в салаирском цикле; 2) примыкающая к нему с запада Казыр-Кизирская салаирская складчатая зона, слагающая западные отроги Восточного Саяна; 3) Кузнецко-Катунское салаирское складчатое сооружение с выступами до-салаирского основания и наложенным сингерцинским Уймено-Лебедским прогибом; 4) разделяющий салаирские и байкало-салаирские складчатые зоны наложенный сингерцинский Минусинский прогиб, состоящий из нескольких слившихся впадин.

Восточно-Саянское складчатое сооружение (нередко называемое Протеросаяном) ограничено с северо-востока прямолинейной зоной Главного Восточно-Саянского глубинного разлома. Оно состоит из трех разновозрастных тектонических зон — Верхнеканского выступа добайкальского фундамента на северо-востоке, Дербинского байкальского антиклинория, сложенного метаморфизованными протерозойскими образованиями, и разделяющего северо-западные части этих зон Манского салаирского синклинория, выполненного верхнерифейско-вендскими и нижнекембрийскими отложениями. Небольшой Верхнеканский (Канский) горстообразный выступ, со всех сторон ограниченный разломами, сложен глубокометаморфизованными образованиями позднеархейско-раннепротерозойского возраста, сходными с бирюсинской серией архейско-раннепротерозойского возраста одноименного поднятия Саяно-Енисейской метаплатформенной области, от которого Верхнеканский горст отрезан Агульским девонским грабеном. На северо-восточном краю Верхнеканского выступа на древнем фундаменте несогласно залегают девонские и юрские, а на юго-западном — нижнепалеозойские отложения.

Вытянутый на 400 км Дербинский антиклинорий сложен метаморфизованными отложениями нижнего и низов верхнего протерозоя, смятыми в крутые линейные складки, несколько запрокинутые к северо-востоку. Формирование складчатой структуры, по-видимому, началось в исседонскую и завершилось в салаирскую эпоху. К обеим эпохам относится и становление комплексов гранитоидов. С юго-запада антиклинорий на всем протяжении ограничен додевонским Дербинско-Сорхойским разломом. Разломы срезают и большую часть северо-восточного борта антиклинория.

Между северо-западными частями Дербинского антиклинория и Верхнеканского горста расположен небольшой Манский синклинорий, выполненный слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами рифея, трансгрессивно перекрытыми вендской молассой и терригенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия, смятыми в крупные брахиморфные, нередко коробчатые складки, прорванные одиночными небольшими телами гранитоидов. В целом Манский синклинорий был сформирован в среднем-позднем кембрии на месте одноименного салаирского остаточного миогеосинклинального прогиба. Роль восточ-

ного продолжения синклинория играет очень узкий и длинный асимметричный прогиб, приуроченный к зоне Главного Восточно-Саянского разлома.

Казыр-Кизирская складчатая зона (называемая иногда Кембросаяном), примыкающая к Дербинскому антиклинорию, т. е. к Протеросаяну, с юго-запада, представляет собой восточную часть системы выпуклых к северу дугообразных салаирских складчатых структур, западная часть которой выражена Кузнецко-Катунским сооружением, а средняя — погребена под разделяющим их Минусинскими впадинами. Казыр-Кизирская зона сложена вендскими и ниже-среднекембрийскими отложениями, из-под которых изредка выступает додевонское основание. Формационный характер и типы дислокаций вендско-кембрийских отложений изменчивы. На участках, где они налегают на остаточные блоки довендской континентальной коры, развиты существенно карбонатные образования, смятые в крупные складки (они особенно характерны для Батенёвского поднятия, полуразделяющего Казыр-Кизирскую зону и антиклинорий Кузнецкого Алатау). Там же, где довендский континентальный субстрат был раздроблен, растянут и даже раздвинут, распространены более мощные вулканогенно-осадочные, преимущественно спилит-диабазовые и спилит-кератофиры-кремнистые толщи, смятые в более мелкие, интенсивно сжатые складки, осложненные многочисленными разломами. Возникшие в конце кембрия субширотные складки в Казыр-Кизирской зоне прорваны батолитами раннепалеозойских гранитоидов и девонских сиенитов. На салаирскую линейно-складчатую структуру были наложены герцинские брахиморфные и блоковые деформации, отраженные в наличии отдельных мульд и небольших грабенов, выполненных девонскими наземными вулканитами.

S-образное в плане Кузнецко-Катунское салаирское складчатое сооружение простирается в общем субмеридиональном направлении от южного края Западно-Сибирской плиты (восточнее г. Томска) на севере через хр. Кузнецкий Алатау, Горную Шорию и вдоль долины Катунь до ее истоков близ границы МНР. На востоке оно граничит с наложенными Минусинскими впадинами и юго-западной частью Западно-Саянской каледонской системы, на западе — с Кузнецким герцинским краевым прогибом (по зоне Кузнецко-Алатауского разлома) и Ануйско-Чуйской зоной. К осложненному крутыми разломами западному флангу северной части сооружения — асимметричного антиклинория Кузнецкого Алатау — приурочены выступы дорифейского метаморфического основания и многочисленные выходы ультрабазитов и базитов верхнерифейско-вендской офиолитовой ассоциации.

Основную часть площади антиклинория Кузнецкого Алатау составляют вендские, ниже- и среднекембрийские образования; как и в Казыр-Кизирской зоне, среди них различаются участки, сложенные интенсивно смятыми преимущественно спилито-кератофиры-кремнистыми образованиями (они в основном тяготеют к западной части антиклинория), и участки, сложенные карбонатными отложениями сокращенной мощности, смятыми в крупные брахиморфные складки (в основном в восточной части). В западной части антиклинория складки вытянуты субмеридионально, а в восточной — отклоняются к северо-востоку, участвуя вместе с Казыр-Кизирской зоной в сложении ряда выпуклых к северу дуг. Как и в последней, кембрийские отложения в Кузнецком Алатау прорваны рядом гранитоидных массивов нескольких генераций, внедрившихся в позднем кембрии — ордовике и силуре, а также девонскими интрузивами основного и щелочного состава.

Южным продолжением Кузнецкого Алатау являются антиклинорий Горной Шории (Шорский) юго-западного простирания и расположенный западнее, имеющий форму выпуклой к западу дуги Катунский антиклинорий, в основном сложенный кремнисто-карбонатными верхнерифейскими и вендскими отложениями. В южных частях эти антиклинории разделяются субмеридиональным возрожденно-наложенным Уйменско-Лебедским прогибом (синклинием), выполненным моласоидными отложениями ордовика и нижнего силура и трансгрессивно перекрывающими их терригенно-вулканогенными образованиями нижнего, среднего и верхнего девона. На юге Кузнецко-Катунское складчатое сооружение постепенно сужается и близ Чуйской кайнозойской межгорной впадины окончательно затухает.

Среднюю часть Кузнецко-Восточноаянской складчатой системы занимает несогласно наложенный на салаирское складчатое основание Минусинский сингерцинский прогиб, выполненный очень мощными девонскими, главным образом континентальными вулканогенными и терригенными, образованиями, а также значительно менее мощными существенно терригенными отложениями карбона и перми (сохранились лишь в южной части прогиба). Минусинский прогиб имеет в плане форму песочных часов и состоит из двух крупных впадин — Северо-Минусинской (Чулымо-Енисейской) и Южно-Минусинской (Абаканской), полуразделенных поднятием Батенёвского кряжа; на восточную часть последнего наложена небольшая девонская Сыдо-Ербинская впадина, служащая связующим звеном между Северо- и Южно-Минусинской.

Южно-Минусинская впадина на юге граничит по прямолинейному Кандатскому разлому с каледонской складчатой системой Западного Саяна. Девонско-каменноугольный комплекс смят в довольно пологие (кроме прибортовых и приразломных зон) брахиморфные (до субизометричных) в плане, сундучные и отчасти гребневидные в поперечном разрезе складки, разбитые многочисленными различно ориентированными сбросами и взбросами. Девонские впадины были наложены на участки кембрийского салаирского складчатого фундамента, сложенного в основном карбонатными отложениями кембрия миогеосинклинального или геодантиклинального типа, а под их центральными частями, возможно, погребены небольшие остаточные срединные массивы салаирид с вендско-кембрийским карбонатным чехлом.

В Северо-Минусинской впадине деформированный девонско-каменноугольный комплекс несогласно перекрывается останцом субгоризонтально залегающей континентальной юры. Первоначально юрские отложения, вероятно, перекрывали значительную часть площади Минусинского прогиба.

Западноаянско-Тувинская каледонская складчатая система простирается в общем запад-юго-западном направлении между Кузнецко-Восточноаянской салаирской системой на севере и западе и Тувинно-Северомонгольским срединным массивом на юго-востоке. Широкая в своей средней части, она сужается и выклинивается на востоке, ограничиваясь Главным Восточно-Саянским разломом, а на западе, также сужаясь, круто поворачивает к юго-юго-востоку и уходит в пределы МНР. В структуре этой системы различаются две главные продольные зоны, или мегазоны. Северная мегазона выражена Западно-Саянским каледонским складчатым сооружением, образовавшимся на месте широкого эвгеосинклинального прогиба, заложенного, по крайней мере частично, на коре океанического типа и характеризовавшегося сквозным геосинклинальным развитием от венда до середины силура.

Южная, Тувинская, мегазона, сформированная на подвергшейся раздроблению и неравномерному геосинклинальному погружению северо-западной окраине Тувино-Северомонгольского массива, характеризуется повсеместным проявлением салаирской складчатости перед поздним кембрием, регенерацией в позднем кембри геосинклинального прогиба, развитие которого в восточной его части завершилось в середине силура, а в западной — после кратковременного перерыва и слабых складчатых деформаций возобновилось в девоне и продолжалось до конца карбона.

Западно-Саянское каледонское сооружение, ограниченное с двух сторон крутыми разломами — с юга Саяно-Тувинским, а с севера — Кандатским, в структурном отношении представляет горст-мегасинклинорий, наиболее полно описанный Л. П. Зоненшайном и Н. Н. Херасковым. Его широкая внутренняя синклинирная зона выполнена мощным флишидным терригенным комплексом верхнего кембрия — нижнего силура, смятым в линейные складки в середине силура. В нескольких наложенных грабенообразных впадинах (Усинской, Чулак-синской) присутствуют несогласно перекрывающие этот комплекс пестроцветные молассы верхнего силура, наземные кислые вулканиты нижнего-среднего девона и красноцветные молассы среднего-верхнего девона и нижнего карбона. С обеих сторон центральный синклинорий обрамляют узкие зоны ограниченных разломами краевых поднятий с внутренней складчато-покровной структурой. К ним приурочены многочисленные крупные выходы пород офиолитовой ассоциации позднерифейско-вендского возраста, что дает ряду исследователей возможность предполагать заложение Западно-Саянский эвгеосинклинали на коре океанического типа.

Обе краевые зоны сложены в основном диабаз-спилитовой и спилит-кератофиро-кремнистой формациями венда — нижнего кембрия и формацией андезитобазальтовых зеленых туфов среднего кембрия. В северной, Джебашской, зоне эта формация (джебашская серия), согласно Н. Н. Хераскову, подверглась метаморфизму зеленосланцевой фации, что давало предшествующим исследователям основание считать ее наиболее древней в Джебашской зоне и трактовать структуру этой зоны как горст-антиклинорий. С учетом более позднего возраста джебашской свиты Джебашскую зону следует рассматривать скорее как узкий горст-синклинорий, состоящий из сильно сжатых (до изоклинальных), разбитых кливажем складок. Офиолиты и связанные с ними толщи олистостром и серпентинитовый меланж участвуют в доскладчатых шарьяжных перемещениях. Между Джебашской зоной и Южно-Минусинской впадиной выделяется узкая зона выходов доверхнекембрийского (салаирского) складчатого основания, прорванного синорогенными салаирскими интрузиями и несогласно перекрытого доверхнекембрийскими молассами; она представляет южный край Кузнецко-Востоносаянской системы салаирид.

В очень узкой южной краевой зоне Западно-Саянского сооружения — Куртушибинской — также фиксируется предверхнекембрийское (салаирское) несогласие, которое повсеместно проявляется в более южной, Тувинской, мегазоне. Сооружение Западного Саяна прорывается многочисленными крупными телами каледонских и более поздних (девонских) гранитоидов.

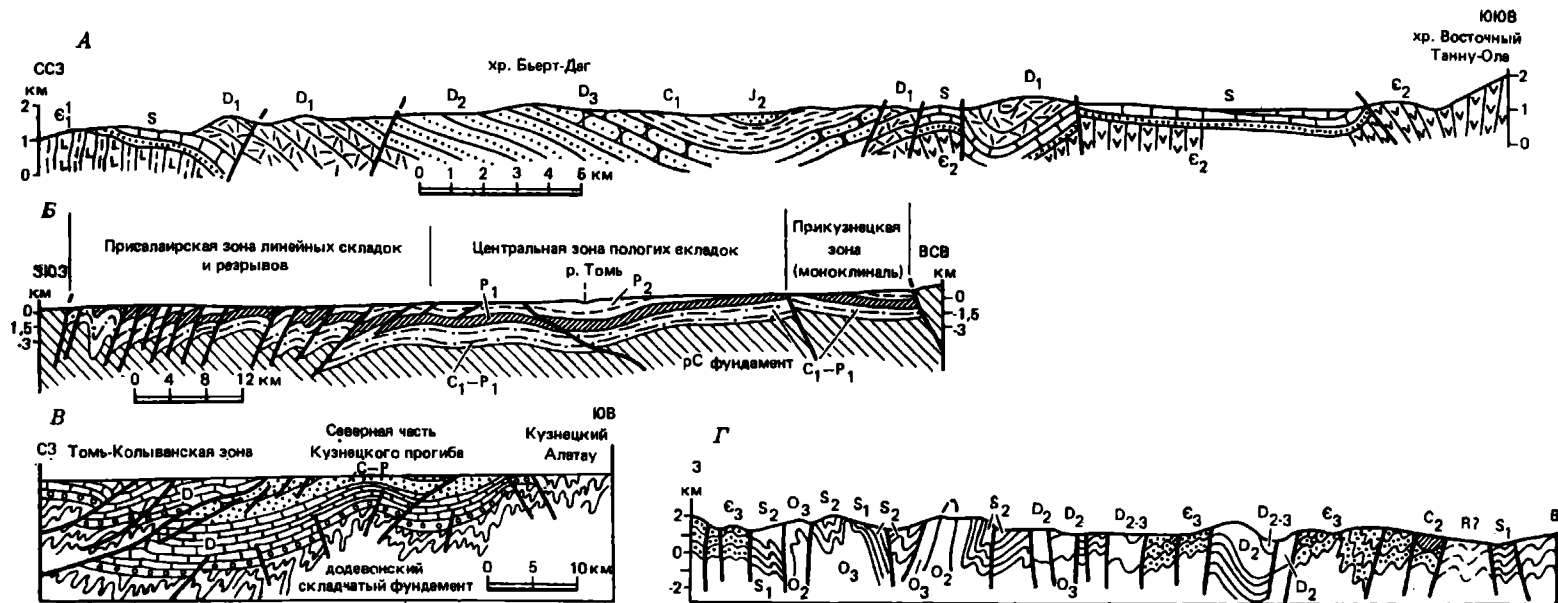
На западе северные зоны Западного Саяна, образуя крутой выпуклый к северо-западу изгиб, переходят в Шапшальскую (Чульшманскую) зону (антиклинорий) юго-юго-восточного простираения, а более южные — упираются в ограничивающий ее с востока Шапшаль-

ский разлом. В ядрах поднятий этой зоны выступают метаморфиты (сланцы и гнейсы) недостаточно ясного (ранний протерозой, рифей, венд или кембрий?) и, возможно, не везде одинакового возраста. Юго-восточное продолжение Шапшальской зоны, несколько смещенное (по левостороннему сдвигу) к востоку, прослеживается в Монголии. Граничащая с Западно-Саянским позднекаледонским складчатым сооружением по Саяно-Тувинскому разлому Тувинская складчатая мегазона, как было показано Н. С. Зайцевым, сформировалась на коре континентального типа в результате длительного погружения в венде — среднем кембрии и позднем кембрии — карбоне, прерывавшегося деформациями сжатия и поднятиями между средним и поздним кембрием (повсеместными), в позднем силуре (главным образом на востоке) и в конце карбона. В строении Тувинской мегазоны выделяются две главные продольные зоны — юго-восточная, Таннуольская, где погружение завершилось салаирской складчатостью перед поздним кембрием (с отдельными наложенными девонскими впадинами), и северо-западная, где оно возобновилось в позднем кембрии — ордовике (Северо-Тувинская). В свою очередь в последней зоне различаются северная подзона, в которой распространен в основном верхнекембрийско-силурийский структурный этаж (Хемчик-Систигхемский синклиниорий), и южная, к которой приурочены остаточная девонско-каменноугольная Тувинская впадина и наложенная юрская Кызыльская впадина.

Примыкающая к Тувино-Северомонгольскому срединному массиву с северо-запада Таннуольская салаирская складчатая зона сложена в основном несогласно налегающими на доверхнерифейский метаморфический фундамент верхнерифейско-вендскими и ниже-среднекембрийскими терригенными, вулканогенными и карбонатными образованиями, смятыми перед поздним кембрием в складки, простирания которых приспособляются к контурам соседнего массива и границам блоков погребенного фундамента¹. По-видимому, к граничным разломам приурочены и выходы пород офиолитовой ассоциации, в целом более редкие, чем в краевых зонах Западно-Саянского сооружения. Кембрийские отложения прорваны крупными массивами салаирских гранитоидов; в северо-восточной части зоны они практически сливаются в единый огромный батолит, в провесах кровли которого сохранились отдельные фрагменты верхнекембрийских и кембрийских образований. На денудированную поверхность салаирского складчатого комплекса и прорывающих его гранитоидов наложен ряд мелких впадин, выполненных красноцветными молассаами и вулканитами девона. Относительно наиболее крупная из них Тоджинская впадина частично наложена на более северную, каледонскую, складчатую зону.

В прилегающей к Таннуольской зоне с северо-запада Северо-Тувинской зоне, как уже говорилось, в позднем кембрии возродился миогеосинклинальный Тувинский (или Хемчик-Систигхемский) прогиб (рис. 28, А), заполнявшийся мощными терригенными отложениями верхнего кембрия — ордовика (2—5 км) и силура (до 2,5 км), преимущественно серо- и зеленоцветными флишоидными в его юго-западной и красноцветными молассоидными в северо-восточной части. Его называют внешним (по отношению к эвгеосинклинальному Западно-Саянскому прогибу) и унаследованным (по отношению к более широкому салаирскому прогибу) миогеосинклинальным, а иногда даже при-

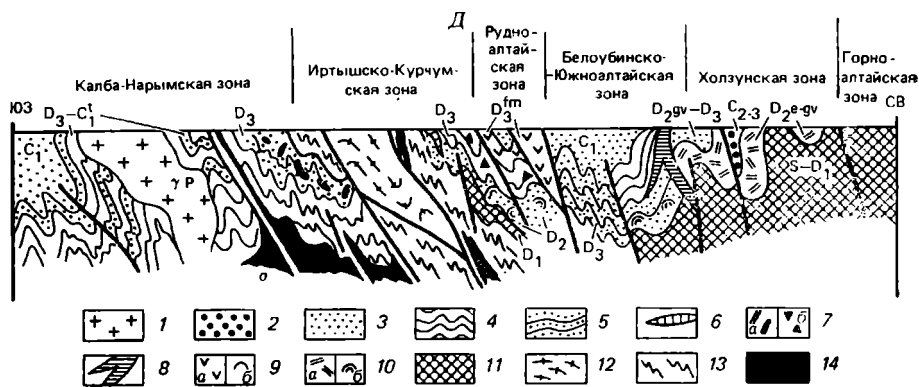
¹ Некоторые геологи рассматривают эти образования как сингеосинклинальный деформированный чехол срединного массива.



(см. продолжение рис. на с. 176)

Рис. 28. Геологические разрезы Алтае-Саянской области:

А — разрез через центральную часть Тувинского прогиба (по Н. С. Зайцеву, 1963); *Б* — разрез через южную часть Кузнецкого прогиба (по А. А. Белицкому и Э. М. Пах); *В* — разрез через северную часть Кузнецкого прогиба и Томь-Колыванскую зону (по А. В. Юзвickому); *Г* — разрез через Ануйско-Чуйский синклиниорий (по В. И. Тихонову); *Д* — схематизированный разрез через юго-западный Алтай (по С. Г. Самыгину); 1 — граниты калбинского комплекса; 2 — континентальная моласса; 3 — граувакковые флишoidы; 4 — глинистые и алевроитовые сланцы; 5 — мелкообломочные терригенные отложения с элементами ритмичности; 6 — биогермные известняки; 7 — отторженцы различных комплексов (*а*) и вулканитов андезит-дацитовой формации (*б*); 8 — диабазы, габбро-диабазы; 9 — вулканиты среднего состава (*а*), в том числе туфиты и пелловые туфы (*б*); 10 — вулканиты преимущественно кислого состава (*а*), в том числе туфы (*б*); 11 — досреднедевонское основание; 12 — амфиболит-гнейсовый комплекс; 13 — зеленые динамосланцы, диафориты по амфиболит-гнейсовому комплексу; 14 — офиолиты; *Е* — разрез через Иртыш-Зайсанскую складчатую систему (по А. А. Абдуливу, 1981)



(Продолжение рис. 28)

геосинклинальным прогибом (имея в виду его заложение на окраине срединного массива).

Развитие северо-восточной части прогиба завершилось в середине или конце силура складчатостью и поднятием, после чего здесь возникло несколько небольших наложенных впадин, выполненных резко несогласно залегающими на каледонском комплексе вулканогенно-терригенными континентальными девонскими образованиями. В юго-западной части прогиба каледонская складчатость интенсивно проявилась лишь на его северо-западном фланге, вошедшем вместе с северо-восточной его частью в состав Хемчик-Систигхемского синклиория. На юго-восточном фланге, напротив, в конце силура имело место лишь кратковременное поднятие, после которого в начале девона возобновилось интенсивное погружение и накопились мощные толщи эффузивно-терригенных континентальных нижнедевонско-эйфельских (до 5 км), существенно терригенных лагунно-континентальных живетско-верхнедевонских (до 5 км) и туфогенно-терригенных каменноугольных образований (до 1,5 км).

Отложения девона-карбона выполняют Тувинскую унаследованную герцинскую впадину (брахисинклиорий) с простой брахискладчатой внутренней структурой, образовавшуюся в результате последовательного смещения оси Тувинского прогиба на протяжении среднего и позднего палеозоя к югу. Главные деформации в Тувинской впадине произошли в перми или триасе, поскольку юрские угленосные отложения субизометричной Кызыльской впадины, наложенной на восточный участок Тувинской, слабо дислоцированы и залегают на породах карбона, девона и додевонских образованиях с резким несогласием.

Салаиро-Алтайско-Иртышская подобласть объединяет тектониче-

ские зоны, в которых геосинклинальный процесс завершился в герцинском цикле. Тем не менее эти зоны существенно различаются по структуре и тектонической истории. Двигаясь с востока на запад, мы пересекаем следующие главные зоны: 1) Кузнецкий герцинский краевой прогиб; 2) Салаиро-Ануйско-Чуйскую складчатую систему с длительным, полициклическим (салаиро-каледоно-раннегерцинским) геосинклинальным развитием; 3) каледонскую складчатую систему Горного Алтая, испытавшую регенерацию в начале герцинского цикла; 4) Иртышскую герцинскую складчатую систему с Рудноалтайской раннегерцинской и Иртыш-Зайсанской позднегерцинской мегазонами; 5) Томь-Кольванскую герцинскую складчатую зону, представляющую собой обнаженный фрагмент восточной из двух ветвей, на которые распадается под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты северо-западное продолжение Иртышской системы.

Кузнецкий краевой прогиб (Кузнецкий бассейн) ограничен с северо-востока и юго-востока салаиридами Кузнецко-Алатауского и Катунского антиклинориев, а с юго-запада и северо-запада — салаиро-каледоно-герцинским антиклинорием Салаира и герцинидами Томь-Кольванской складчатой зоны (рис. 28, Б, В). Прогиб выполнен вулканогенно-терригенными, существенно континентальными образованиями девона на востоке (2—3 км) и терригенно-карбонатными морскими на западе (до 4—6 км), почти целиком терригенными, в основном континентальными, угленосными отложениями карбона и перми (до 6—8 км), вулканогенно-терригенными континентальными образованиями нижнего триаса и слабо несогласно перекрывающими их терригенными лимническими отложениями юры. Обычно предполагают, что девонские отложения подстилаются интенсивно складчатым салаирским комплексом, однако вполне возможно, что под ними погребен жесткий блок досалаирского (докембрийского) метаморфического фундамента (Кузнецкий массив), в пользу чего говорит приуроченность к Кузнецкому прогибу крупного геомагнитного максимума, на свойственного салаирским и каледонским складчатым зонам.

Структура выполняющего впадину мощного девонско-нижнетриасового комплекса асимметрична: вблизи герцинских (по возрасту завершающих деформаций) Салаирской и Томь-Кольванской зон, надвинутых на нее по Гурьевскому и очень пологому субгоризонтальному Томскому надвигам, он смят в сильно сжатые дугообразные асимметричные складки, осложненные взбросами и надвигами, которые в центральной части прогиба постепенно сменяются более пологими гребневидными брахискладками. В восточной части прогиба интенсивность дислокаций складчато-глыбового характера вновь несколько возрастает и появляются краевые взбросо-надвиги. Основные деформации произошли (или завершились) после раннего триаса, но до начала юры, т. е. являются позднегерцинскими или, может быть, даже раннекиммерийскими. На западе Кузнецкий краевой прогиб через участок сильного пережима между сближенными Салаирской и Томь-Кольванской складчатыми зонами связан с Горловским позднепалеозойским прогибом, скрытым под чехлом Западно-Сибирской плиты. Относительно узкая, но протяженная Салаиро-Ануйско-Чуйская раннегерцинская складчатая система с полициклическим развитием состоит из двух существенно различных сегментов — Салаирского и Ануйско-Чуйского.

Салаирское складчатое, или, точнее, складчато-надвиговое, сооружение имеет форму выпуклой к востоку дуги, граничащей на востоке с Кузнецким краевым прогибом, а на западе, судя по геофизическим

данном, — с погребенными под мезокайнозойским чехлом Кулундинской впадины Западно-Сибирской плиты округлым в плане Барнаульским срединным массивом. В основании разреза Салаирского сооружения выступают довендские (?) мраморы, гнейсы, метаморфические сланцы и железистые кварциты, и вендско-нижне-среднекембрийская мощная спилито-кератофировая формация, к низам которой приурочены тела серпентинитов, пироксенитов, горнблендитов и габброидов. Несогласное налегание на нее терригенной флишоидной горноалтайской серии верхнего кембрия — ордовика фиксирует проявления салаирской фазы складчатости, впервые установленной на Салаире. На ней в свою очередь несогласно залегают терригенно-карбонатные отложения силура — нижнего девона, перекрытые черносланцевой серией среднего-верхнего девона и терригенно-карбонатным нижним карбоном.

Таким образом, в пределах Салаира в течение раннего и среднего палеозоя развивался прогиб сначала эв-, а в дальнейшем миогеосинклинального типа. Его погружение неоднократно прерывалось фазами сжатия и поднятия, отвечающими салаирской и раннекаледонской (таконской) эпохам складчатости; однако опускания в нем продолжались до раннего карбона включительно, а заключительные деформации, в ходе которых была окончательно сформирована структура асимметричного Салаирского антиклинария, состоящего из ряда дугообразных, скошенных к северо-востоку и осложненных надвигами линейных и брахиморфных складок и в целом надвинутого на Кузнецкий краевой прогиб, имели место в конце позднего палеозоя. Примечательно ограниченное распространение на Салаире интрузивных тел (преимущественно диоритового и гранитоидного состава), становление которых приурочено к концу каледонского и герцинского циклов.

Хотя непосредственный переход от Салаирского к Ануйско-Чуйскому сегменту рассматриваемой зоны замаскирован мезокайнозойским плитным чехлом, можно предполагать, что Ануйско-Чуйский синклинорий юго-восточного простираения служит южным продолжением западного крыла Салаирского сооружения, ядро которого погружается к югу южнее г. Бийска. Ануйско-Чуйский синклинорий граничит на северо-востоке с салаиридами южной части Кузнецко-Катунского сооружения, а на юго-западе — с каледонидами Горного Алтая (по Теректинскому глубинному разлому). В отличие от Салаира доверхнекембрийское (салаирское) основание в Ануйско-Чуйском прогибе почти не обнажается, и в его строении участвуют главным образом два структурных этажа — каледонский и несогласно перекрывающий его раннегерцинский (рис. 28, Г).

Каледонский этаж сложен мощной терригенной флишоидной формацией верхнего кембрия — нижнего ордовика и терригенно-карбонатными отложениями среднего ордовика — силура, смятыми в узкие линейные складки, имеющие в северо-западной части синклинария северо-западное, а в юго-восточной части — субширотное простираение. На них несогласно налегают нижнедевонско-нижнеэффельские морские и континентальные обломочные толщи, рассматриваемые в качестве позднекаледонской молассы. Выше вновь несогласно (проявление тельбесской фазы деформаций) залегают образования раннегерцинского этажа, выраженные среднедевонскими вулканогенными толщами пестрого состава (кислые, средние, основные эффузивы и туфы), живетско-франской терригенной («черносланцевой») толщей и более грубообломочными (молассоидными) и кислыми вулканитами верхов девона. Раннегерцинский (девонский) этаж деформирован неравно-

мерно и в целом более слабо, чем каледонский, и слагает менее сжатые брахиморфные и лишь в приразломных зонах линейные складки, прорванные местами довольно крупными массивами средне- и верхнекаменноугольных гранитоидов. Самой молодой структурой в Ануйско-Чуйской зоне является небольшая Чуйская впадина в ее юго-восточной части, заполненная неоген-четвертичными континентальными отложениями.

Мегантиклинорий Горного Алтая, ограничивающий эту зону с юго-запада, представляет собой каледонское складчатое сооружение, испытавшее в начале герцинского цикла регенерацию и несколько переработанное наложенными на него частными грабен-синклинорными прогибами, выполненными существенно вулканогенными девонскими образованиями. С юго-запада по Северо-Восточной зоне смятия Рудного Алтая мегантиклинорий Горного Алтая граничит с герцинидами Иртышской складчатой системы. В строении мегантиклинория принимают участие очень сложнодислоцированные верхнедокембрийские (?) метаморфические образования, слагающие Теректинский горст в его центральной части, вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи венда — нижнего-среднего кембрия и терригенные отложения верхнего кембрия — ордовика и нижнего силура, а также пестроцветные грубообломочные толщи верхнего силура, выполняющие отдельные наложенные прогибы.

Салаирские движения в Горном Алтае проявились слабо, и его складчатая структура в основном была создана интенсивными позднекаледонскими деформациями сжатия в позднем силуре и начале девона. Главными элементами этой структуры в северо-западной части мегантиклинория являются Талицкий антиклинорий, в основном сложенный смятыми отложениями венда — низов ордовика, и примыкающий к нему с юго-запада Чарышский синклинорий, выполненный отложениями ордовика и силура, смятыми в более простые, преимущественно субширотные брахиморфные и приразломные линейные складки. Юго-восточную часть мегантиклинория Горного Алтая слагает расширяющийся к юго-востоку Холзунско-Чуйский антиклинорий. Его современные разломные ограничения конкордантны к более древней внутренней структуре антиклинория, сложенного кембрийскими и ордовикскими отложениями, смятыми в складки субширотного и даже западно-юго-западного простирания (что подчеркивается в работах Е. М. Рудича и Ю. И. Тверитинова). В ядре наиболее приподнятой субширотной горст-антиклинальной структуры в районе высшей точки Алтая — горы Белухи — выступает нижний-средний кембрий, а в глубоких каледонских синклиналях и грабен-синклиналях — верхний силур. Уже упоминавшийся в целом также субширотный Теректинский горст непосредственно примыкает к северо-западной части Холзунско-Чуйского антиклинория. Нижнепалеозойский складчатый комплекс этого антиклинория прорван телами ранне- и позднекаледонских гранитоидов.

В начале герцинского цикла, в девоне, каледонский складчатый комплекс Горно-Алтайской системы был разбит разломами на ряд блоков, одни из которых сохранили приподнятое положение, а другие испытали опускание и были заполнены вулканогенными и терригенными толщами среднего и отчасти верхнего девона.

Наиболее крупной отрицательной структурой, заполненной девонскими образованиями, является Коргонский грабен-синклинорий западно-северо-западного простирания, косо пересекающий средний участок Горного Алтая к северу от Теректинского горста. На последний, а также на Холзунско-Чуйский антиклинорий и Чарышский синклинорий

рий наложены сравнительно небольшие и менее глубокие девонские грабены, грабен-синклинали и мульды. Как выступы каледонского основания, так и девонские образования Коргонского грабен-синклинория и других раннегерцинских депрессий прорваны многочисленными батолитами ранне- и позднегерцинских (каменноугольных и пермских) гранитоидов.

На северо-западе мегантиклинорий Горного Алтая «уходит» под кайнозойский чехол Кулундинской впадины Западно-Сибирской плиты. При этом Талицкий антиклинорий к северо-западу быстро расширяется, шарнир его воздымается, и антиклинорий, по-видимому, переходит по простиранию в погребенный Барнаульский срединный массив.

Как видно из приведенной характеристики Горно-Алтайской системы, по структуре и истории развития она напоминает Чингиз-Тарбагатайскую систему Казахского нагорья: обе они в основе своей представляют позднекаледонские складчатые сооружения, регенерированные в девоне и превратившиеся в герцинском цикле в мегантиклинории, сложенные породами как каледонского, так и герцинского структурных этажей и обрамленные с обеих сторон более глубокими герцинскими прогибами. Своеобразной особенностью Горного Алтая является широкое развитие в нем каледонских структур субширотного и запад-юго-западного простирания и наложение на них герцинских разломов, грабенов и прогибов, вытянутых в запад-северо-западном и северо-западном направлении.

Юго-западнее каледонид Горного Алтая простирается широкая Иртыш-Зайсанская герцинская складчатая система, в свою очередь граничащая на юго-западе с каледоно-герцинским Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием Казахского нагорья. В ее поперечном сечении различаются две мегазоны: юго-западная позднегерцинская Зайсанская, в которой додевонское основание почти не обнажается, и северо-восточная раннегерцинская Рудноалтайская, несомненно наложенная в девоне на каледонский складчатый фундамент.

Мегазона Рудного Алтая представляет как бы промежуточную ступень между относительно приподнятыми мегазонами Горного Алтая и Иртыш-Зайсанской шириной от 100 км на северо-западе до 50 км на юго-востоке (рис. 28, Д). Она ограничена с обеих сторон почти прямолинейными относительно крутыми глубинными разломами, сопровождающимися зонами смятия, рассланцевания, динамотермального метаморфизма и сдвиговых деформаций шириной от нескольких до 10—20 километров — соответственно Северо-Восточной и Иртышской зонами смятия. К Иртышской зоне смятия приурочены также довольно крупные клиновидные блоки (горсты) докембрийских или нижнепротерозойских метаморфических сланцев, гнейсов и амфиболитов. В строении Рудного Алтая выделяются два главных структурных этажа — каледонский, выраженный сильно смятыми и метаморфизованными отложениями ордовика и силура (?), прорванными крупными батолитами позднекаледонских (додевонских) гранитоидов, выступающими в ядрах Алейского и Лениногорского антиклинориев, и несогласно перекрывающий его герцинский, в основном выполняющий чередующиеся с ними Быструшинский и Белоубинский синклинории. Герцинский этаж сложен вулканогенными (преимущественно среднего и кислого состава) и терригенными образованиями эйфельского яруса среднего девона и несогласно перекрывающими их близкими по составу толщами живетского яруса, верхнего девона и нижнего карбона, смятыми в умеренно сжатые брахиморфные складки, возникшие в саурскую (судетскую) фазу деформаций в середине раннего карбона.

Кроме того, в пределах Рудного Алтая имеется несколько небольших наложенных мульд, выполненных средне-верхнекаменноугольными и нижнепермскими образованиями. Герцинский структурный этаж прорывается многочисленными батолитами гранитоидов среднедевонского (тельбесского), каменноугольного (змеиногорского) и пермского (калбинского) интрузивных комплексов.

Иртыш-Зайсанская позднегерцинская мегазона занимает осевое положение в строении средней части Урало-Монгольского пояса и характеризуется наиболее затянувшимся по сравнению с обрамляющими ее сооружениями Алтае-Саянской области и Казахского нагорья геосинклинальным погружением и наиболее поздними завершившими его деформациями сжатия. В структурном отношении она представляет широкий (150—200 км) мегасинклиорий, в основном выполненный мощными толщами девонских, каменноугольных и пермских вулканогенно-осадочных образований, из-под которых лишь местами выступает более древнее основание. В поперечном сечении он состоит из двух зон синклиорного строения — Калбинской (Калба-Нарымской) на северо-востоке и Жарминской (Жарма-Саурской) на юго-западе, разделенных Чарской пришовной антиклиорной зоной, в ядре которой обнажаются породы среднепалеозойской (?) офиолитовой ассоциации (рис. 28, Е). Вместе с прилегающими к ней флангами смежных зон Чарская зона развивалась на коре океанического типа, возникшей в результате раздвига континентальных блоков, по-видимому, в начале среднего палеозоя. В дальнейшем Зайсанская мегазона испытывала сильное сжатие, приведшее в итоге к формированию в конце палеозоя — начале мезозоя складчато-чешуйчатой структуры с общей юго-западной вергентностью.

Калбинская зона сложена мощными терригенными (преимущественно относительно глубоководными «черносланцевыми») отложениями среднего девона — низов нижнего карбона. Выше, может быть со слабым несогласием, залегают флишеидные толщи верхов нижнего-среднего (?) карбона. В структурном отношении это асимметричный синклиорий с широким северо-восточным и недоразвитым юго-западным крыльями (некоторые геологи называют Калбинскую зону моноклиорием), состоящий из опрокинутых на юго-запад и осложненных надвигами линейных складок, формирование которых, вероятно, началось в середине раннего карбона (в саурскую фазу) и завершилось к началу перми. Северо-восточное крыло Калбинского синклиория, а частично и обрамляющая его с северо-востока Иртышская зона смятия прорваны крупными батолитами гранодиоритов и гранитов пермского калбинского комплекса.

Узкая Чарская антиклиорная зона, отделенная одноименным разломом от Калбинской, сложена преимущественно верхнесилурийскими, ниже- и среднедевонскими основными вулканитами, кремнистыми, рифогенными карбонатными, олистостромовыми (с обломками пород офиолитовой ассоциации) и терригенными образованиями. Кроме того, к этой зоне приурочены выходы тел базитов и ультрабазитов и серпентинитового меланжа несомненно досреднедевонского возраста, затронутых глаукофан-сланцевым метаморфизмом, которые образуют полого падающую на северо-восток надвиговую пластину. С эфеля в Чарской зоне фиксируются признаки существования подводной гряды (рифовые массивы) и размыва офиолитового «ядра» (олистолиды и олистоплаки офиолитов), продолжавшегося до конца карбона.

Жарминская зона как герцинский прогиб возникла в среднем девоне на складчатом фундаменте северо-восточного крыла Чингиз-Тар-

багатайского позднекаледонского сооружения и выполнена мощными терригенно-вулканогенными толщами живетского яруса, верхнего девона и нижнего карбона (в этом она сходна с Рудным Алтаем); на них несогласно залегают морские и главным образом континентальные, частично угленосные молассы и фациально связанные с ними наземные вулканиты среднего-верхнего карбона и нижней перми, а на некоторых участках — в хр. Саур (Кендерлыкская мульда) на юго-востоке и западнее Семипалатинска (горы Семейтау) на северо-западе — также верхней перми и нижнего триаса.

Жарминский синклинорий состоит из линейных и брахиморфных складок, возникших в раннем карбоне (в саурскую фазу) и прорванных гранитоидами саурского и змеиногорского комплексов, а также наложенных более простых брахискладок и мульд, сформировавшихся в позднем палеозое и триасе. В Кендерлыкской мульде юго-восточнее оз. Зайсан погружение возобновлялось также в течение юры и мела.

На юго-восточную часть Зайсанской мегазоны в кайнозое была наложена обширная Зайсанская впадина, выполненная палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными континентальными отложениями общей мощностью до 1,5 км. О ее продолжающемся погружении свидетельствует приуроченность к ее внутренней части проточного оз. Зайсан. Выше отмечалось, что Иртыш-Зайсанский мегасинклинорий, продолжаясь под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты, расщепляется под западной частью Кулундинской впадины на две ветви, следующие в северо-западном и северо-восточном направлениях. Фрагмент последней ветви обнажается в виде Томь-Колыванской складчатой зоны, примыкающей с северо-запада к Салаирскому антиклинорию и Кузнецкому краевому прогибу. Эта зона в структурном отношении представляет асимметричный герцинский антиклинорий, в основном сложенный комплексом карбонатно-терригенных отложений среднего девона — нижнего карбона (с подчиненными им вулканитами в живетском ярусе), из-под которых в юго-западной и северо-восточной частях зоны выступает каледонское (венд — ордовик) складчатое основание. Породы девона — нижнего карбона смяты в дугообразные в плане, линейные, срезанные надвигами складки, прорванные в северо-западной части Томь-Колыванской зоны телами позднегерцинских гранитоидов, а вся зона в целом надвинута по очень полному Томскому надвигу большой амплитуды на каменноугольно-пермский угленосный комплекс Кузнецкого краевого прогиба.

Формирование Зайсанской, Чуйской, Убсунурской, Тункинской и других впадин, заполненных кайнозойскими (главным образом неоген-четвертичными) континентальными отложениями мощностью до 1—3 км, «подновление» Тувинской, Тоджинской, Минусинских и других герцинских впадин наряду с интенсивными глыбовыми и сводово-глыбовыми поднятиями Восточного Саяна (особенно «Протеросаяна», Китойских и Тункинских Альп), Сангилены, Западного Саяна и Горного Алтая и более слабыми поднятиями ряда других хребтов, а также неогеновые и четвертичные излияния базальтов в самых восточных районах Алтае-Саянской области служат различными проявлениями тектономагматической активизации, или дейтероорогенеза, охватившего ее в позднем кайнозое. По сравнению с Тянь-Шанем новейший орогенез в Алтае-Саянской области отличается меньшей контрастностью и меньшими амплитудами вертикальных движений (особенно опусканий), их существенно блоковым характером и значительно меньшим масштабом проявлений сопряженного с ними горизонтального

сжатия, а в самой восточной части области, входящей в состав Байкальского рифтового пояса,— и проявлениями горизонтального растяжения (грабенообразные впадины, трещины, излияния базальтов).

Глубинное строение и геофизические поля. Современная кора Алтае-Саянской области повсеместно имеет континентальный характер. Ее мощность по сейсмическим данным варьирует от 40—45 км и несколько меньше на северной окраине области (Северо-Минусинская и Кузнецкая впадины, Томь-Колыванская зона) и в районе Зайсанской впадины до 50—55 и, может быть, до 60 км в Горном Алтае, Восточной Туве и восточной части Восточного Саяна. Профилями ГСЗ Алтае-Саянская область изучена слабо, и данные о мощности верхней коры (осадочно-вулканогенного и «гранитно-метаморфического» слоев) и нижней коры («базальтового» слоя) недостаточно достоверны. Согласно оценке Ф. С. Моисеенко, «базальтовый» слой почти повсеместно обладает значительной мощностью (25—35 км), а в Восточной Туве — до 40 км и лишь в Западном Саяне сокращается до 16—17 км.

Гравитационное поле в редуции Буге характеризуется господством отрицательных значений аномалий, на фоне которых выделяются удлинённые локальные минимумы, максимумы и градиентные зоны, связанные с особенностями тектонического строения (например, в Иртыш-Зайсанской системе).

Аномалии геомагнитного поля довольно отчетливо коррелируются с особенностями геологического строения Алтае-Саянской области. Обширные впадины, под которыми предполагаются погребенные массивы древнего (досалаирского) фундамента (Минусинские и Кузнецкая впадины), а также сложенные им приподнятые массивы (Сангиленская глыба в Тувино-Северомонгольском массиве, Верхнеканская глыба) характеризуются региональными положительными магнитными аномалиями. Палеозойским складчатым зонам свойственно преобладание отрицательных аномалий или сочетание линейных геомагнитных минимумов и максимумов, причем последние нередко приурочиваются к офиолитовым зонам (Джебашская, Куртушибинская, Чарская).

Геотермический режим области характеризуется средними или несколько повышенными значениями величин теплового потока, свойственными Алтаю, Восточной Туве и Восточному Саяну (особенно его юго-восточной части).

Алтае-Саянская область отличается повышенной сейсмической активностью, которая в целом возрастает к югу и юго-востоку. Вся область на карте сейсморайонирования СССР попадает в пределы 6-балльной, а ее южные районы (юг Рудного и Горного Алтая, Западный Саян, Тува, юго-восточная часть Восточного Саяна) — в 7- и даже 8-балльную зону (самые южные районы Тувы, юго-западное окончание Байкальского пояса).

Стратиграфия

Древнейшие образования, слагающие метаморфический фундамент разновозрастных палеозойских складчатых зон Алтае-Саянской области, принадлежат к нижнему докембрию (архею и нижнему протерозою), а местами также к нижнему-среднему рифею. Наиболее обширные их выходы находятся в пределах Тувино-Северомонгольского срединного массива, Восточного Саяна (Протеросаяна), Кузнецко-Катунского салаирского складчатого сооружения, в западной части каледон-

ского сооружения Западного Саяна (в Шапшальском поднятии), а также в сооружении Горного Алтая (Теректинский горст) и, возможно, в Иртышской зоне смятия. Поскольку возраст метаморфических образований в ряде мест остается недостаточно ясным, мы кратко охарактеризуем их развитие в каждом из этих районов.

Наиболее полный разрез докембрийских метаморфических образований известен в Восточно-Саянском байкальском складчатом сооружении (Протеросаяне). В Верхнеканском выступе обнажаются биотитовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и кварциты с прослойками мраморов (свыше 4 км). Эти породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, подвергшиеся мигматизации и локальному диафторезу, сопоставляются с бирюсинской серией одноименного поднятия в Саяно-Енисейской метаплатформенной области (см. последнюю главу в части 1 учебника) и подобно ей условно относятся к архею — нижнему протерозою. Южнее, в ядре Дербинского антиклинория, выступает одноименная нижнепротерозойская серия (до 6—8 км), образовавшаяся при амфиболитовом метаморфизме вулканогенных, карбонатных и терригенных пород. В нижней ее части преобладают биотитовые, амфиболовые, гранат-биотитовые гнейсы и пироксеновые кристаллические сланцы, а в средней и верхней — мраморы, часто графитистые, кальцифиры, кварцевые и биотитовые гнейсы. Выше со скрытым несогласием (?) залегают метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочные образования, предположительно относимые к нижнему-среднему рифею: метапесчаники, микрокварциты, филлиты, водорослевые известняки, железисто-кремнистые сланцы, а также метаморфизованные диабазовые порфириды, спилиты и кислые эффузивы и туфы (до 7 км). Эти образования были смяты в сжатые линейные складки и затронуты процессами гранитообразования в допозднерифейское время (т. е. в дальсландскую, или исседонскую, эпоху).

В Тувино-Северомонгольском массиве древнейшие архейские глыбокометаморфизованные образования выступают в небольшом блоке — Гарганской глыбе — в юго-восточной части Восточного Саяна. Они выражены биотитовыми, амфиболовыми гнейсами и амфиболитами (5 км) с реликтами парагенезов гранулитовой фации и широкими проявлениями позднейшего диафтореза. Предположительно архейские породы обнажаются и на некоторых участках Сангиленского нагорья.

Нижнепротерозойские метаморфические комплексы широко распространены в Сангиленском нагорье и хр. Хамар-Дабан. Слюдянская серия в хр. Хамар-Дабан сложена биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, амфибол-пироксеновыми сланцами, кальцитовыми и доломитовыми мраморами, в том числе графитистыми кварцитами (до 8 км), и предположительно сопоставляется с дербинской серией.

В отличие от Восточного Саяна и Хамар-Дабана, где нижний протерозой выражен первично-вулканогенно-осадочными образованиями, в Сангиленском нагорье он почти целиком представлен первично-терригенными и карбонатными отложениями (более 5 км), метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, — слюдянными и высокоглиноземистыми гнейсами, кварц-слюдянными сланцами, кварцитами, в том числе железистыми, метаконгломератами, мраморами, графитистыми мраморами и пр. Выше залегают терригенно-карбонатные и вулканогенные образования нижнего-среднего рифея (более 4 км) — метапесчаники, линзы метаконгломератов, серицитовые и хлорит-актинолитовые сланцы, углистые кварциты, мраморизованные извест-

няки и доломиты со строматолитами и онколитами, метавулканыты и туфы основного, среднего и кислого состава. Метаморфизованные в амфиболитовой или зеленосланцевой фации нижнепротерозойские и рифейские образования интенсивно смяты и пронизаны телами гнейсогранитов допозднерифейского (?) возраста. Следует отметить, что вопрос о возрасте главных складчатых деформаций, смявших протерозойские образования в пределах Тувино-Северомонгольского массива и Восточного Саяна, вызывает острые разногласия и этот возраст оценивается разными авторами как свекофенский, дальсландский, байкальский или салаирский.

Выступы доверхнерифейского метаморфического основания имеются в пределах салаирид Қазыр-Қизирской зоны (Кембросаяна), Кузнецкого Алатау, а также в Чулышманском и Телецком поднятиях в западной части каледонского сооружения Западного Саяна. В Кузнецком Алатау в Терсинском и Томском блоках обнажаются двуслюдяные сланцы, плагиоклаз-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, выше мраморы, кварциты, графитистые хлорит-серицитовые сланцы, а также джеспилиты и гематит-магнетитовые руды.

В средней части Горного Алтая в Теректинском горсте выступает одноименная свита обычно относимых к протерозою пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации,— главным образом кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых, хлорит-амфиболовых, графит-кварцевых сланцев с прослоями кварцитов и мраморов; некоторые авторы рассматривают их как сильнодеформированные и метаморфизованные образования венда — нижнего кембрия. Не исключена принадлежность к докембрию некоторых метаморфических пород, присутствующих в Иртышской зоне смятия и смежной с ней части Калбинской зоны.

В целом имеющиеся данные о доверхнерифейских метаморфических комплексах Алтае-Саянской области и их соотношениях с верхнерифейско-вендско-кембрийскими образованиями позволяют предполагать широкое распространение в ее пределах протерозойских протогеосинклинальных систем, заложенных (по крайней мере в ее восточной части) на архейском сиалическом фундаменте. Их длительное и многофазное развитие окончательно завершилось к началу позднего рифея эпохой дальсландской (=исседонской) складчатости, гранитизации и временной консолидации.

Следующий крупный комплекс осадочных, вулканических и плутонических образований относится к **верхнему рифею, венду, нижнему и среднему кембрию** и отвечает различным стадиям салаирского тектонического цикла — от раздробления, растяжения и развития блоков фундамента и заложения салаирских эв-, миогеосинклинальных, а также пригеосинклинальных прогибов (чехла древних срединных массивов) до их замыкания. Характер формаций салаирского цикла существенно различается в зависимости от тектонических обстановок их образования. В отличие от Уральской, Тянь-Шаньской и Казахстанской областей в Алтае-Саянской области деструкция континентального фундамента в позднем рифее — венде происходила очень быстро, и рифтогенные образования, отвечающие стадии заложения геосинклинальных прогибов, почти не сохранились в ней, за исключением некоторых участков во внутренней части Тувино-Северомонгольского массива, где процесс деструкции протекал относительно вяло и фактически остановился на начальной рифтоподобной стадии.

К таким участкам относится Дархат-Хубсугульский грабенообразный прогиб в Северной Монголии, где доверхнерифейский гней-

сово-сланцевый фундамент несогласно перекрыт верхнерифейской молассовой терригенно-вулканогенной дархатской серией конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов кварц-аркозового состава и подчиненных им субэвральных вулканитов бимодальной ассоциации — высококальциевых базальтов и липаритов, с которыми тесно связаны трещинные тела субщелочных гранитов и мелкие массивы дунит-пироксенит-габбрового состава. Выше со следами перерыва залегает хубсугульская серия доломитов с прослоями силицитов и крупными залежами пластовых фосфоритов (венд) и вышележащих известняков (нижний-средний кембрий), которая, в отличие от дархатской серии, не только заполняет грабенообразный прогиб, но перекрывает и смежные поднятия, служившие в позднем рифее источником размыва.

На советской территории образования верхнего рифея (?) — венда — нижнего и среднего кембрия широко распространены в салаиридах Восточного Саяна (Кембросаяна), Батенёвского поднятия, Кузнецко-Катунского сооружения и Таннуольской зоны, каледонидах Западного Саяна и Горного Алтая и салаирском комплексе герцинид Салаирского сооружения. К верхнему рифею — венду здесь относят габбро-гипербазитовые тела, принадлежащие к офиолитовой ассоциации, около 700 выходов которых известно в ряде районов Алтае-Саянской области. Основная часть этих тел и выходов серпентинитового меланжа приурочена к нескольким относительно узким линейным зонам в юго-восточной части Восточного Саяна (Ильчирская зона), на северном, западном и юго-восточном флангах Западного Саяна (Джебашская, Шапшальская и Куртушибинская зоны), в Кузнецком Алатау, Салаирском кряже, Горном Алтае.

Многие габбро-гипербазитовые массивы, несомненно, находятся в тектонических соотношениях с вмещающими комплексами, которыми обычно являются венд-нижнекембрийские вулканиты, и представляют фрагменты тектонических покровов и чешуй. Местами, например в Куртушибинской зоне, установлена генетическая связь с габброидами серии параллельных диабазовых даек, сменяемых сверху пластообразными телами metabазальтов и толщами спилитов. Большинство исследователей рассматривают габбро-гипербазитовые массивы Алтае-Саянской области как тектонические блоки пород меланократового основания, возникшего в зонах раздвига континентальной коры при ее деструкции в конце позднего протерозоя. Однако если одни геологи считают подобные зоны сравнительно узкими трогами, разделенными участками с сохранившейся, хотя и сильно утоненной и раздробленной континентальной корой (к чему склоняется и автор), то другие, в частности А. Б. Дергунов и Т. Н. Хераскова в своих последних работах по типам формаций каледонид Центральной Азии, предполагают, что в западной части Алтае-Саянской области (в пределах Алтая и Салаира) и восточной части Казахского нагорья возник своеобразный океанический бассейн, Западно-Саянский «залив» которого (также с корой океанического типа) глубоко вдавался к северо-востоку.

Как уже говорилось, габбро-гипербазитовые массивы офиолитового комплекса тесно ассоциируются на площади и, по-видимому, первоначально являлись основанием мощных спилит-диабазовых толщ вендско-раннекембрийского возраста. Подобные толщи наиболее характерны для Западного Саяна и некоторых зон Горного Алтая. Основную роль в их строении играют зеленокаменно-измененные подушечные спилиты, которым подчинены их лавовые брекчии, гялокласциты, а также прослой и линзы кремнистых (фтаниты) и карбонатных пород (в том числе рифогенных известняков).

Диабаз-спилитовая формация вверх по разрезу сменяется кремнисто-терригенно-туффитовой формацией нижнего-среднего кембрия, сложенной кремнистыми туффитами, туфами и лавобрекчиями андезитобазальтового состава, рифовыми известняками, вулканомиктовыми песчаниками, тефротурбидитами и туфосилицитами, а также олистостромовыми горизонтами.

С диабаз-спилитовой формацией венда — нижнего кембрия связана латеральными переходами спилит-кератофировая формация, характерная для юго-западной зоны Восточного Саяна (Кембросаяна), Кузнецкого Алатау, северной зоны Западного Саяна, Салаира и некоторых зон Горного Алтая. В низах этой формации, мощность которой достигает 3—4 км, преобладают подушечные спилиты с прослоями кремнистых туффигов, а в верхней — потоки кератофигов. Выше в разрезах Кузнецкого Алатау и Салаира следует кремнисто-карбонатная формация нижнего-среднего кембрия, а в северной периферической Джебашской зоне Западного Саяна толща рифовых известняков и туфоконгломератов с прослоями кремнистых пород и андезитовых лав верхней части нижнего кембрия, в свою очередь перекрытая мощной (5—6 км) среднекембрийской толщей зеленых андезитобазальтовых туфов, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации и до работ Н. Н. Хераскова принимавшейся за выступ докембрийского основания. Спилит-кератофировая и перекрывающие ее формации, по-видимому, накапливались в зонах с сильно утоненной и раздробленной континентальной корой, морфологически выраженных в основном континентальными склонами.

Третий тип разрезов венда — среднего кембрия представлен в Таннуольской зоне Тувы, где прогибы этого возраста были наложены на северо-западный край Тувино-Северомонгольского массива. В этой зоне распространены венд-нижнекембрийские вулканогенные толщи базальт-андезит-липаритовых лав, вулканических брекчий, туфов и туфоконгломератов, а сверху — также археоциатовых известняков (до 1,5 км), причем в юго-западной части зоны преобладают вулканиты андезитобазальтового и андезитового, а в северо-восточной — дацит-плагиолипаритового состава.

Выше в Таннуольской зоне залегают толщи олистостром, кремнистых туффигов, алевролитов и полимиктовых песчаников (0,5—1 км). Подобные зоны с вулканизмом островодужного типа, по-видимому, развивались на более мощной, хотя и разбитой разломами на блоки континентальной коре, продукты плавления материала которой играли существенную роль в питании вулканов. Особый тип разрезов венда — среднего кембрия характерен для восточного крыла сооружения Кузнецкого Алатау, Батенёвского поднятия и, вероятно, для большей части салаирского фундамента Минусинских впадин. Здесь эти отложения выражены толщами мелководных зоогенных известняков и доломитов, в нижней части с прослоями кремнистых и фосфатно-кремнистых пород (3—4 км). Эту карбонатную формацию называют геоантиклинальной (А. А. Моссаковский), или миогеосинклинальной, но, возможно, более правильно считать ее деформированным в конце салаирского цикла чехлом погруженного срединного массива с типичной континентальной корой. Основание этого разреза не вскрывается, но по аналогии с Тувино-Северомонгольским массивом можно предполагать, что она подстилается обломочной или обломочно-вулканогенной бимодальной (?) формацией верхнего рифея — венда.

Близким типом разреза характеризуется остаточно-наложенный Манский прогиб в северо-западной части Восточного Саяна. Венд вы-

ражен здесь трансгрессивно залегающей красноцветной молассоидной толщей конгломератов, песчаников, сланцев, а в верхней части — также известняков (до 3 км), а нижний-средний кембрий — толщей известняков и доломитов с прослоями мергелей и аргиллитов с остатками археоциатов и трилобитов (2 км).

Отложения венда — среднего кембрия в пределах салаирид испытали перед поздним кембрием интенсивные складчато-надвиговые и покровные деформации и почти повсеместно были прорваны многочисленными крупными телами позднекембрийских гранодиоритов, плагиогранитов и калиевых гранитов.

Предпозднекембрийские деформации и поднятия проявились также в некоторых геосинклинальных прогибах, продолжавших свое развитие до конца каледонского (Западный Саян) и даже в герцинском цикле (Салаир); в других зонах каледонид этому рубежу отвечает резкая смена типов отложений, отражающая изменения общей палеотектонической и палеогеографической обстановки.

Отложения верхнего кембрия, ордовика и силура распространены на значительно меньшей площади, чем ниже-среднекембрийские. В пределах каледоно-салаирской Кузнецко-Саяно-Тувинской подобласти они участвуют в строении Западно-Саянского сооружения, Тувинского (Хемчик-Систигхемского) синклинория и Уйменско-Лебедского прогиба, а в герцинской Салаиро-Алтайско-Иртышской — в строении Ануйско-Чуйского прогиба, Горноалтайского и Салаирского сооружений и обнажаются на некоторых участках Рудного Алтая, Чарской и Томь-Кольванской зон. Характерными общими чертами отложений верхнего кембрия — силура, резко отличающимися их от венда — среднего кембрия, являются почти полная авулканичность и господство терригенных фаций при крайне ограниченной роли карбонатных. Последнее связано с тем, что в результате салаирских движений обширные территории на востоке и севере Алтае-Саянской области (Кузнецко-Восточносаянская салаирская система, Тувино-Северомонгольский массив) и некоторые участки в ее центральной части (Куртушибинская зона и пр.) превратились в зоны воздымания и размыва, поставившие в смежные прогибы большие массы обломочного материала.

В северной краевой зоне Западного Саяна к верхнему кембрию относится трансгрессивно залегающая на среднем кембрии пестроцветная толща конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов (2 км). Во внутренних зонах Западного Саяна верхний кембрий, по-видимому, входит в состав слабо палеонтологически охарактеризованной мощной флишоидной существенно терригенной формации верхнего кембрия — нижнего силура. Нижняя ее часть (верхний кембрий — низы ордовика) сложена преимущественно зеленоцветными толщами песчаников, гравелитов, алевролитов и филлитовидных глинистых сланцев (4—5 км), средняя — зелено- и пестроцветными, аналогичными терригенными отложениями ордовика (5—6 км), а верхняя — песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями нижнего силура (2—3 км). Ордовикские и нижнесилурийские деформированные отложения прорываются телами позднесилурийских гранитоидов. Верхний силур залегает с резким несогласием, фиксирующим важную фазу складчатых деформаций, приурочен к нескольким остаточным мульдам в осевой части Западно-Саянского синклинория и представлен пестроцветными молассовыми отложениями с подчиненными им туфами и лавами кислого и среднего состава.

В расположенном к югу от Западно-Саянского прогиба и отде-

ленном от него Куртушибинским геоантиклинальным поднятием Северо-Тувинском (Хемчик-Систигхемском) прогибе верхний кембрий несогласно, с конгломератами в основании налегает на деформированные ниже-среднекембрийские образования. Разрез верхнего кембрия — силура в целом несколько напоминает Западно-Саянский, но отличается большей грубостью терригенного материала (преобладают песчаники с прослоями конгломератов) и представлен не флишоидными, а скорее морскими молассоидными или даже типично молассовыми образованиями. Верхний кембрий в основном выражен зеленоцветными, существенно песчаниковыми толщами, ордовик — пестроцветными конгломерато-песчаниковыми молассами, а согласно залегающий силур в юго-западной части прогиба — серо-, зелено- и красноцветными (вверху) песчано-алеврито-глинисто-карбонатными морскими отложениями, которые к северо-востоку постепенно замещаются красноцветными молассовыми толщами конгломератов, песчаников и алевролитов. Общая мощность верхнего кембрия и ордовика уменьшается по простиранию прогиба к северо-востоку от 3—5 до 2 км, а силура — от 3,5 до 2,5 км.

В небольшом Уйменско-Лебедском прогибе, наложенном на южную часть Кузнецко-Катунского салаирского сооружения, на кембрийском складчатом основании несогласно залегают толщи ордовикских и нижнесилурийских серо-зеленоцветных и частично красноцветных флишоидных отложений песчано-глинистого и мергельно-известнякового состава общей мощностью до 4,5 км, слабо несогласно перекрытые девоном.

В складчатом сооружении Салаира на сплит-кератофировой формации нижнего-среднего кембрия несогласно залегают верхнекембрийские отложения (более 1 км), выраженные переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и туфов и вышележащей толщей известняков. В свою очередь они несогласно¹ перекрываются пестро- и сероцветными песчано-алеврито-глинистыми морскими отложениями с подчиненными им прослоями известняков и горизонтами лав и туфов среднего и кислого состава ордовикского возраста (2—2,5 км), а последние — залегающими трансгрессивно, с конгломератами в основании сланцево-карбонатными толщами силура (до 2—3 км).

В складчатых зонах Горного Алтая (Ануйско-Чуйской, Холзунско-Чуйской, Талицкой, Чарышской) отложения верхнего кембрия — ордовика и силура распространены очень широко. На вулканогенно-кремнисто-карбонатных отложениях нижнего-среднего кембрия здесь согласно залегают горноалтайская флишоидная серия зеленых и фиолетовых слабометаморфизованных глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, реже гравелитов и конгломератов позднекембрийского и тремадокского возраста (до 5 км). Вышележащие ордовикские отложения представлены близкими по составу терригенными толщами, местами включающими горизонты порфиринов и туфов, а в верхней части ордовика — прослой известняков (до 3 км). Нижнесилурийские образования в Ануйско-Чуйском и Чарышском синклинориях сложены толщами чередования песчаников, глинистых сланцев и известняков, а верхнесилурийские — известняками общей мощностью до 1,9—2 км. В Рудном Алтае распространены метаморфизованные терригенные отложения — филлиты, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, метапесчаники и алевролиты предположительно позднекембрийско-ордовикского

¹ Таким образом, в Салаире одноименная эпоха складчатости выражена двумя фазами — предпозднекембрийской и предордовикской.

возраста. Аналогичные терригенные породы, возможно отвечающие горноалтайской серии, обнажаются и в низах разреза Томь-Колыванской зоны.

В самой западной части Алтае-Саянской области, в Чарской зоне, видимый разрез начинается с верхнего силура, выраженного граувакковыми песчаниками, кремнистыми алевролитами, аргиллитами, яшмами и известняками.

Девонские образования — морские и континентальные, осадочные и вулканогенные — пользуются в Алтае-Саянской области очень широким распространением и отличаются большим разнообразием условий формирования. В салаиридах и каледонидах они выполняют наложенные и унаследованные впадины, возникшие в условиях тектономагматической активизации (дейтероорогенеза), имевшей место в начале сингерцинского этапа их постгеосинклинального развития, а в герцинской подобласти участвуют в заполнении эв- и миогеосинклинальных прогибов и Кузнецкого краевого прогиба.

В Кузнецко-Восточно-Саянской салаирской складчатой системе ниже-, средне- и верхнедевонские существенно континентальные образования огромной мощности (до 8—10 км) играют главную роль в заполнении наложенных впадин Минусинского сингерцинского прогиба. Нижний девон залегает в них резко несогласно на различных горизонтах верхнего протерозоя, кембрия и прорывающих их салаирских гранитоидов. В разрезе девона четко различаются две части. Нижний девон и эйфельский ярус среднего девона выражены, согласно И. В. Лучицкому, мощной (до 2—7 км) наземно-вулканогенной базальтовой формацией. В ее нижней части преобладают трахиандезиты, базальты (диабазовые порфириды) и вулканические брекчии, в средней — андезиты (лабрадоровые порфириды), в верхней — базальты (диабазы и диабазовые порфириды). Наряду с туфами в составе формации, особенно в центральных частях впадин, имеются красноцветные конгломераты, песчаники, туфопесчаники, алевролиты и аргиллиты континентального и лагунного генезиса, с остатками растений и рыб, а в верхах также прослой известняков и мергелей с остатками брахиопод. Присутствуют, кроме того, субвулканические щелочные породы — тешиниты, нефелиниты, фонолиты, образующие силлы, дайки и штоки. Одновременно с извержениями (главным образом трещинного и отчасти центрального типа) по периферии Минусинских впадин происходило становление ниже- и среднедевонских интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов, тералитов, габбро-сиенитов.

На юго-западном склоне Восточного Саяна (Кембросаяне), а также на некоторых участках Кузнецкого Алатау и Горной Шории базальтовая формация сменяется одновозрастной ей наземной порфировой формацией, выраженной чередованием лав и пирокластолитов базальтового (диабазы, диабазовые порфириды), андезитового, дацитового (кварцевые альбитофиры, кератофиры), липаритового (кварцевые порфиры) и трахитового состава. С порфировой формацией связаны интрузии щелочных гранитов, граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов.

Вышележащие отложения живетского яруса и верхнего девона в Минусинских впадинах выражены молассовой красноцветной серией конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов континентально-лагунного происхождения с прослоями сероцветных терригенно-карбонатных пород с морской фауной (до 3—5 км). Источниками сноса в девоне являлись зоны поднятий (Кузнецкий Алатау, Восточный и Западный Саян), окружавшие Минусинские впадины.

Девонские образования, выполняющие Тоджинскую и некоторые другие более мелкие наложенные впадины в Центральнотувинской салаирской зоне, близки по условиям залегания и характеру разреза к таковым Минусинских впадин, но отличаются меньшими мощностями и порфировым характером вулканогенной серии нижнего девона — эйфеля. В западной части Северо-Тувинской зоны девонские отложения согласно или трансгрессивно залегают на силурийских, выполняющая унаследованную Тувинскую впадину, а в восточной части зоны несогласно налегают на силур или ордовик.

Нижний девон представлен в Тувинской впадине очень мощной (до 3—4 км) серией наземных вулканитов базальтового, андезитового и липаритового состава (порфировой формацией), переслаивающихся и фациально замещаемых пестроцветными терригенно-обломочными и терригенными толщами конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями известняков.

В отложениях эйфельского яруса (1—3 км) роль вулканитов снижается, а живетский ярус и верхний девон целиком сложены красноцветными терригенными отложениями с остатками рыб и флоры (до 4—5 км). Общая мощность девона достигает 8—9 км.

В каледонском складчатом сооружении Западного Саяна, где девонские образования совместно с верхнесилурийскими участвуют в заполнении небольших Усинской и Чулаксинской наложенных впадин, разрез девона в общих чертах сходен с разрезом Тувинской впадины, но обладает меньшей мощностью. Существенно отлична по сравнению с другими районами каледонид и салаирид общая последовательность девонских образований в Уйменско-Лебедском унаследованном прогибе. Здесь на терригенных отложениях ордовика — низов силура слабо несогласно залегают отложения нижнего и среднего девона, выраженные тремя ритмично построенными толщами, которые начинаются мощными грубообломочными красноцветными континентальными осадками и заканчиваются маломощными глинисто-карбонатными, а четвертый, верхнедевонский, ритм представлен в основном вулканитами андезитодацитового и липаритового состава, перекрытыми красноцветными песчаниками, сланцами и известняками. Общая мощность пород девона до 7—10 км. Они прорываются интрузиями гранитоидов.

В Кузнецком прогибе разрезы девона существенно различаются на разных его крыльях. На восточном крыле, где девонские образования несогласно налегают на кембрий и верхний протерозой салаирид Кузнецкого Алатау, нижний и низы среднего девона выражены красноцветной обломочно-вулканогенной толщей. К живетскому ярусу принадлежит здесь барзасская свита конгломератов, песчаников, аргиллитов с прослоями горючих сланцев и углей (до 0,4 км) — одна из древнейших на Земле угленосных толщ. Верхний девон залегают трансгрессивно и выражен пестроцветными терригенными образованиями. Общая мощность девона составляет 2—3 км.

На южном крыле Кузнецкого прогиба наблюдается постепенное замещение вулканогенных и красноцветных девонских образований карбонатными, а на его западном борту, т. е. на восточном крыле Салаирского антиклинория, нижний девон, согласно залегающий на силуре, выражен чередованием мелководных и относительно глубоководных известняков с остатками кораллов и брахиопод. Средний девон представлен трансгрессивно залегающими терригенно-карбонатными отложениями с горизонтами бокситов в низах и вулканитов основного и среднего состава в живетском ярусе. Верхний девон сло-

жен песчано-глинистой толщей. Общая мощность девона от 3 до 6—7 км. На западном крыле Салаирского антиклинория нижний девон выражен карбонатными, а средний и верхний — черносланцевыми толщами.

В Ануйско-Чуйском унаследованном каледоно-раннегерцинском прогибе на породах ордовика и нижнего силура несогласно залегают континентальные красноцветные и морские серо- и зеленоцветные терригенные (конгломерато-песчано-глинистые) отложения с прослоями известняков раннедевонского и раннеэйфельского возраста. В верхней части эйфельского и в живетском ярусе наряду с пестро- и сероцветными песчано-глинистыми отложениями широко распространены вулканогенные толщи лав, вулканических брекчий и туфов основного (диабазовые порфириты), среднего (андезитовые порфириты) и кислого (фельзиты, кварцевые плагиопорфириты) состава. В верхнем девоне преобладают песчано-сланцевые морские, а в юго-восточной части прогиба — также континентальные отложения с остатками рыб и псилофитов. Общая мощность девона в Ануйско-Чуйском синклинории варьирует от 4—7 км в его северо-западной и средней частях до 8—11 км в юго-восточной (в Чуйском прогибе).

В мегантиклинории Горного Алтая девонские образования выполняют Коргонский грабец-синклинорий в его средней части и небольшие прогибы, наложенные на каледонские структуры в его северо-западной и юго-восточной частях. Как и в мегазоне Рудного Алтая, нижний девон в Горном Алтае отсутствует и разрез девона начинается с несогласно залегающего на породах докембрия, нижнего палеозоя или силура эйфельского яруса, выраженного в Коргонском прогибе терригенно-вулканогенной толщей, с лавами и пирокластолитами преимущественно андезитового и липаритодацитового состава.

Живетский и франкий ярусы, которыми заканчивается разрез, в основном представлены морскими песчано-глинистыми отложениями с прослоями известняков и горизонтами туфов. Девонские образования в Горном Алтае прорываются массивами позднепалеозойских гранитоидов.

В мегазоне Рудного Алтая нижний девон присутствует лишь в его юго-восточной части (Белоубинской зоне), где он выражен карбонатными флишоидными песчано-сланцевыми отложениями (1,5 км) и, возможно, вышележащей вулканогенной толщей кислого и среднего состава. На остальной территории на нижнепалеозойских образованиях несогласно залегают эйфельские, представленные в нижней части конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками, а также туфами и лавами кислого, реже основного состава. В верхней части доминируют кислые вулканы (кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры и их туфы). Мощность пород эйфельского яруса варьирует от 0,5 до 4 км. Живетские отложения отделены от эйфельских перерывом и несогласием, к которому приурочено становление массивов гранитоидов тельбесского комплекса. Образования живетского яруса и верхнего девона выражены как морскими терригенными отложениями (конгломераты, песчаники, аргиллиты) с прослоями известняков, так и сложно сочетающимися с ними лавами, вулканическими брекчиями и туфами основного, среднего и кислого состава общей мощностью от 2 до 4 км.

В Калбинской зоне разрез девона начинается мелководными карбонатно-кремнисто-сланцевыми толщами. В среднем девоне присутствует также толща лав и диабазовых порфиритов, туфов, туфобрекчий и кремнистых пород. Верхний девон выражен более глубоковод-

ной черносланцевой толщей глинистых, углисто-глинистых и глинисто-кремнистых пород, алевролитов, мелкозернистых песчаников (до 3 км).

В разрезе Чарской антиклинальной зоны присутствуют все ярусы девонской системы (общей мощностью до 6 км), выраженные мелководными рифовыми известняками, яшмами, конгломератами, песчаниками, алевролитами, лавами и туфами андезитового и базальтового состава.

Начиная с эйфельского яруса, присутствуют также олистостромовые толщи, включающие обломки, глыбы и пластины пород офиолитового комплекса, а содержащие их гальки конгломераты франского яруса непосредственно налегают на серпентиниты.

В Жарма-Саурском прогибе обнажаются породы живетского яруса и верхнего девона, представленные вулканитами базальтового состава, пестрыми яшмами и терригенными отложениями (песчаники, конгломераты, андезиты) мощностью до 7 км.

В Томь-Колыванской зоне среднедевонские образования, несогласно залегающие на нижнем палеозое, выражены вулканогенными толщами пестрого состава и фациально замещающими их морскими песчано-глинистыми отложениями и известняками. Верхний девон представлен песчано-глинистыми флишоидными отложениями, сменяющимися сверху толщей черных аргиллитов и мергелей. Общая мощность среднего-верхнего девона достигает 5 км.

Отложения карбона, перми и триаса мы рассмотрим совместно. В салаиро-каледонской Кузнецко-Саяно-Тувинской подобласти каменноугольные отложения в основном приурочены к Минусинским и Тувинской впадинам, а пермские и триасовые почти совершенно отсутствуют. В герцинской Салаиро-Алтайско-Иртышской подобласти каменноугольные образования распространены в большинстве зон (кроме Ануйско-Чуйской и Горного Алтая), а породы перми и нижнего триаса присутствуют в Кузнецком краевом прогибе и Жарма-Саурской зоне.

В Минусинских впадинах в разрезе карбона и перми выделяют два литолого-стратиграфических комплекса. К турнейскому и визейскому ярусам относятся сероцветные мелководно-морские континентальные отложения, представленные чередованием известняков, песчаников, алевролитов, аргиллитов и туфитов (1—2 км). Выше залегает лимническая угленосная серия (0,5—1 км) песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями конгломератов и несколькими десятками пластов углей, с остатками флоры, позволяющими отнести различные ее горизонты к серпуховскому ярусу нижнего карбона, среднему и верхнему карбону, а верхнюю часть серии в Южно-Минусинской впадине — к нижней перми.

В Тувинской впадине согласно, трансгрессивно или даже несогласно на различных горизонтах девона залегают нижнекаменноугольные существенно терригенные, прибрежно-морские и континентальные пестроцветные отложения, выраженные песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями конгломератов, оолитовых и пелитоморфных известняков с остатками рыб и флоры, а также горизонтами туфов и туфитов. Верхнюю часть разреза слагает песчано-глинистая угленосная лимническая толща (0,5 км) с остатками растений, позволяющими отнести ее к верхам нижнего, среднему и верхнему карбону. Каменноугольные терригенные молассовые толщи близкого типа завершают также разрез Усинской и Чулаксинской наложенных впадин в каледонском складчатом сооружении Западного Саяна.

Наиболее полным и мощным разрезом карбона, перми и нижнего триаса характеризуется Кузнецкий краевой прогиб. К турнейскому и визейскому ярусам здесь относится согласно залегающая толща мелководно-морских отложений — главным образом известняков с подчиненными им песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями (0,5—1 км). Выше залегает очень мощный (5—8 км) терригенный лимно-паралический угленосный комплекс, возраст которого, судя по содержащимся в разных его горизонтах остаткам фауны (пелеципод, гастропод, остракод, а в морских отложениях низов серии — также брахиопод и мшанок) и флоры (папоротниковых, кордаитов, членистостебельных и пр., принадлежащих Тунгусской, или Ангарской, палеофитогеографической области), отвечает верхам нижнего карбона — верхней перми. Основание угленосного комплекса образует безугольная, с базальным конгломератом, острогская свита песчано-алеврито-глинистых отложений (0,5 км), накопившихся в мелководно-морских и прибрежных условиях, по остаткам фауны относимая к серпуховскому ярусу. Выше следует балахонская серия терригенных отложений (1—2,5 км), содержащая более 30 рабочих угольных пластов; некоторые из них достигают 10—20 м. По остаткам флоры она относится к среднему-верхнему карбону и низам перми.

К нижней перми принадлежит и вышележащая практически безугольная кузнецкая песчано-глинистая свита с конкреционными прослоями и линзами карбонатных пород (0,5—1 км). Разрез угленосного комплекса завершает верхнепермская кольчугинская серия (3—3,5 км), включающая более 50 угольных пластов рабочей мощности (до 10 м). В целом угленосный комплекс Кузнецкого бассейна состоит преимущественно из сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов при резко подчиненной количественной роли гравелитов, карбонатных пород диагенетического происхождения (прослой, линзы и конкреции сидеритового, анкеритового и кальцитового состава), а также углей.

В чередовании типов пород четко выявляется ритмичность нескольких порядков, отражающая многократные колебания фациально-палеогеографических обстановок на площади бассейна, — от пролювиальных и аллювиально-дельтовых до болотных и озерных, а в отдельные моменты — и прибрежно-морских. Снос терригенного материала в Кузнецкий прогиб происходил, вероятно, с окружавших его почти со всех сторон сравнительно невысоких поднятий. Главными факторами, благоприятствовавшими угленакплению в Кузнецком и Минусинском бассейнах, являлись их расположение в течение всего позднего палеозоя в северной гумидной умеренной климатической зоне и устойчивое погружение полузамкнутых впадин, более интенсивное и глубокое в Кузнецком бассейне, что обусловило значительно большую мощность угленосного комплекса в последнем, большее количество мощных и довольно хорошо выдержанных угольных пластов и более высокую степень углефикации (наличие коксующихся углей). По запасам углей Кузнецкий бассейн в несколько раз превосходит Донецкий, а сравнительно пологое залегание угольных пластов во внутренней части бассейна позволяет эксплуатировать их открытым способом или с помощью относительно неглубоких шахт.

Угленосный комплекс в Кузнецком прогибе согласно перекрывается безугольной мальцевской свитой зеленовато-серых и буроватых песчаников, туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов с линзообразными прослоями конгломератов (0,5—0,7 км), с остатками растений и остракод, позволяющих отнести ее к нижнему триасу. Породы нижнего

триаса прорываются мощными силлами (до 120 м) и дайками палеобазальтов, которые как примесь базальтовых пеплов в отложениях мальцевской свиты являются отголосками мощного траппового магматизма в Тунгусской впадине Сибирской платформы.

Нижекаменноугольные (турне-визейские) морские отложения завершают разрез герцинских складчатых зон, прилегающих к Кузнецкому краевому прогибу с запада и северо-запада. В Салаирской зоне они выражены согласно залегающими на девоне аргиллитами и известняками, а в Томь-Кольванской зоне — флишондными песчано-сланцевыми отложениями (до 1,5 км), также согласно сменяющими верхнедевонские. Смятые в складки породы девона — нижнего карбона прорываются в районе Новосибирска телами позднепалеозойских гранитоидов.

Широко развиты породы нижнего карбона в различных зонах Иртыш-Зайсанской герцинской складчатой системы. В некоторых из них более ограниченно распространены также образования среднего-верхнего карбона — перми и нижнего триаса. В мегазоне Рудного Алтая нижний карбон, согласно или с перерывом залегающий на девоне, выражен изменчивыми толщами морских терригенных песчано-алевритоглинистых отложений, с прослоями известняков, которые чередуются и фациально замещаются кремнистыми и вулканогенными толщами, состоящими из туфов и лав кислого, среднего и основного состава (до 2—4 км). Во второй половине визейского века произошло поднятие, сопровождавшееся складчатыми деформациями и становлением гранитоидов саурского комплекса.

Более молодые каменноугольные и пермские образования выполняют на Рудном Алтае сравнительно небольшие наложенные впадины. К серпуховскому ярусу, среднему и, возможно, верхнему карбону относится несогласно, с базальными конгломератами залегающая толща терригенных пород с остатками флоры, чередующихся с туффитами, туфами и лавами кислого состава (кварцевые альбитофиры) мощностью до 0,8 км. В свою очередь она отделена перерывом и несогласием, к которому приурочено внедрение массивов гранитоидов змеиногогорского комплекса, от толщи лав и туфов кислого и среднего состава, туфопесчаников, туфоконгломератов (до 1,8 км), условно относимой к верхам карбона — нижней перми. Накопление и деформации этой толщи завершились становлением самого позднего в Иртыш-Зайсанской системе калбинского комплекса гранитоидов.

В Калбинской зоне к турнейскому и нижней части визейского яруса относится верхняя половина аспидной черносланцевой серии аргиллитов, углистых аргиллитов и алевролитов (до 4 км), сменяемая сверху флишондными толщами полимиктовых песчаников, алевролитов и туффитов поздневизейского и серпуховского возраста (2—3 км). В отдельных мульдах сохранились также несогласно залегающие молассовые грубообломочные с прослоями углей толщи среднего-верхнего карбона (до 1,5 км) и кислых наземных вулканитов верхнего карбона — нижней перми (до 1 км). Все породы Калбинской зоны прорваны крупными телами пермских слюдяных гранитов калбинского интрузивного комплекса.

В Чарской зоне трансгрессивно залегающие на девоне фациально изменчивые визейские отложения выражены лавами и туфами среднего, кислого и основного состава, рифовыми известняками, кремнистыми, песчано-глинистыми отложениями и олистостромовыми горизонтами (до 1,5—3 км). К серпуховскому ярусу относятся туфопесчаники и песчаники (2—2 км), а к среднему-верхнему карбону в не-

которых наложенных прогибах — несогласно залегающие серо- и пестроцветные грубообломочные континентальные молассовые отложения (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты), потоки андезитобазальтов, а также олистостромы с обломками и пластинами пород серпентинитового меланжа (до 5 км).

В Жарминско-Саурской зоне нижний карбон представлен очень мощными (более 5 км) эффузивно-осадочными толщами, состоящими из андезитовых и андезитобазальтовых лав и туфов, чередующихся с туфогенными, кремнистыми и терригенными отложениями, содержащими остатки фауны и флоры. К среднему и верхнему карбону относятся несогласно залегающие в нескольких наложенных мульдах и вулканотектонических впадинах наземные вулканические толщи кислого и среднего состава (2—3 км). В юго-восточной части зоны, в Кендерлыкской мульде, присутствуют ниже-верхнепермские и нижнетриасовые молассовые конгломерато-песчано-глинистые толщи с прослоями горючих сланцев и каменных углей, с остатками рыб и флоры (до 2—2,5 км). В северо-западной части зоны, в горах Семейтау, к верхней перми — нижнему триасу относится одноименный вулканоплутонический комплекс, представленный субщелочными вулканиками контрастного (базальт-липаритового) состава и комагматичными им интрузивными образованиями.

Более молодые мезозойские отложения юрского и отчасти мелового возраста формировались в связи с охватившей многие районы Алтае-Саянской области тектонической активизацией, главным образом в пределах «подновленных» в середине мезозоя эпикаледонских и позднегерцинских впадин и прогибов. К ним относятся в салаирокаледонской подобласти Кызыльская мульда в восточной части Тувинской впадины и Северо-Минусинская впадина, а в герцинской подобласти — Кузнецкий краевой прогиб и Кендерлыкская мульда в хр. Саур. Присутствующие в этих депрессиях ниже- и среднеюрские отложения залегают с размывом и несогласием на различных горизонтах триаса, перми, карбона и девона и выражены континентальными терригенными толщами, состоящими из конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, изредка мергелей и известняков аллювиально-пролювиального, озерного и болотного генезиса, повсеместно заключающими пласты и тонкие прослои бурых углей. Мощность юрских отложений в Кызыльской впадине достигает 1,5—2 км, в Кузнецкой — 0,8—1 км. В Кендерлыкской мульде угленосная толща лейаса перекрывается красноцветной с конгломератами в низах толщей мела.

Кайнозойские континентальные отложения в Алтае-Саянской области приурочены преимущественно к нескольким наложенным впадинам, заложенным и углублявшимся в ходе неотектонической активизации (позднекайнозойского дейтероорогенеза) — Зайсанской, Чуйской, Убсунурской, Тункинской. Они имеют палеогеновый, неогеновый и четвертичный возраст и достигают максимальной мощности 1,5—2 км в Зайсанской и 2—3 км в Тункинской впадине. Последняя будет рассмотрена в разделе «Байкальская область».

В Зайсанской впадине к палеогену принадлежат толщи коричнево-красных и пестроцветных глин, алевритов и песков с остатками моллюсков, остракод, рыб, черепах, крокодилов и млекопитающих и широколиственной, а в верхах разреза — листопадной флоры (до 0,5 км).

Неоген выражен миоценовыми озерными зелеными глинами с линзами песков и мергелей, песками и алевритами и красно-бурыми гли-

нами с прослоями песков, с остатками моллюсков и млекопитающих, в том числе гиппарионовой фауны в верхах (до 1 км) и плиоценовыми аллювиальными галечниками, песками и красноцветными известковистыми глинами (до 0,2—0,5 км). В Чуйской впадине олигоцен выражен красно-бурыми глинами, а неоген — глинами, суглинками, мергелями, водорослевыми (строматолитовыми) и ракушечными известняками, песками и галечниками озерного и аллювиального происхождения.

На Рудном Алтае и в Қалбинской зоне к неогену относятся озерные пестроцветные глины и пески, а также аллювиальные отложения (галечники, пески, суглинки), заполняющие погребенные плиоценовые долины. Плейстоцен в Чуйской впадине выражен несколькими горизонтами озерных и ледниковых отложений. Аллювиальные флювио- и лимногляциальные и моренные антропогенные отложения широко распространены во многих районах Горного Алтая, Саян и Тувы, которые неоднократно охватывались мощным оледенением. В Восточной Туве, восточной части Восточного Саяна и Хамар-Дабане присутствуют многочисленные потоки и фрагменты лавовых покровов базальтов неогенового, плейстоценового и голоценового возраста.

Магматизм

Древнейшие в Алтае-Саянской области вулканические образования, подвергшиеся метаморфическим изменениям, а также продукты их гранитизации входят в состав доверхнерифейского фундамента, обнажающегося в основном в восточной ее части, в пределах Тувино-Северомонгольского массива и Протеросаяна. Мощные и разнообразные проявления магматизма связаны с различными стадиями салаирского тектономагматического цикла — от позднего рифея до второй половины кембрия. Начальной фазе раздробления доверхнерифейского континентального фундамента и заложения грабенообразных прогибов отвечают бимодальные вулканы и связанные с ними интрузивные тела базит-ультрабазитового и кислого субщелочного состава поздне-рифейского возраста в Дархат-Хубсугульском районе Тувино-Северомонгольского остаточного срединного массива (в пограничном с СССР районе МНР).

В районах, где раздробление и растяжение блоков континентальной коры привело к возникновению раздвиговых зон той или иной ширины с новообразованной корой океанического типа, к позднему рифею — венду относится формирование ультрабазитов, габброидов, дайкового комплекса и базальтовых покровов офиолитовой ассоциации, выступающих в виде множества мелких тектонических блоков среди венд-среднекембрийских вулканогенно-осадочных толщ. В зонах полного (?) отсутствия континентального фундамента продукты подводного вулканизма этого возраста выражены диабазами, спилитами, их гиалокластитами и брекчиями, а также тесно связанными с ними силицитами. В зонах значительной деструкции континентального субстрата наряду со спилитами формировались кератофировые и андезитобазальтовые толщи, а в зонах, где эта деструкция была относительно слабой, — толщи лав и пирокластолитов базальт-андезит-липаритового состава (Таннуольская зона). Завершение салаирского геосинклинального цикла было ознаменовано становлением в течение среднего и позднего кембрия многочисленных массивов габбро-диорит-гранодиоритового и габбро-плагиогранитного состава (таннуольский

интрузивный комплекс Тувы и его аналоги в Кембросаяне, Кузнецко-Катунском сооружении и пр.).

Каледонский тектонический цикл, начавшийся в позднем кембрии и завершившийся в силуре, отличался почти полной авулканичностью. Незначительные проявления вулканитов среднего и кислого состава известны в немногих местах (в ордовике Салаирского кряжа и верхнем силуре Западного Саяна). Замыкание каледонских геосинклиналей Западного Саяна и Горного Алтая сопровождалось внедрением в конце силура — начале девона интрузий гранодиоритов, плагиогранитов, а также биотитовых и лейкократовых гранитов.

В раннем девоне, а местами в эйфельском веке среднего девона начинается герцинский тектономагматический цикл, проявившийся в пределах зон салаирской, каледонской консолидации и в герцинских геосинклинальных прогибах. Повсеместно он начался с сильного прогрева верхней части мантии, в которой образовались очаги плавления, раздробления и растяжения континентальной коры; масштаб этих процессов оказался максимальным в Иртыш-Зайсанской геосинклинальной системе, где возникла Чарская зона раздвига с новообразованной (или «подновленной») корой океанического типа, о чем свидетельствует досреднедевонская (или более древняя?) офиолитовая ассоциация. В пределах салаирид Кузнецко-Восточносаянской системы и Тувы герцинский магматизм, связанный с их тектономагматической активизацией, был относительно непродолжительным и проявился преимущественно в наземных извержениях в течение раннего девона и эйфельского века и становлении комагматичных этим вулканитам, но обладающих несколько более щелочным составом интрузивных тел. В Минусинских впадинах вулканиты представлены базальтами, трахибазальтами, андезитами и отчасти нефелинитами и фонолитами, а сопутствующие интрузивы — габбро-сиенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. В Тувинской и Тоджинской впадинах, а также в пределах Кембросаяна и на крыльях Кузнецкого Алатау вулканиты имеют более разнообразный — базальт-андезит-трахит (или дацит)-липаритовый — состав («порфи́ровая формация»), а сопутствующие им интрузивы в двух последних районах выражены щелочными гранитами, граносиенитами и нефелиновыми сиенитами.

Зоны каледонид, испытавшие раннегерцинскую тектономагматическую регенерацию, — Ануйско-Чуйская, Горно- и Рудноалтайская — были охвачены вулканизмом, в основном протекавшим в подводных условиях, лишь в начале среднего девона — в эйфельском веке, причем в первых двух районах извержения продуктов среднего, кислого и реже основного состава закончились уже к концу среднего девона. В мегазоне Рудного Алтая, напротив, вулканическая активность продолжалась в позднем девоне и раннем карбоне, а на отдельных участках — также в среднем-позднем карбоне и ранней перми.

Наиболее длительно — от раннего или среднего девона до позднего карбона в Чарской зоне и до поздней перми и раннего триаса в Жарминско-Саурской зоне — продолжались извержения продуктов основного, среднего, кислого состава во внутренней части Иртыш-Зайсанской герцинской системы. В самом конце герцинского цикла вулканиты приобрели субщелочной характер.

На некоторых стадиях герцинского цикла в разных зонах Иртыш-Зайсанской геосинклинальной системы и регенерированных в герцинском цикле каледонидах Горного Алтая происходило становление многочисленных крупных массивов гранитоидов и гранитов. Главные интрузивные комплексы гранитоидов относятся к среднему девону

(тельбесский), карбону (саурский и змеиногорский) и перми (калбинский); породы последнего — двуслюдяные и мусковитовые граниты и граносиениты — отличаются повышенной щелочностью с преобладанием калия.

К наиболее поздним проявлениям магматизма в Алтае-Саянской области, генетически не связанным с ее предшествующей тектономагматической эволюцией, относятся раннетриасовые силлы и дайки, являющиеся «отзвуками» синхронного траппового магматизма в западной части Сибирской платформы, на Таймыре и в ряде районов Западно-Сибирской плиты, а также неогеновые и четвертичные базальтовые покровы, потоки, вулканические аппараты, дайки и некки в восточной части области, возникшие в связи с вовлечением ее в процесс континентального рифтогенеза на юго-западном фланге Байкальского рифтового пояса.

Основные этапы развития

В тектоническом развитии Алтае-Саянской области различают три главных мегаэтапа: 1) допозднерифейский, предшествующий заложению в ее пределах геосинклинальных систем Урало-Монгольского подвижного пояса (условно назовем его догеосинклинальным); 2) позднерифейско-раннетриасовый, охватывающий время геосинклинального развития этого пояса, и 3) мезокайнозойский, соответствующий времени постгеосинклинального развития территорий этого пояса, входящих в Алтае-Саянскую область.

В рамках огромного по протяженности допозднерифейского мегаэтапа, по-видимому, можно выделить два крупнейших этапа, примерно отвечающих архею и протерозою. О древнейшем, архейском, этапе, документированном глубокометаморфизованными комплексами гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев лишь в самой северо-восточной части области (Верхнеканский, Гарганский выступы), трудно добавить что-либо к сказанному в части I учебника относительно архейского этапа развития соседней Саяно-Енисейской метаплатформенной области и Сибирской платформы. В общем это был этап формирования протоконтинентальной коры, протекавший в специфических негеосинклинальных условиях ее высоких теплового режима и подвижности (пермобильности).

В протерозойском (допозднерифейском) этапе мы можем судить на основании более представительных данных об образованиях этого возраста, однако также почти целиком относящихся к восточной части Алтае-Саянской области. Достоверность наших суждений ограничивается также спорностью возраста многих метаморфических комплексов. Несомненно, что в пределах восточной части рассматриваемого региона на протяжении раннего и значительной части позднего протерозоя существовала протогоэосинклинальная область. Отдельные участки ее различались по характеру накапливавшихся в них формаций — осадочно-вулканогенных (Протеросаян, Хамар-Дабан) или чисто осадочных, терригенно-карбонатных (нижний протерозой Сангилен).

Судя по большему метаморфизму нижнепротерозойских образований (амфиболитовая фация) по сравнению с ниже-среднерифейскими (обычно зеленосланцевая фация), можно предполагать проявления тектонотермальных событий в конце позднего протерозоя. Однако последние не завершили развитие протогоэосинклинальной области; по крайней мере некоторые ее прогибы продолжали существовать, подобно тому, как это имело место в области Казахского нагорья в первой

половине рифея, и испытали финальную складчатость, метаморфизм и воздействие гранитоидов лишь перед средним или даже перед поздним рифеем (в дальсландскую, или исседонскую, эпоху).

Таким образом, к началу позднего рифея, по крайней мере в восточной части Алтае-Саянской области, окончательно сформировался тот гетерогенный метаморфический континентальный фундамент, на котором вскоре после этого началось заложение структур Урало-Монгольского подвижного пояса. Геосинклинальный (или частично сингеосинклинальный в зонах относительно ранней консолидации) мегаэтап его развития в пределах территории Алтае-Саянской области, как уже говорилось, продолжался с позднего рифея — венда до перми и даже раннего триаса. В этом мегаэтапе в зависимости от принимаемых критериев можно выделить два или три главных этапа (цикла). Если взять за основу главные эпохи, в течение которых происходило отмирание части геосинклинальных прогибов и они подвергались интенсивным деформациям сжатия, то в развитии Алтае-Саянского региона Урало-Монгольского пояса следует признать существование трех основных этапов, завершившихся соответственно салаирской эпохой деформаций (складчатость перед поздним кембрием, а местами также повторно перед ордовиком), каледонской (в середине и конце силура) и герцинской (в раннем карбоне, позднем палеозое и самом начале мезозоя).

Если же исходить из явлений деструкции (раздробления и растяжения) ранее существовавшей коры как показателей начала нового тектонического цикла, то станет очевидным наличие в геосинклинальном развитии Алтае-Саянской области лишь двух главных тектономагматических этапов или циклов — салаиро-каледонского (поздний рифей — силур) и герцинского (девон — самое начало мезозоя), начинавшихся взламыванием и растяжением коры и завершавшихся ее прогрессирующим сжатием и консолидацией. С этой точки зрения салаирская эпоха складчатости завершила собой лишь первый, ранний подэтап (подцикл) в сложном салаиро-каледонском цикле, поскольку за ней не последовала фаза сильной деструкции и тектономагматической активизации, сравнимая с имевшей место в раннем-среднем девоне, и, напротив, произошло даже резкое ослабление вулканической активности.

Принятие за основу периодизации тектонической истории Алтае-Саянской области второго критерия (эпох деструкции в начале нового «цикла») облегчает ее сопоставление с развитием Тянь-Шаньской и Казахстанской областей, в геосинклинальном развитии которых также выделяются два цикла — каледонский и герцинский, разделенные эпохой деструкции в первой половине девона.

Деструкция континентальной коры, происходившая в позднем рифее — венде, с разной интенсивностью проявлялась в разных районах Алтае-Саянской области. В наименьшей мере она затронула ее северо-восточную окраину — зону Протеросаяна, где в венде — раннем-среднем кембрии возник (или возродился) авулканический Манский прогиб, район Батенёвского кряжа в центральной части будущего Минусинского прогиба, где, возможно, находился небольшой жесткий массив, погребенный под кембрийским карбонатным чехлом, — а также территорию расположенного в юго-восточной части области более обширного остаточного Тувино-Северомонгольского срединного массива. В его внутренней части на раздробленном континентальном фундаменте образовался рифтоподобный Дархат-Хубсугульский прогиб, а на его северо-западной, также разбитой разломами окраине (в Тан-

нуольской зоне) происходили извержения вулканитов основного, среднего и кислого состава, выплавлявшихся как из мантийных, так и из внутрикоровых очагов.

На ряде других участков области, где континентальная кора подверглась более сильному растяжению, была утоньшена, раздроблена и местами расчленена сравнительно узкими раздвиговыми зонами с новообразованным базит-гипербазитовым ложем, в частности в Кембросаянской, Кузнецко-Катунской, Салаирской зонах, происходили подводные извержения, сформировавшие спилит-кератофировую формацию и вышележащие кремнисто-туфогенно-терригенно-карбонатные отложения, накапливавшиеся в обстановке окраинных морей и островных дуг. Наконец, в некоторых районах области в результате более значительного раздвига континентальных блоков возникли более широкие зоны (рвы, бассейны) с корой океанического типа, меланократовый фундамент которых в венде — раннем кембрии был перекрыт диабаз-спилитовой формацией и вышележащими толщами силицитов, туфогенно-терригенных отложений (в том числе турбидитов) и олистостром. Примечательно, что подобные зоны, испытавшие в начале геосинклинального цикла наибольшее растяжение, ранее других стали подвергаться сжатию с развитием олистостром, шарьяжей, меланжа и пр. К числу подобных зон (мегазон) относятся Западносаянская и, возможно, Горноалтайская.

По мнению некоторых исследователей, полоса с новообразованной (?) океанической корой непрерывно продолжалась на запад, в восточную часть Казахского нагорья (в этом случае к ней принадлежала и Чарская офиолитовая зона, по мнению других исследователей, возникшая лишь в девоне), и по своей ширине приближалась к бассейнам океанического типа; эту концепцию, однако, нельзя считать достаточно обоснованной.

Растяжение земной коры в салаирских эв- и миогеосинклинальных прогибах и срединных массивах на протяжении раннего-среднего кембрия постепенно ослабевало, начало чередоваться и латерально сочетаться с проявлениями сжатия и, наконец, на рубеже среднего-позднего кембрия сменилось общим горизонтальным сжатием, приведшим к формированию складчато-надвиговой структуры салаирских складчатых сооружений Кузнецко-Восточносаянской системы, северо-западной окраины Тувино-Северомонгольского массива, краевых зон Западно-Саянской системы и пр. В процессе горизонтального сжатия в основном были «закрыты» и подверглись раздавливанию, превратившиеся в зоны развития офиолитовой ассоциации и серпентинитового меланжа, ранее возникшие раздвиговые зоны с корой океанического типа. Зоны салаирид испытали общее поднятие и стали ареной предпозднекембрийского и позднекембрийского гранитоидного магматизма.

Начало второго, собственно каледонского подэтапа («подцикла») салаиро-каледонского «цикла» в развитии Алтае-Саянской области, охватывающего поздний кембрий, ордовик и силур в некоторых зонах, где проявилась салаирская складчатость, было ознаменовано возобновлением погружений (Тувинский, Уйменско-Лебедский прогибы, Салаир). В других зонах, где салаирские деформации не имели места, погружения без перерыва продолжались в течение кембрия и ордовика (Горный Алтай). Однако и в том и в другом случае почти повсеместно переход от среднего к позднему кембрию был ознаменован резкой сменой типов отложений в геосинклинальных и пригеосинклинальных прогибах — с вулканогенно-кремнисто-туффиито-карбонатных на существенно терригенные отложения флишоидного (в позднем

кембрии — раннем силуре) и молассоидного (главным образом в позднем силуре, а в некоторых зонах — начиная с ордовика) типов. Обилие терригенного материала было обусловлено резким возрастанием площади зон поднятия и размыва после салаирской эпохи складчатости, а почти полная авулканичность отложений — относительным охлаждением верхней части мантии и отсутствием значительных проявлений горизонтального растяжения в ордовике и силуре.

Интенсивные позднекаледонские деформации сжатия, проявившиеся в середине и конце силура, привели к возникновению складчато-надвиго-покровной структуры сооружения Восточного Саяна, по мнению некоторых исследователей (Н. Л. Добрецов), продолжавшегося на восток вплоть до Главного Восточно-Саянского разлома, Горного, Рудного Алтая, и повторной складчатости в Салаирской зоне и сопровождались становлением позднесилурийского комплекса гранитоидов в некоторых из этих зон. Салаириды и каледониды (включая зоны Горного, Рудного Алтая и Салаира) спаялись с досалаирскими массивами и складчатыми зонами на востоке Алтае-Саянской области в единый гетерогенный консолидированный мегаблок, испытавший на рубеже силура и девона почти повсеместное поднятие.

Герцинский цикл развития Алтае-Саянской области начался с повсеместной, хотя и неравномерной по интенсивности деструкции континентальной коры, которая произошла в раннем — начале среднего девона. Ее растяжение и раздробление сопровождалось, а возможно, даже были в значительной мере обусловлены значительным прогревом верхней мантии и нижней части коры, приведшим к возникновению в них обширных магматических очагов. В восточной части Алтае-Саянской области, в пределах некоторых досалаирских массивов, салаирид и наложенных на салаириды среднепалеозойских прогибов, возник или обособился ряд ограниченных сбросами и субизометричных и брахиморфных впадин (Минусинские, Тувинская, Тоджинская и др.), глубокое погружение которых компенсировалось накоплением основных, реже средних и кислых продуктов мощных наземных извержений, и одновременно происходило становление субщелочных и щелочных интрузий.

В более западной части области, занятой каледонскими складчатыми зонами (Салаир, Ануйско-Чуйская зона, Горный и Рудный Алтай), в девоне по существу произошла регенерация геосинклинальных прогибов, погружение которых продолжалось до конца девона или до раннего карбона, сопровождаясь (за исключением Салаирской зоны) мощными подводными извержениями вулканитов различного состава. При этом в отличие от восточной части Алтае-Саянской области вулканическая деятельность, а на Горном и Рудном Алтае — и регенерация геосинклинальных прогибов, произошла не в раннем, а начале среднего девона. Наконец, в самой западной части области, т. е. во внутренних зонах Иртыш-Зайсанской герцинской геосинклинальной системы, где каледонская складчатость, возможно, не проявилась, а среднепалеозойские геосинклинальные прогибы были унаследованы от раннепалеозойских, горизонтальное растяжение в раннем девоне, вероятно, было столь значительным, что привело не только к утоньшению и раздроблению континентальной коры и глубокому погружению, сопровождавшемуся вспышками базальтового вулканизма (в Жарминской и Калбинской зонах в девоне), но и к полному ее разрыву и новообразованию (или подновлению) рва с корой океанического типа в осевой Чарской зоне. Примечательно, что в дальнейшем Чарская зона, подобно многим другим раздвиговым зонам с корой океаниче-

ского типа, уже с начала среднего девона (т. е. вскоре после предполагаемого раздвига) стала проявлять признаки сжатия, раздавливания и выжимания офиолитового комплекса, породы которого начали подвергаться размыву и переотложению в олистостромовых толщах.

Наиболее ранние, после раннедевонской деструкции, деформации сжатия (тельбесские движения) имели место в среднем девоне также в мегазоне Рудного Алтая. В дальнейшем импульсы сжатия неоднократно повторялись, постепенно усиливаясь и распространяясь на все большие территории герцинской подобласти. После саурской фазы сжатия (в раннем карбоне), сыгравшей важную роль в формировании складчато-надвиговой структуры Горного и Рудного Алтая, Салаира и Томь-Кольванской зоны и превратившей эти сооружения в зоны почти повсеместного воздымания, интенсивное погружение вплоть до конца перми — начала триаса продолжалось в Кузнецком краевом прогибе, заполнявшемся угленосными континентальными молассами, терригенный материал которых поступал со всех окружавших его поднятий, и во внутренних зонах Иртыш-Зайсанской геосинклинальной системы, где происходило накопление флишoidных, молассовых (частично угленосных) и вулканогенных толщ пестрого состава. При этом до конца карбона в Чарской зоне периодически возобновлялись рост асимметричного приразломного линейного поднятия, в ядре которого обнажался офиолитовый комплекс, и его надвигание (вплоть до шарьирования) на смежную Жарминскую зону.

Импульсы сжатия в девоне, карбоне и перми сопровождались становлением (главным образом в пределах разных зон Алтая и Калбы) нескольких генераций гранитоидов. Последняя фаза сжатия, завершившая формирование складчато-надвиговой структуры Иртыш-Зайсанской позднегерцинской складчатой системы, а также Кузнецкого прогиба и зон сочленения с надвинутыми на него Салаирским и Томь-Кольванским сооружениями, имела место скорее всего в конце раннего триаса (а может быть, и в конце триаса?). Примечательно, что этой фазе сжатия непосредственно предшествовала фаза некоторого растяжения в начале триаса, о котором свидетельствует проявление траппового магматизма в Кузнецком прогибе.

Позднегерцинские деформации сжатия имели место не только в западной части Алтае-Саянской области, где они привели к формированию линейных складчато-надвиговых, а в некоторых зонах также шарьяжных (Чарская зона, южный фланг Томь-Кольванской зоны) и сдвиговых структур (Иртышская зона смятия), но и в ее восточной части, где в сингерцинском вулканогенно-молассовом комплексе Минусинских, Тувинской и других впадин (иначе говоря, в чехле массива ранней, салаиро-каледонской консолидации) возникли складчатоглыбовые, брахиморфные и субизометричные в плане и обычно коробчатые в поперечном сечении структуры. Существенному короблению, очевидно, подверглись и зоны обрамлявших эти впадины поднятий.

По-видимому, в среднем (?) триасе Алтае-Саянская область вступила в постгеосинклинальный мегаэтап своего развития, в целом характеризовавшийся преобладанием на ее площади дифференцированных поднятий и зон денудации слабой или умеренной интенсивности.

Дважды — в ранней-средней юре и в позднем кайнозое — периоды сравнительно спокойного развития прерывались эпохами тектонической активизации (дейтероорогенеза). О юрской эпохе активизации свидетельствуют лишь сохранившиеся от последующего размыва континентальные молассового типа угленосные отложения в ряде впадин, в основном унаследовавших расположение средне-позднепалео-

зойских и раннетриасовых прогибов. Позднекайнозойская активизация выражена не только в возникновении ряда впадин (наиболее глубокие из которых в отличие от юрских являются новообразованными, наложенными), но и в формировании средне- и высокогорного рельефа зон поднятий, повышенной сейсмичности, а в самой восточной части области, где новейшие деформации протекали в условиях некоторого горизонтального растяжения коры,— и базальтовых излияниях.

Полезные ископаемые

Алтае-Саянская область богата различными рудными и некоторыми нерудными полезными ископаемыми, а также содержит огромные запасы каменного угля.

Из месторождений черных металлов наибольшее значение имеют контактово-метасоматические месторождения железных, главным образом магнетитовых, руд, размещенные среди осадочно-вулканогенных образований венда — среднего кембрия в салаиридах, прорванных массивами позднекембрийских гранитоидов и плагиогранитов, а также девонских граносиенитов и сиенитов. Наиболее крупные месторождения, служащие рудной базой Кузнецкого металлургического комбината, размещены в пределах Горной Шории (Таштагол, Шершегеш, Тельбес и др.), южной части Кузнецкого Алатау, Кембросаянской зоны. Железорудные месторождения имеются также в Сангиленском поднятии (магнетит-гематитовые руды осадочно-метаморфического происхождения, связанные с железистыми кварцитами нижнего протерозоя), в Горном Алтае (гематитовые и магнетитовые руды эксгальционно-осадочного и контактово-метасоматического генезиса в девонских осадочно-вулканогенных образованиях Горного Алтая — Коргонское, Холзунское, Инское, Белореченское).

Месторождения и проявления никеля, хромита, а из нерудных ископаемых также асбеста и талька приурочены к выходам ультрабазитов офиолитовой ассоциации в юго-восточной части Восточного Саяна (Ильчир), в Туве, разных зонах Западного Саяна, а также в Чарской зоне. Многочисленные (несколько сотен) гидротермальные месторождения сульфидных руд свинца, а также меди, серебра и барита, размещенные в средне- и верхнедевонских вулканогенных толщах кислого и среднего состава и связанные с малыми интрузиями, образуют крупный полиметаллический пояс в пределах Рудного Алтая, в том числе в пределах Иртышской зоны смятия (Лениногорское, Зыряновское, Змеиногорское, Белоусовское, Березовское и другие месторождения). Некоторые месторождения в этом поясе разрабатываются с XVIII в.

В Горном Алтае известны редкометалльные месторождения вольфрамовых и молибденовых руд скарнового генезиса, связанные с контактовыми зонами гранитных массивов.

К Калба-Нарымской зоне приурочен пояс оловянно-вольфрамовых месторождений (Чердоjak, Кызыл-Аскер, Бай-Мурза и др.), а к ее юго-западному флангу — гидротермальные месторождения золота, полиметаллов, ртути, мышьяка.

К месторождениям алюминия относятся залежи бокситов, приуроченные к карбонатным рифейским отложениям юго-восточной части Восточного Саяна (Боксонское месторождение), среднедевонским карбонатным отложениям и палеогеновой коре выветривания в Салаирской зоне. Алюминиевым сырьем могут служить также нефелиновые сиениты девонского возраста в пределах салаирид восточной части области.

Из нерудных ископаемых, помимо упомянутых выше месторождений асбеста и талька, следует упомянуть месторождения графита (Ботогольское месторождение в одноименном массиве щелочных пород), флогопита и мрамора (Слюдянское месторождение в породах слюдянской нижнепротерозойской серии Хамар-Дабана), фосфоритов (в терригенно-карбонатных отложениях венда — нижнего кембрия некоторых районов салаирид). Следует отметить, что непосредственно к югу от границы СССР в Северной Монголии расположен крупнейший Хубсугульский фосфоритоносный бассейн, приуроченный к вендским доломитам Дархат-Хубсугульской грабенообразной впадины.

Угленосность в Алтае-Саянской области связана с рядом стратиграфических комплексов от девона до юры включительно. Древнейшей среди них является барзасская свита среднедевонского возраста на восточной окраине Кузбасса, содержащая незначительные по запасам залежи углей и горючих сланцев. Основной угленосный комплекс Кузнецкого бассейна, принадлежащий преимущественно среднему, верхнему карбону и перми и включающий многие десятки пологозалегающих пластов высококачественных, в том числе коксующихся, каменных углей, относится к числу наиболее крупных по запасам и имеющих наиболее важное значение в экономике СССР. Значительно уступают ему по запасам угленосные комплексы Тувинской, Северо- и Южно-Минусинских впадин, относящиеся в первых двух из них к верхам нижнего-, среднему и верхнему карбону, а в последней также к перми.

В Калбинской зоне также имеются залежи углей средне- и позднекаменноугольного возраста, а в Жарминско-Саурской зоне и Кендерлыкской мульде — пермского и раннетриасового. Наконец, в ряде впадин — Северо-Минусинской, Кызыльской, Кендерлыкской, а также в Кузнецком прогибе присутствуют угленосные лимнические толщи, содержащие пласты каменных и бурых углей ранне- и среднеюрского возраста.

В Минусинских впадинах и Кузнецком прогибе отмечаются признаки нефтегазоносности, однако промышленные месторождения нефти и газа пока не обнаружены.

ПАЛЕЗОИДЫ МОНГОЛИИ И СЕВЕРНОГО КИТАЯ

Почти все тектонические зоны Урало-Монгольского подвижного пояса, от герцинид Южного Тянь-Шаня на юго-западе до Тувино-Северо-монгольского срединного массива на северо-востоке, уходят в юго-восточном направлении за границы Советского Союза в пределы Монголии и Северного Китая и, описав огромную слабовыпуклую к югу широкую дугу, огибающую на севере южный выступ Сибирской платформы с примыкающими к ней Саяно-Енисейской и Байкальской метаплатформенными областями, а на юге граничащую с Китайско-Корейской платформой, включая ее западный участок — Таримский массив («субплатформу»), вновь возвращаются на территорию СССР в Забайкалье и верхнем Приамурье.

Чтобы представить хотя бы в общих чертах строение Урало-Монгольского пояса в целом и соотношения тектонических областей Тянь-Шаня, Восточного Казахстана и Алтае-Саянской области с таковыми Забайкалья и Приамурья, необходимо очень кратко рассмотреть структурный план той части Урало-Монгольского пояса, которая находится в пределах Монголии и Китая. Этот обзор удобно на-

чать с севера, постепенно двигаясь от частично расположенного на территории СССР и охарактеризованного в предыдущей главе Тувино-Северомонгольского массива допозднерифейской (добайкальской) консолидации к юго-западу, югу и юго-востоку, т. е. во все более южные зоны подвижного пояса.

С юга и юго-востока к этому массиву, а восточнее — к Байкальской метаплатформенной области (описываемой после Урало-Монгольского пояса) прилегает Селенгино-Яблоновая складчатая система, состоящая из двух главных зон. Северной из них является Джидино-Селенгинская салаирская складчатая зона, образовавшаяся на месте эвгеосинклинального прогиба, заложенного в позднем рифее. На западе, в Северной Монголии, она выклинивается к югу от оз. Хубсугул, а на востоке, в Бурятии, «утыкается» в западный край Алдано-Станового щита. Южную зону образует Малханско-Яблоновое поднятие раннедокембрийского фундамента, в значительной мере замещенного палеозойскими гранитоидами. На востоке оно переходит по простиранию в Становой мегаблок Алдано-Станового щита, а на западе выклинивается близ советско-монгольской границы в районе г. Кяхта. С юга Алдано-Становой щит, Селенгино-Яблоновая складчатая система и западная часть Тувино-Северомонгольского массива ограничиваются крупнейшей пологодугообразной, выпуклой к югу (Монголо-Охотской, или Северомонгольско-Северотукуринградской) зоной глубоких разломов, простирающейся на 3 тыс. км от южного борта Убсунурской впадины на западе до юго-западного угла Охотского моря на востоке.

К югу от этой зоны разломов расположена обширная Центральномонгольская салаиро-каледоно-герцинская складчатая система, имеющая в плане форму выпуклой к югу линзы. Эта область в основном, кроме нескольких узких зон, была заложена и развивалась на сиалическом фундаменте, выступающем на поверхность в многочисленных массивах метаморфического доверхнерифейского основания, а слагающая большую часть ее площади верхнерифейско-кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские и каменноугольные геосинклинальные образования выражены терригенными, карбонатными и кремнистыми толщами, а также подчиненными им вулканитами среднего и кислого состава.

Северная, западная и южная периферические зоны этой системы, сложенные верхнерифейско-кембрийскими отложениями, образуют салаирскую складчатую подсистему, тогда как в ее внутренней Хангай-Хентейской зоне геосинклинальное погружение продолжалось в ордовике и силуре (?) и завершилось каледонской складчатостью. В девоне Хангай-Хентейский прогиб был регенерирован, заполнен мощными кремнисто-терригенными отложениями девона-карбона, а в конце карбона испытал повторную складчатость, превратившись в одноименную синклинорную зону, и был прорван крупными батолитами герцинских гранитоидов. На крайнем северо-востоке Монголии и в Восточном Забайкалье восточное продолжение Центральномонгольской складчатой системы в конце палеозоя — начале мезозоя еще раз испытало регенерацию, и здесь в перми или триасе возник многогеосинклинальный Восточно-Забайкальский прогиб, завершивший свое развитие перед поздней юрой. Его строение мы рассмотрим в следующей главе.

На салаириды северного фланга Центральномонгольской складчатой системы в позднем палеозое были наложены Северо-Хангайская и Орхон-Селенгинская грабенообразные впадины, заполнявшиеся толщами каменноугольных, пермских и триасовых наземных вулканитов пестрого состава и моласс, а на салаириды южного фланга этой сис-

темы — Гоби-Алтайская и Северо-Гобийская грабенообразные впадины, выполненные пермскими и отчасти триасовыми наземными вулканитами и молассаами. Все эти впадины подверглись деформациям сжатия перед юрой или в раннеюрское время (в древнекеммерийскую фазу).

Непосредственно к западу от Центральномонгольской складчатой системы расположена Озерная (от котловины Больших Озер) салаирская складчатая зона, имеющая форму выпуклой к юго-западу дуги, расширяющейся к северу и постепенно сужающейся и выклинивающейся к юго-востоку. Она образовалась на месте типичного эвгеосинклинального прогиба, заложенного на коре океанического типа (на что указывает широкое развитие офиолитового комплекса) и выполнено главным образом толщами основных вулканитов и терригенно-кремнистых пород венда — нижнего кембрия. Тот факт, что на севере Озерная эвгеосинклинальная зона «утыкается» в Северо-Монгольский глубинный разлом и далее не продолжается, позволяет предполагать, что она формировалась в процессе левостороннего сдвига по этому разлому, при котором к югу от него произошел широкий раздвиг континентальной коры.

К западу от Озерной зоны параллельно ей простирается каледонская, но частично переработанная в герцинском цикле складчатая система Монгольского Алтая, состоящая из трех дугообразных, слабовыпуклых к юго-западу тектонических зон, как и Озерная зона, расширяющихся к северо-западу и северу и сужающихся и выклинивающих к юго-востоку. Самая восточная из них — Хархиринская складчатая зона, сложенная вулканогенными, терригенными и карбонатными образованиями кембрия, ордовика и силура, прорванными каледонскими гранитоидами, очевидно, представляет собой продолжение Западно-Саянской складчатой системы, которая в своей западной части испытывает крутой выпуклый к западу изгиб и резко изменяет простиранье с запад-юго-западного на юго-юго-восточное.

Более западная, быстро выклинивающаяся к юго-востоку Юстыдская зона представляет несогласно наложенный на каледонское основание узкий грабен-синклиорий, выполненный кислыми и средними вулканитами и терригенными, черносланцевыми толщами девона. Эта зона служит продолжением сливающихся в юго-восточном направлении Уймено-Лебедского и Ануйско-Чуйского синклиориев, расположенных в северо-восточной части Горного Алтая. Самая западная, находящаяся на территориях Монголии и Китая Алтайская зона, сложенная верхнедокембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, прорванными крупными батолитами гранитов, является непосредственным юго-восточным продолжением Холзунско-Чуйского антиклинория Горного Алтая. На юго-востоке, в связи с выклиниванием Юстыдского раннегерцинского прогиба, Алтайская зона смыкается с Хархиринской.

С юга каледонскую систему Монгольского Алтая, салаирскую Озерную зону и салаиро-каледоно-герцинскую Центральномонгольскую складчатую систему огибает огромная по протяженности (2,5—3 тыс. км), имеющая форму выпуклой к югу широкой дуги Южно-Монгольская герцинская складчатая система, возникшая в итоге длительного развития одноименной эвгеосинклинальной системы среднепалеозойских эвгеосинклинальных прогибов, судя по широкому развитию офиолитовых комплексов, заложенных целиком или частично на коре океанического типа. Южно-Монгольская система служит восточным продолжением Иртыш-Зайсанской герцинской складчатой системы вос-

точного Казахстана¹, однако они полуразделены участком резкого сужения этих складчатых систем, где между ними вдаётся с юга северный выступ треугольного в плане Джунгарского срединного массива, расположенного в северо-западной части Китая (фундамент массива погребен под мощным чехлом палеозойских и мезокайнозойских отложений).

К северо-западному краю Джунгарского массива примыкают юго-восточные окончания Чингиз-Тарбагатайского каледоно-герцинского складчатого сооружения, ограничивающего с юга Иртыш-Зайсанскую герцинскую складчатую систему, и Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системы. Южнее Джунгарского массива, между ним и Таримским блоком (субплатформой) Китайско-Корейской древней платформы, простираются восточная (китайская) половина палеозойской складчатой области Тянь-Шаня, а также восточная (китайская) часть палеозойского складчатого сооружения Джунгарского Алатау², которое на востоке постепенно сближается и сливается с китайским Тянь-Шанем. На средний участок Южно-Монгольской герцинской складчатой системы наложено несколько широтно вытянутых грабенов, выполненных континентальными контрастными вулканитами и молассами позднекаменноугольного, пермского и триасового возраста. Перед юрой эти образования подверглись деформациям сжатия.

В юго-восточной части Южно-Монгольской герцинской складчатой системы прослеживается узкая Уланульская антиклинорная зона с выходами салаирского (верхний рифей — кембрий) карбонатно-вулканического комплекса. Между Южно-Монгольской системой и северным краем Китайско-Корейской платформы на территории Северного Китая протягиваются несколько относительно узких субширотных эвгеосинклинальных каледонских и герцинских складчатых зон (соответственно с ранне- и среднепалеозойскими офиолитами), разделенных рядом выступов протерозойского метаморфического фундамента (небольших срединных массивов).

На востоке эти зоны, так же как и Южно-Монгольская складчатая система, под косым углом подходят к позднемезозойскому вулканическому поясу Большого Хингана, по-видимому, контролируемому зоной глубоких разломов северо-северо-восточного простирания, и скрываются под слагающими его мощными наземными вулканогенными толщами позднеюрского и раннемелового возраста. Вопрос о возможности продолжения палеозойских складчатых структур далее к востоку под мощными мезокайнозойскими отложениями обширной впадины Сунляо обсуждается в главе «Буреино-Дунбэйская область».

На территориях Урало-Монгольского пояса, расположенных в пределах Восточной Монголии и смежных районов Северного Китая, широко распространены многочисленные (более 150) мелкие грабенообразные впадины субширотного и северо-восточного простирания, выполненные континентальными терригенными, часто угленосными отложениями и вулканитами позднеюрского и раннемелового возраста, в совокупности образующие обширную сложно построенную рифтовую систему длиной до 1,5 тыс. км, шириной до 700—1000 км и площадью до 2 млн км² (включая ее северо-западный фланг, находящийся в Забайкалье). Эта внутриконтинентальная рифтовая система была на-

¹ Некоторые геологи, в частности В. Е. Хаин (1979), объединяют Иртыш-Зайсанскую систему с западной половиной Южно-Монгольской в качестве Зайсан-Гобийской системы, а восточную часть Южно-Монгольской системы называют Гоби-Хинганской.

² В Китае ее называют Северным Тянь-Шанем.

ложена на разновозрастное (салаиро-герцинское) складчатое основание в ходе его своеобразной тектономагматической активизации и относится к дейтероорогенному типу. Поперечное горизонтальное растяжение, которому подверглась восточная часть Урало-Монгольского пояса при ее образовании в поздней юре — раннем мелу, сменилось в позднемеловое время слабым сжатием.

ЗАБАЙКАЛЬСКО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Самая восточная часть Урало-Монгольского подвижного пояса, расположенная на территории СССР, выделяется нами в качестве Забайкальско-Охотской салаиро-герцино-позднекиммерийской складчатой области. Ее своеобразие по сравнению с другими областями этого подвижного пояса заключается, во-первых, в том, что в ее восточной части Урало-Монгольский пояс крайне сильно сужается, будучи «зажатым» между Алдано-Становым щитом Сибирской платформы на севере и Буреинским массивом, принадлежащим Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области, на юге. Во-вторых, эта область единственная в Урало-Монгольском поясе, в которой геосинклинальный процесс не вполне закончился в палеозое; после раннегерцинской складчатости произошла частичная регенерация геосинклинального режима, который существовал в восточной части этой области — Восточнозабайкальско-Охотской системе — до средней юры включительно и прекратился лишь в позднекиммерийскую орогеническую эпоху. В-третьих, западная, забайкальская, часть этой области вместе с прилегающими к ней с юга территориями Монголии и Китая пережила в позднем мезозое эпоху тектономагматической активизации, выразившейся в возникновении многочисленных грабенов Забайкальско-Восточномонгольской дейтероорогенной рифтовой системы.

Рельеф Забайкальско-Охотской области характеризуется сочетанием низко- и среднегорных хребтов высотой до 1,5—2 и реже до 2,5 км и холмистых плато с высотами 0,5—1 км. В Западном Забайкалье располагается ряд хребтов восток-северо-восточного простирания (с запада на восток) — Малханский, Яблоновый, Черского (не путать с одноименным хребтом на Северо-Востоке СССР!), Даурский, который, поднимаясь и расширяясь к юго-западу, переходит в Хентейское нагорье на территории МНР. Эти хребты разделены продольными долинами рек бассейна р. Селенги, впадающей в оз. Байкал (Джида, Уда, Хилок, Чикой), и долиной верхнего течения р. Витима (правого притока Лены). Восточное Забайкалье представляет холмистое плато, над средней частью которого возвышаются Борщовочный, Газимурский и Нерчинский хребты северо-восточного простирания. С северо-запада территорию Восточного Забайкалья ограничивает долина р. Шилки (с ее истоками Ингода и Онон), а с юго-востока — долина р. Аргуни (сливаясь с Шилкой, образует р. Амур). Узкую восточную часть области занимают широтно вытянутые хребты Тукурингра и Джагды, разобшенные сквозной долиной среднего течения р. Зеи, впадающей в р. Амур, и отделенные от Станового хребта на севере продольными долинами верхнего течения р. Зеи (с правым притоком — р. Гилюем) и р. Уды, впадающей в Удскую губу в юго-западной части Охотского моря. На самом восточном участке рассматриваемой области расположен архипелаг Шантарских островов.

Геологическое изучение Забайкалья в связи с наличием в нем ряда рудных месторождений началось еще в конце XVIII в., когда горные

инженеры М. Иванов и Д. Лебедев составили первую дошедшую до нас отечественную геогностическую карту Нерчинского округа. В 30-х годах XIX в. сосланный в Забайкалье декабрист Н. П. Бестужев открыл в бассейне р. Селенги Гусиноозерское угольное месторождение. В дальнейшем геологию и рудные месторождения Забайкалья изучали в середине XIX в. М. А. Соколовский и А. Д. Озерский, в конце XIX — начале XX в. — А. П. Герасимов, К. И. Богданович и В. А. Обручев, в послереволюционный период — М. М. Тетяев, Ю. М. Шейнманн, Е. В. Павловский, Н. А. Флоренсов, Д. С. Соколов, А. Е. Ферсман, В. М. Крейтер, С. С. Смирнов, а в послевоенные десятилетия — А. А. Арсеньев, Е. Н. Алтухов, В. А. Амантов, В. Г. Беличенко, Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, А. И. Лейтес, А. Ф. Мушников, М. С. Нагибина, В. А. Соловьев, И. Н. Томсон, Н. А. Фогельман, А. Д. Щеглов и др. Первыми исследователями восточной (Амурско-Охотской) части области были в середине XIX в. А. К. Мейендорф, Н. Г. Меглицкий и в конце XIX в. К. И. Богданович. В советское время существенный вклад в ее геологическое изучение был сделан Л. И. Красным, М. С. Нагибиной, В. Б. Карауловым, Л. М. Парфеновым, В. А. Попеко, Г. В. Рогановым, Г. Л. Кирилловой, М. Т. Турбиным, Б. А. Натальиным и др.

Тектоническая структура

В строении Забайкальско-Охотской области выделяются две разновозрастные складчатые системы (рис. 29). Ее меньшую западную часть образует Западно-Забайкальская, или Селенгино-Яблонская, салаирская складчатая система, ограниченная с севера восточной частью Тувино-Северомонгольского срединного массива и южной частью Байкальской метаплатформенной области (Баргузино-Витимским массивом) и «утыкающаяся» на востоке в западный край Станового мегаблока Алдано-Станового щита. Большую восточную часть составляет Восточнозабайкальско-Охотская герцино-позднекеммерийская складчатая система, представляющая собой продолжение Центральномонгольской салаиро-каледоно-герцинской системы, которая характеризуется постепенным сужением к востоку и регенерацией геосинклинальных условий после раннегерцинской складчатости. Эта система на северо-северо-западе граничит по Главному Монголо-Охотскому разлому с Селенгино-Яблонской системой и главным образом со Становым мегаблоком Сибирской платформы, а на юго-юго-востоке — с Южно-Монгольской герцинской складчатой системой и главным образом с Буреино-Дунбэйской метаплатформенной областью (Буреинским метаплатформенным массивом). На востоке эта система, вновь несколько расширяясь, смыкается своим юго-восточным флангом с Сихотэ-Алинской складчатой системой Тихоокеанского подвижного пояса.

В Селенгино-Яблонской салаирской складчатой системе различаются две взаимно параллельные главные зоны — Джидино-Селенгино-Верхневитимская салаирская складчатая зона и Малхано-Яблонское поднятие (срединный массив?). Джидино-Селенгино-Верхневитимская складчатая зона лучше выражена в своей юго-западной части — в верховьях р. Джиды и смежном районе Северной Монголии; к северо-востоку, особенно в верховьях Витима, она сужается, а строение зоны в значительной мере маскируется занимающими большую часть ее площади массивами раннепалеозойских гранитоидов. В строении зоны принимают участие несогласно наложенные на раздробленное и, возможно, местами несколько раздвинутое доверхнерифейское мета-

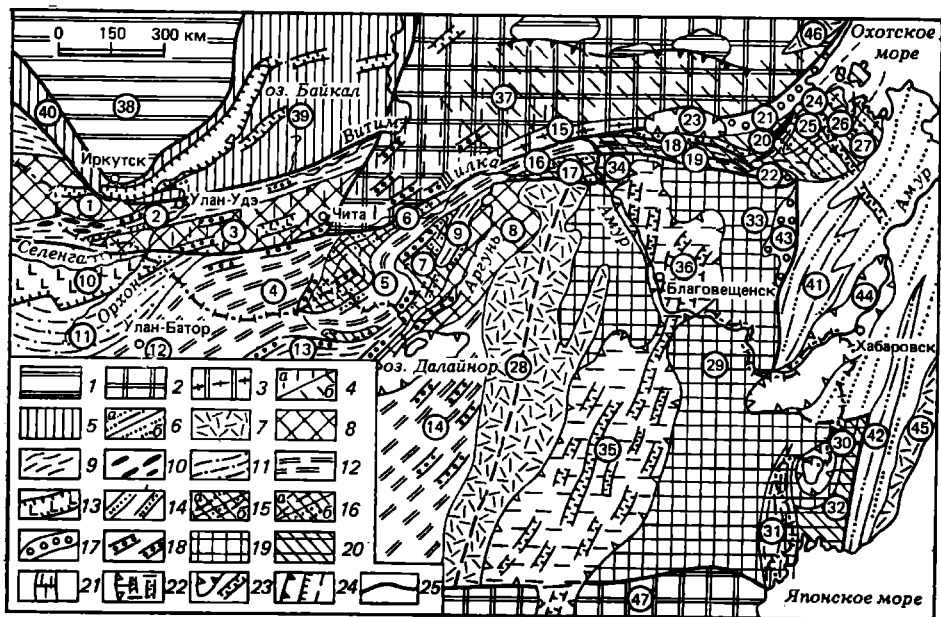


Рис. 29. Схема тектонического строения Забайкальско-Охотской складчатой области Урало-Монгольского подвижного пояса и Бурейно-Дунбэйской металатформенной области:

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 — Саяно-Енисейская и Байкальская металатформенные 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 — выступы пород офиолитового комплекса, 11 — каледонские складчатые зоны, 12 — герцинские складчатые зоны, 13 — пермско-риазанские вулканокративные впадины и грабены, 14 — наложенные впадины и грабены Западного Забайкалья, выполненные осадочно-вулканогенными континентальными образованиями лейаса и доггера, 15 — позднекирмерийские прогибы Восточного Забайкалья и верхнего Приамурья, выполненные верхним триасом (а) и лейасом-доггером (б); 16 — позднекирмерийские складчатые зоны Прихотья, сложенные докембрийскими и мезозойскими образованиями: антиклинории (а) и синклинории (б); 17 — поздне-мезозойские 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 — Бурейно-Дунбэйская металатформенная область: 19 — выступы докембрийско-палеозойского основания металатформенных массивов и области в целом, 20 — краевые зоны массивов, переработанные под воздействием смежной Сихотэ-Алинской геосинклинальной области, 21 — палеозойские авлакогеосинклинальные зоны, 22 — синеклизы позднемелового — кайнозойского возраста и погребенные под ними мезозойские грабены; 23 — позднекайнозойские впадины и грабены; 24 — разломы типа надвгов, 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-Яблоновое поднятие; 4 — Дaurская зона герциний; 5 — Агинская зона; 6 — Ингодинская позднекирмерийская складчатая зона; 7 — Восточно-Забайкальская (Газимурская) позднекирмерийская складчатая зона; 8 — Аргунский срединный массив; 9 — Приаргунская байкало-салаирская складчатая зона; 10 — Орхон-Селенгинская впадина; 11 — Северохентейская 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 позднекирмерийский прогиб; 18 — Джаргдинская позднекирмерийская складчатая зона; 19 — Гагско-Саганская зона; 20 — Ланская зона; 21 — Зейско-Удский краевой прогиб; 22 — Норско-Селемджинский краевой прогиб; 23 — Верхнезейская кайнозойская впадина; 24 — Баладский горст-антиклинорий; 25 — Торомский синклинорий; 26 — Шантарский антиклинорий; 27 — Амгинский (Тугуро-Нимеленский) синклинорий; 28 — вулканический пояс Большого Хингана; 29 — Бурейно-Дунбэйская металатформенная область (в целом); 30 — Ханкайский металатформенный массив; 31 — Западно-Приморская авлакогеосинклинальная складчатая зона; 32 — Арсеньевская зона; 33 — Бурейский металатформенный массив; 34 — Гонжинский выступ; 35 — впадина (синеклиза) Суляя; 36 — Амуро-Зейская впадина (синеклиза); 37 — Алдано-Становой щит; 38 — Лено-Енисейская плита; 39 — Байкальская металатформенная область; 40 — Саяно-Енисейская металатформенная область; 41 — Бурейно-Хинганский антиклинорий; 42 — Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий; 43 — Бурейнский краевой прогиб; 44 — Среднеамурская впадина; 45 — Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 46 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 47 — Китайско-Корейская платформа

морфическое основание верхнерифейско-вендские и ниже-среднекембрийские вулканогенно-кремнистые, терригенные и карбонатные отложения, выполняющие эвгеосинклиальный прогиб, постепенно выходящийся к востоку; они смяты в сильно сжатые линейные и брахимоρφные складки и прорваны плутонитами габбро-диорит-плагиогранитной и гранитной формаций. К зонам разломов приурочены тела гипербазитов и серпентинитовый меланж. На этом основании несогласно залегают красноцветные молассы верхнего кембрия, выполняющие отдельные грабен-синклинали.

В Малхано-Яблоном поднятии обнажается метаморфический фундамент Селенгино-Яблоновой системы, сложенный гнейсами и кристаллическими сланцами, а в ядрах гранитогнейсовых куполов — гранитоидами раннепротерозойского и раннерифейского возраста.

На большей части площади докембрийские образования прорваны или замещены батолитами раннепалеозойских гранитоидов. На юго-западную часть Малхано-Яблоновой зоны (в пределах СССР) наложено восточное окончание обширной рифтоподобной Орхон-Селенгинской впадины, в основном расположенной в Северной Монголии. Она выполнена мощными толщами наземных преимущественно субщелочных вулканитов пестрого состава и моласс пермского и триасо-

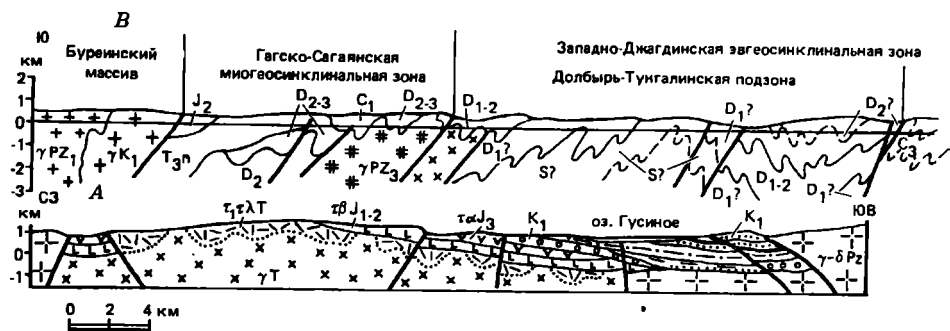


Рис. 30. Геологические разрезы

А — разрез Гусиноозерской впадины в Западном Забайкалье (по В. А. Соловьеву, 1968); Б — 1963); В — разрез Джаягинской складчатой системы (по Г. Л. Кирил-

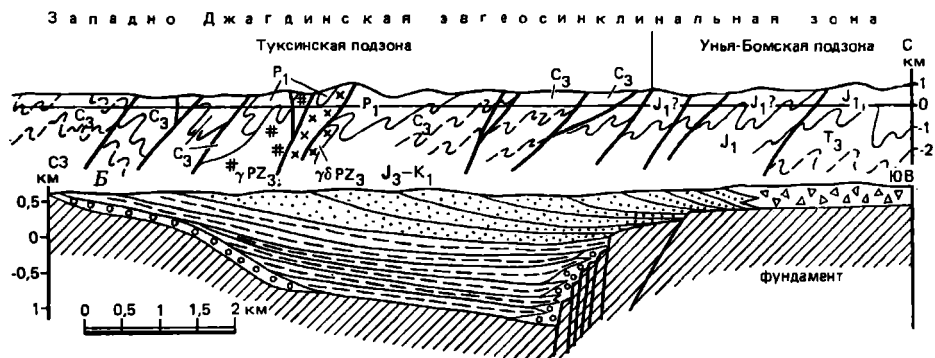
вого возраста, которые в начале юры подверглись деформациям сжатия с образованием сундучных складок и взбросов, осложнивших первоначальную грабеновую структуру. Фрагменты сильно размывших позднепермско-триасовых покровов субщелочных вулканитов сохранились и на более восточных участках Малхано-Яблоновой, а также Джидино-Селенгино-Верхневитимской зоны. Кроме того, почти на всей площади Селенгино-Яблоновой системы обнажаются многочисленные мелкие гипабиссальные массивы комагматичных им субщелочных и щелочных гранитоидов позднепермского и раннетриасового возраста.

После фазы сжатия, поднятия и денудации (в конце триаса) в ранней-средней юре в пределах этой системы в условиях возобновившегося растяжения возникла новая генерация узких грабенов и приразломных впадин северо-восточного простирания, выполненных континентальными грубообломочными молассовыми отложениями и субщелочными вулканитами основного и среднего состава; эти впадины разделяются горстовыми и сводово-глыбовыми поднятиями доюрского основания.

После непродолжительного перерыва, возможно сопровождавшегося некоторым горизонтальным сжатием, в поздней юре в пределах Селенгино-Яблоновой системы и юго-западной части Станового мегаблока возобновилось растяжение и происходило формирование узких протяженных грабенов, продолжавшееся до конца раннего мела (рис. 30, А). При этом возникли некоторые новые грабены в пределах Селенгино-Яблоновой системы и юго-западной части Станового мегаблока. Эти структурные формы будут охарактеризованы несколько позднее вместе с аналогичными им рифтогенными структурами Восточного Забайкалья.

В структурном плане Восточнозабайкальско-Охотской герцино-позднекимерийской складчатой системы, вытянутой на 2200 км от северо-восточной окраины Монголии до Шантарских островов Охотского моря, довольно четко различаются два сегмента — Восточно-Забайкальский и Амуру-Приохотский, разделенные участком наибольшего сужения и подъема основания этой системы у слияния истоков Амура — рек Шилки и Аргуни.

В вопросах о тектонической природе мезозойских прогибов и времени завершения геосинклинального мегаэтапа развития этой системы существуют глубокие разногласия. Если одни исследователи



Забайкальско-Охотской складчатой области:

разрез Куэнгинской позднемезозойской впадины в Восточном Забайкалье (по Ю. Л. Писцову, ловой, М. Г. Турбинину, 1979, с упрощениями)

(Н. С. Шатский, А. А. Богданов, Л. И. Красный и др.) считают, что в этой области, обычно называемой вслед за А. Е. Ферсманом Монголо-Охотской, после герцинской складчатости произошла регенерация геосинклинального режима и возникли геосинклинальные прогибы, прекратившие свое развитие лишь в средней юре, а протоорогенный этап развития завершился лишь в середине мела, то другие, в частности М. С. Нагибина (точка зрения которой отражена на Тектонической карте Евразии под редакцией А. Л. Яншина), а также А. Д. Щеглов и Ю. М. Пушаровский, отрицают геосинклинальную природу мезозойских структур Восточного Забайкалья, верхнего Приамурья и Приохотья и рассматривают мезозойские прогибы этого региона в качестве впадин, возникших на герцинском и более древнем эпигеосинклинальном складчатом фундаменте в процессе тектономагматической активизации («ревивации», по М. С. Нагибиной, или «резонансных» структур, по Ю. М. Пушаровскому).

Наконец, некоторые исследователи (например, В. Е. Хаин, 1979) придерживаются компромиссного взгляда, согласно которому типич-

ный геосинклинальный процесс продолжался в мезозое лишь в Амуро-Приохотском сегменте. В Восточно-Забайкальском же сегменте развиты своеобразные возрожденно-остаточные мезозойские геосинклинальные прогибы, отличающиеся сокращенным периодом развития, малой шириной и глубиной, отсутствием общей инверсии, регионального метаморфизма, неравномерностью и в целом пониженной интенсивностью завершающих их развитие деформаций сжатия. К этим признакам следует добавить широкое развитие в составе их отложений наряду с морскими терригенными также континентальных фаций и наличие перерывов и перестроек в ходе мезозойского геосинклинального этапа. Вместе с тем по характеру мезозойского магматизма рассматриваемая система, в том числе ее Восточно-Забайкальский сегмент, может считаться достаточно типичной геосинклинальной системой, завершившей свое развитие в мезозое.

Все сказанное позволяет нам, отмечая своеобразие и некоторую неполноту черт геосинклинального развития в мезозойском цикле, тем не менее считать рассматриваемую систему областью, продолжавшей свое геосинклинальное развитие до второй половины мезозоя. Однако, поскольку регенерация геосинклинального режима в раннем мезозое почти не затронула территорию Монголии, более правильно называть эту систему не Монголо-Охотской, а Восточно-Забайкальско-Охотской. В ее западном, Восточно-Забайкальском, сегменте мы выделяем следующие главные тектонические зоны (с запада на восток): Даурскую герцинскую складчатую зону, Центрально-Восточнозабайкальскую герцино-позднекиммерийскую складчатую зону и Аргунское поднятие (срединный массив), осложненное Приаргунским байкало-салаирским прогибом.

Даурская зона, выклинивающаяся на северо-востоке в районе г. Читы, служит восточным продолжением северного фланга Хангай-Хентейской герцинской синклинальной зоны Центральной Монголии. На ее северо-западном крыле присутствуют кембрийские или верхнерифейские, а на остальной территории — среднепалеозойские (силур — нижний карбон) терригенные отложения, местами перекрытые верхнепалеозойской молассой. Палеозой смят в крупные линейные складки северо-восточного простирания и прорван очень крупными батолитами позднепалеозойской гранитной и триасовых габбро-диорит-гранитной и сиенит-гранитной формаций. Эти слившиеся между собой интрузивные массивы занимают большую часть площади Даурской зоны, а палеозойские отложения сохранились в виде фрагментов в провесах их кровли.

Примыкающая к Даурской зоне с востока Центрально-Восточнозабайкальская зона отличается от нее тем, что в ней на складчатое раннегерцинское основание несогласно наложены миеосинклинальные прогибы, выполненные пермскими, триасовыми (в основном верхнетриасовыми) и ниже-среднеюрскими терригенными морскими и отчасти связанными с ними континентальными отложениями. На рубеже средней и поздней юры они испытали позднекиммерийские складчатые деформации в целом умеренной и неравномерной на площади интенсивности, были интродированы телами позднеюрских гранодиоритов, сиенитов и гранитов и подверглись поднятию и размыву, в результате которого на большей части площади зоны (а в ее относительно приподнятой и суженной северо-восточной части — почти повсеместно) обнажилось домезозойское и даже допермское основание. В более широкой юго-западной части зоны различаются три подзоны, из ко-

торых две западные нередко объединялись в качестве Агинского срединного массива.

Западная подзона — линзовидный в плане Ингода-Ононский прогиб — в основном выполнена несогласно налегающими на среднепалеозойское и более древнее основание терригенными молассоидными отложениями перми — среднего триаса, залегающими довольно полого (отсюда возникла идея об «Агинском массиве»), а в северной части этого прогиба, прилегающей к зоне Главного Монголо-Охотского разлома, — более мощными интенсивно смятыми морскими терригенными толщами верхнего триаса — нижней юры.

Средняя зона — S-образное в плане горст-антиклинорное Агинское поднятие, в северной части в основном сложенное нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями, а в средней и южной — верхнерифейско-кембрийскими, а также среднепалеозойскими вулканогенно-кремнистыми и терригенно-карбонатными отложениями, смятыми в сильно сжатые (до изометричных) складки. К восточному, осложненному разломами краю поднятия приурочены выходы предкембрийских (?) ультрабазитов.

Восточная подзона — Восточно-Забайкальский (s. str.), или Газимурский, прогиб, выполненный морскими и континентальными терригенными отложениями нижней и средней юры, смятыми в широкие сундучные, нередко брахиморфные синклинали и узкие гребневидные антиклинали. В наиболее резко выраженных частях поднятия в юго-западной части подзоны, в районе г. Борзи из-под юрских выступают пермские отложения, а на большей части ее площади — герцинские гранитоиды и реже породы нижнего и среднего палеозоя.

Аргунское, или с его продолжением в Монголии Керулен-Аргунское, поднятие (срединный массив) некоторые исследователи (Ю. А. Косыгин и др.) считают западной частью более обширного Буреинского массива. Между Аргунским и Буреинским массивами вдается, постепенно сужаясь и вырождаясь к северо-востоку и скрываясь под наложенным на нее мезозойским вулканическим поясом Большого Хингана, Южно-Монгольская герцинская складчатая система. Аргунское поднятие сложено в основном нижнедокембрийскими (частично, может быть, архейскими) метаморфизованными комплексами. Этот фундамент несогласно перекрыт сильносмятыми слабометаморфизованными верхнерифейскими образованиями, а последние также несогласно — менее деформированными терригенно-карбонатными отложениями кембрия, ордовика и силура, пронизанными, как и забайкальский фундамент, палеозойскими гранитоидами. На отдельные участки Аргунского массива наложены небольшие прогибы, выполненные континентальными отложениями нижней-средней юры.

Во всех зонах Восточного Забайкалья, так же как и в Селенгино-Яблоновой системе, широко распространены многочисленные, линейно вытянутые асимметричные грабены, выполненные верхнеюрскими и нижнемеловыми образованиями — наземными субщелочными вулканистами и лимническими угленосными толщами мощностью до 2—3 км (рис. 30, Б). Эти грабены, ограниченные нормальными сбросами, вместе с еще более многочисленными (до 200) аналогичными им грабенами и впадинами восточной части МНР и Внутренней Монголии (КНР), наложенными на различные зоны восточной части Урало-Монгольского пояса, входят в состав обширной позднемезозойской Забайкальско-Восточномонгольской континентальной эпиорогенной рифтовой системы (рис. 31). Одновременно с развитием грабенов и горстов в Западном и Восточном Забайкалье происходило становление

комагматических позднеюрско-раннемеловым вулканитам интрузивных тел субщелочной диорит-сиенит-гранитной формации. В конце раннего мела и в позднемеловое время горизонтальное растяжение коры сменилось деформациями сжатия, и на крыльях многих рифтовых структур возникли взбросы и надвиги, аналогичные и разновозрастные тем, которые срезают южные борта Чульманской и Токинской юрско-раннемеловых грабенообразных впадин на Алдано-Становом щите.

Восточный, Амуру-Приохотский, сегмент, «зажатый» между Становым мегаблоком Алдано-Станового щита на севере и Буреинским массивом на юге, отличается от Восточно-Забайкальского сегмента большей узостью (кроме восточного участка), огромной мощностью отложений и эвгеосинклинальным характером развития в герцинском

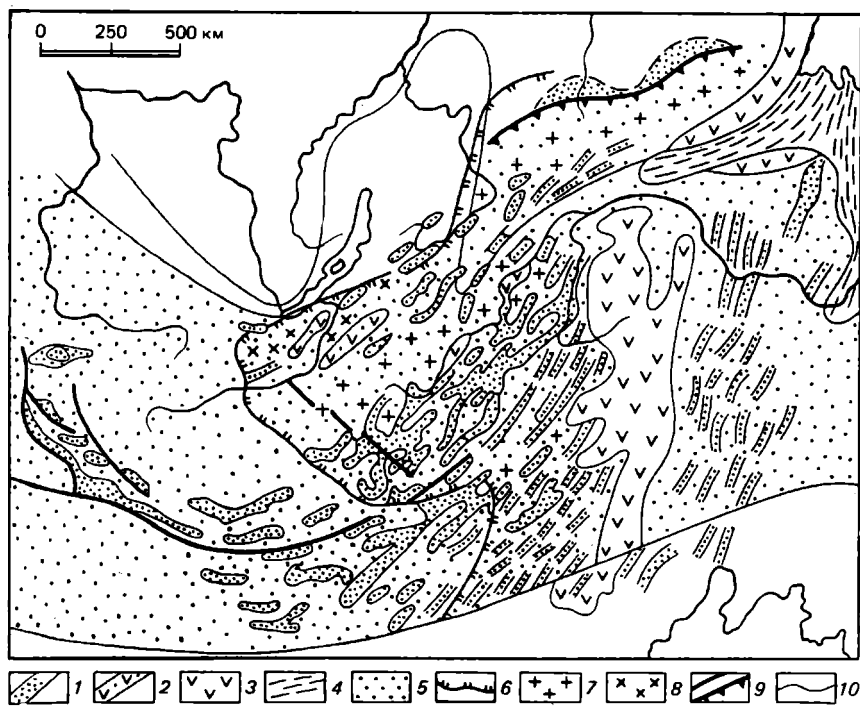


Рис. 31. Палеотектоническая схема восточной части Урало-Монгольского пояса для поздней юры — раннего мела:

1 — грабены и приразломные впадины, выполненные континентальными осадочными толщами; 2 — то же, осадочно-вулканогенными; 3 — вулканические пояса; 4 — позднегеосинклинальные и протоорогенные зоны; 5 — области поднятия; 6 — западная граница ареала позднемезозойского магматизма; 7 — позднеюрские — раннемеловые интрузии гранитоидов; 8 — то же, щелочных гранитоидов; 9 — крупные разломы, в том числе надвиги; 10 — границы тектонических областей и систем

цикле, тесной преемственностью между герцинским и позднекиммерийским циклами и типично геосинклинальной природой последнего, некоторым запаздыванием времени завершения последнего цикла в восточном направлении и резким убыванием к востоку роли гранитоидов; последнее, очевидно, отражает иной (близкий к океаническому) характер коры, на которой закладывались и развивались геосинклинальные прогибы в восточных частях Амуру-Приохотского сегмента. В его строении различаются три субсегмента — узкие Тукурингрский и Джагдинский и веерообразно расширяющийся к востоку Приохотский.

В западном, Тукурингском, субсегменте выделяются три зоны. Вдоль южного края Станового мегаблока Алданского щита, отделяясь от него Амазар-Гилюйским разломом, простирается на 800 км очень узкая (20—40 км) одноименная зона, сложенная основными метаморфическими сланцами и гнейсами нижнепротерозойской (?) усть-гилюйской серии, пронизанными докембрийскими гранитоидами. С юга Амазар-Гилюйская зона по Главному Монголо-Охотскому разлому граничит с Ольдойской антиклинорной зоной, сложенной смятыми в умеренно сжатые складки в герцинскую эпоху карбонатно-терригенными среднепалеозойскими отложениями (силур — нижний карбон) миогеосинклинального типа, прорванными телами палеозойских базитов и позднепалеозойских гранитоидов. Между Ольдойским поднятием на севере и участком смыкания Аргунского массива и западной части Буреинского массива (Гонжинским выступом) на юге располагается позднекембрийский Верхнеамурский синклиниорий, выполненный несогласно наложенными на гетерогенный докембрийско-палеозойский фундамент, смежных с ней зон терригенными морскими верхнетриасовыми и трансгрессивно залегающими ниже-среднеюрскими, а в южной части синклинория также континентальными верхнеюрскими отложениями, смятыми в умеренно сжатые или пологие складки. Непосредственно к югу от этого синклинория за р. Амур на северо-восточное окончание Аргунского массива наложены мощные покровы верхнеюрских — нижнемеловых наземных вулканитов, слагающих северное окончание вулканического пояса Восточного Хингана.

Более восточный, Джагдинский, субсегмент построен существенно иначе: Амазар-Гилюйская зона здесь на поверхности не обнажается (может быть, скрыта под фанерозойскими отложениями северных зон Джагдинского субсегмента), палеозойские отложения достигают огромной мощности и приобретают типично геосинклинальный характер, роль перерывов и несогласий между палеозойскими и мезозойскими комплексами снижается, а интенсивность позднекембрийских деформаций сжатия возрастает, и они приобретают значение не только завершающей, но и главной эпохи складчатости. С севера к Джагдинскому субсегменту примыкает Зейско-Удский мезозойский краевой прогиб. Он выполнен смятыми в пологие складки верхнеюрскими угленосными отложениями, а также субгоризонтально залегающими континентальными молассами и вулканитами нижнего мела и плиоцен-четвертичными осадками. Северное крыло этого прогиба наложено на южный край Станового мегаблока, а южное — на самую северную зону Джагдинского складчатого сооружения — Ланскую зону, частично выступающую из-под краевого прогиба в восточной части субсегмента. Эта зона сложена вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями девона и среднего-верхнего карбона и терригенными отложениями перми, триаса и нижней-средней юры, смятыми в опрокинутые к северу линейные складки.

Южнее простирается Джагдинская складчатая зона, образовавшаяся на месте глубокого палеозойского эвгеосинклинального прогиба, продолжавшего свое развитие в позднем палеозое и раннем мезозое (рис. 30, В). Она состоит из трех подзон, надвинутых к северу одна на другую и на Ланскую зону. Южная подзона сложена очень мощными слабометаморфизованными вулканогенными (основного состава), кремнистыми и терригенными образованиями кембрия (?), силура, девона и нижнего карбона, средняя — аналогичными толщами верхнего карбона и перми, а северная — верхнего триаса и нижней юры. Южная подзона представляет антиклинорий, средняя — синклиниорий, се-

верная — также синклиний со срезанным южным крылом. Несогласий внутри палеозойско-мезозойского разреза не установлено, и создается впечатление о формировании интенсивно сжатых, с северной вергентностью линейных складок и надвигов, а также проявлений динамотермального метаморфизма отложений во всей Джагдинской зоне во время единой предверхнеюрской фазы деформаций сжатия. Однако, учитывая, что в более восточном — Прихотском — субсегменте средне-, верхнепалеозойский и мезозойский комплексы разделены резкими угловыми несогласиями, более вероятно предполагать, что соответствующие комплексы в разных подзонах Джагдинской зоны также разделяются перерывами и несогласиями и были последовательно деформированы в течение трех фаз — предсреднекарбоновой, послепермской и предпозднеюрской.

С юга Джагдинская зона ограничена Южно-Турурингским разломом, который в западном направлении постепенно сближается и сливается с Монголо-Охотским разломом, а ограниченная им Джагдинская зона выклинивается. К полосе Южно-Турурингского разлома приурочены узкие удлиненные плитообразные тела позднепалеозойского интрузивного комплекса, сложенного гаммой пород от ультрабазитов и габброидов до диоритов, плагиогранитов и гранитов, а также узкая, но протяженная (до 700 км) Джагдинская зона смятия и интенсивного динамометаморфизма палеозойских пород.

Между Джагдинской зоной и северным краем Буреинского массива протягивается очень узкая Сагайская зона, сложенная смятыми в пологие складки существенно терригенными (миогеосинклинальными) отложениями среднего-верхнего девона, несогласно залегающего нижнего карбона, а также несогласно залегающего верхнего триаса и средней юры. Эта зона, возможно, являющаяся восточным продолжением Ольдойской зоны Турурингского субсегмента, ограничена с юга Сагайским разломом, по которому на нее надвинуто палеозойское основание Буреинского массива. К восточной части Джагдинского субсегмента с юга примыкает узкий Селемджинский краевой прогиб, наложенный на северный край Буреинского массива и выполненный континентальными молассами и сидеритами нижнего мела. К южному флангу Джагдинского субсегмента и смежному с ним крайнему участку Буреинского массива приурочены мелкие тела ранне- и позднемеловых диоритов и гранитоидов.

Восточный, Прихотский, субсегмент рассматриваемой складчатой системы представляет собой раскрывающийся к северо-востоку и постепенно погружающийся под воды Охотского моря широкий веер (виргацию) палеозойских (герцинских) складчатых структур, на который наложены позднекимерийские структуры, в строении которых участвуют мезозойские отложения. От сужающегося к северо-востоку Зейско-Удского краевого прогиба, наложенного на юго-восточный край Станового мегаблока Алдано-Станового щита, структуры Прихотского сегмента отделяются узкой Баладекской шовной зоной северо-восточного простираения, к которой приурочены клиновидный блок нижнедевонского метаморфического фундамента и удлиненные тела протерозойских анортозитов и габбро-анортозитов, раннепалеозойских (?) пироксенитов, дунитов, габброидов и палеозойских гранитоидов.

Джагдинская складчатая зона на востоке расщепляется на три ветви палеозойских структур, следующие в северо-восточном, восток-северо-восточном и субширотном направлениях, разделенные наложенными мезозойскими прогибами — Удско-Шантарскую, Тугуро-Шантарскую и Ниланскую; последняя смыкается своим южным флангом с

северо-западным флангом Сихотэ-Алинской складчатой системы (Бу-реино-Хинганской зоной). В строении Удско-Шантарской складчатой зоны участвуют очень мощные базитово-кремнисто-терригенные образования кембрия — нижнего ордовика, силура — нижнего карбона, а также несогласно залегающие верхнепермские терригенные отложения. Тугуро-Шантарская зона сложена толщами среднего девона — нижнего карбона. Эти две зоны на северо-востоке вновь смыкаются в районе Шантарских островов и представляют фрагменты единого герцинского Шантарского складчатого сооружения, разобщенные наложенным между ними мезозойским грабен-синклинальным Торомским прогибом. Последний выполнен в своей северо-восточной части верхнетриасовыми и юрскими, а в большей юго-западной части — пологозалегающими верхнеюрскими и нижнемеловыми терригенными отложениями, несогласно перекрытыми вулканитами верхнего мела и прорванными позднемеловыми гранитоидами. Вопрос о дальнейшем продолжении Шантарского сооружения под дном Охотского моря недостаточно ясен. Некоторые геологи предполагают, что оно смыкается под западной частью моря с мезозоидами Кони-Тайгонской системы Тихоокеанского подвижного пояса, образуя протяженную Удско-Мургальскую дугу.

Самый южный — Ниланский — антиклинорий сложен вулканогенно-осадочными толщами девона, карбона и нижней перми. С юга он ограничен восточным продолжением Южно-Тукурингского разлома. Тугурское и Ниланское поднятия разделяются очень широким мезозойским Нимеленским (Амгунским) прогибом, выполненным полого залегающими мощными юрскими терригенными отложениями с подчиненными эффузивами, несогласно перекрытыми субгоризонтальными покровами наземных верхнемеловых вулканитов и прорывающими их интрузиями позднемеловых гранитоидов и экструзиями липаритов. Конфигурация Амгунского прогиба и слабая деформированность мезозойского комплекса позволяют предполагать, что он является чехлом погребенного срединного массива.

На восточную часть Приохотского сегмента в позднем кайнозое была наложена система пересекающих его складчатые структуры субмеридиональных грабенов, простирающаяся от Шантарских островов до района г. Комсомольска-на-Амуре (Амуру-Охотская рифтовая система, по Л. И. Красному).

Кора в Забайкальско-Охотской области повсеместно имеет континентальный характер. Ее мощность в основном варьирует в пределах 35—40 км, а в Яблоновой и Даурской зонах — 40—45 км. Западная половина рассматриваемой области (Забайкалье) вместе с большей частью территории Байкальской метаплатформенной области входит в пределы линзовидной зоны распространения аномальной верхней мантии мощностью от 200 до 400 км, характеризующейся относительно пониженными скоростями прохождения сейсмических волн, пониженными плотностями и повышенным тепловым потоком. Верхняя граница этой линзы в пределах Байкальского рифтового поля приближена к поверхности М и постепенно понижается к востоку до —200—300 км. В восточном направлении — от Забайкалья к верхнему Приамурью — возрастают значения зональных положительных аномалий гравитационного поля. Геомагнитное поле Забайкальско-Охотской области в целом отличается относительно пониженным и мало контрастным характером в пределах Восточнозабайкальско-Приохотской складчатой системы и более контрастным типом, с резко выраженными и значительными удлиненными максимумами — в пределах обрамляющих ее зон с относительно приподнятым докембрийским фундаментом,

а именно Селенгино-Яблоновой системы и Станового мегаблока на северо-западе и на севере и Аргунского и Бурейнского массивов на юго-востоке.

Стратиграфия и магматические комплексы

Докембрийское метаморфическое основание обнажается главным образом в четырех зонах Забайкальско-Охотской области — в Малхано-Яблоновом и Аргунском поднятиях (срединных массивах), Агинском горст-антиклинории и Амазар-Гилюйской зоне. Фрагменты глыбокометаморфизованных предположительно архейских образований, представленных биотит-гиперстеновыми гнейсами и гранулитами, гранат-кордиеритовыми кварцитами и амфиболитами, известны в Аргунском поднятии.

Малхано-Яблоновое поднятие, согласно С. Н. Алтухову, сложено в основном первично-вулканогенно-терригенными и карбонатно-терригенными породами нижнепротерозойской малханской серии (более 5 км), метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации, — биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, слюдяными сланцами и гнейсами, кварцитами, мраморами (абс. возраст 2,4 млрд лет), а также менее метаморфизованными нижнерифейскими (?) вулканогенно-терригенными образованиями. На большей части площади этой зоны протерозойские образования подверглись гранитизации и были замещены или пронизаны раннепалеозойскими гранитоидами.

В Аргунском поднятии к нижнему протерозою и нижнему рифею относится комплекс метаморфизованных терригенных и карбонатных отложений (до 7 км): в низах — кварцитовидных песчаников и гравелитов, биотитовых и хлоритовых сланцев, выше — мраморов и доломитов, а в верхней части — кварц-углистых сланцев, филлитов с карбонатными прослоями и метаэффузивов и туфов среднего и кислого состава.

В Агинском горст-антиклинории обнажаются нижнепротерозойские биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, возникшие при метаморфизме основных и средних вулканитов при подчиненной роли биотитовых гнейсов и сланцев, образовавшихся по терригенным породам (7 км). Вышележащие, также вулканогенно-терригенные отложения (7 км), метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, возможно, относятся к нижнему рифею.

Амазар-Гилюйскую зону в северной части Тукурингурского субсегмента слагает нижнепротерозойская (по сопоставлению с некоторыми толщами смежной части Станового мегаблока) усть-гилюйская серия (более 7 км), сложенная метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации первично-вулканогенными породами спилит-диабазовой формации при подчиненной роли граувакк, железокремнистых и кремнисто-карбонатных пород — преимущественно амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, а также глиноземистыми, графитсодержащими гнейсами, железистыми гнейсокварцитами и мраморами.

Довольно широкое развитие в пределах разных звеньев Забайкальско-Охотской области мощных толщ метаморфических нижнепротерозойских и ниже(?)рифейских осадочных и вулканогенных образований указывает на то, что между нынешними Сибирской и Китайско-Корейской платформами в раннем протерозое на архейском прото-континентальном основании возникла обширная протогеосинклиналь-

ная область; последняя хотя и завершила свое развитие в начале позднего протерозоя, но послужила фундаментом для заложённой в позднем рифее — начале палеозоя самой восточной части Урало-Монгольского геосинклинального пояса.

Верхнерифейско-вендские и кембрийские отложения в основном распространены в пределах салаирских геосинклинальных (Джидино-Селенгинского) и пригеосинклинальных (Приаргунского) прогибов, а также в некоторых внутренних антиклинальных зонах герцинской складчатой системы (Агинское поднятие).

В западной части Джидино-Селенгино-Верхневитимской зоны на доверхнерифейских метаморфических образованиях несогласно(?) залегают слабометаморфизованные преимущественно терригенные отложения верхнего рифея — венда: кварц-слюдистые, слюдистые, хлоритовые сланцы, метапесчаники, а также подчиненные им кислые эффузивы и туфы с линзами известняков (до 4 км). Согласно перекрывающий их нижний кембрий в осевой зоне Джидинского геосинклинального прогиба выражен преимущественно диабазами, спилитами, авгитовыми, роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами при подчиненной роли альбитофиров и кварцевых порфиров, также внутриформационными конгломератами и гравелитами с обломками вулканогенных, кремнистых пород, известняков и ультрабазитов (до 3 км).

На флангах прогиба спилит-диабазовая формация замещается известняками с прослоями кремнистых пород, а мощность отложений нижнего кембрия уменьшается до 1 км. Выше залегает флишеидная толща полимиктовых песчаников, филлитизированных глинистых и карбонатных сланцев и известняков (1,5—2,5 км), относимая по ее стратиграфическому положению к среднему-позднему кембрию.

В северо-восточном направлении кембрийские вулканогенные образования в Джидино-Верхневитимской зоне замещаются карбонатно-терригенными, а геосинклинальный прогиб постепенно вырождается.

Древнейшими среди плутонических пород этой зоны (по-видимому, не моложе венда) являются гипербазиты, присутствующие в виде протрузивных(?) тел и серпентинитового меланжа и, возможно, принадлежащие к неполной офиолитовой ассоциации. К более молодым плутоническим образованиям относятся кембрийские габброиды и анортозиты, прорывающие нижний кембрий, завершающие салаирский цикл крупные батолиты тоналит-диоритового джидинского комплекса (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты), а также среднепалеозойские массивы гранитов, граносиенитов и сиенитов.

В Приаргунском прогибе, наложенном на нижнепалеозойской метаморфический фундамент Аргунского массива, присутствует вулканогенно-терригенный комплекс верхнего рифея, метаморфизованный в зеленосланцевой фации; он несогласно перекрывается слабометаморфизованными песчано-алеврито-глинистыми отложениями венда, известняково-доломитовыми — верхов венда — нижнего кембрия (до 2 км), карбонатно-терригенными — среднего-верхнего кембрия — низов ордовика (1,5—2,5 км) и карбонатными — верхов ордовика — силура (1,5 км).

Литологически близкими образованиями представлены верхний рифей — венд и кембрий в Агинском поднятии Восточного Забайкалья. Вопрос о присутствии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя в пределах Тукурингского и Джагдинского звеньев Восточнозабайкальско-Приохотской складчатой системы недостаточно ясен. До недавнего времени к верхнему рифею — кембрию условно относились широко распространенные в Тукурингском и Джагдинском субсегментах мощные

толщи зеленых сланцев и филлитов с пачками кварцитов и мраморизованных известняков, однако ныне, по крайней мере для значительной их части, доказан среднепалеозойский возраст. Некоторые исследователи (Г. В. Роганов) относят к кембрию и нижнему ордовику древнейшие из обнажающихся в Приохотском субсегменте граувакково-глинисто-кремнистые толщи с подчиненными им основными вулканитами мощностью до 7—8 км. Несомненна принадлежность к кембрию и нижнему ордовику мелководных терригенно-карбонатных отложений мощностью до 4 км, обнажающихся в северном борту Джагдинского субсегмента (в Шевлинском поднятии).

В Восточнозабайкальско-Охотской складчатой системе широко распространены отложения среднего палеозоя (силура — нижнего карбона). В их разрезе вдоль простираения этой системы к востоку в целом отмечается смена существенно терригенных отложений вулканогенно (базальтово)-кремнисто-терригенными и значительное возрастание общей мощности. В осевой части Восточно-Забайкальского сегмента герцинской геосинклинали (Агинское поднятие, бассейн р. Шилки) средний палеозой выражен мощными толщами отложений песчано-алевритоглинистого состава с подчиненными горизонтами зеленокаменно-измененных основных вулканитов, главным образом спилитов, силицитов и известняков. Западнее, в Даурской зоне, распространены преимущественно кремнисто-терригенные, а восточнее, в Приаргунском прогибе, — сравнительно маломощные мелководные терригенные (в том числе грубообломочные) отложения и органогенные известняки и доломиты, а также кислые туфогенные породы.

В Тукурингском субсегменте, т. е. в верхнем Приамурье, отложения силура — нижнего карбона, обнажающиеся в Олдойском антиклинории, сложены толщами карбонатно-терригенных пород миогеосинклинального типа (4—6 км) — известковистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями органогенных известняков, туффилов, а в силуре — также силицитов и диабазовых порфириров. Существенно изменяется характер разреза среднего палеозоя в более восточном, Джагдинском, субсегменте.

В осевой (Джагдинской) зоне геосинклинального прогиба отложения силура — среднего девона (верхний девон — нижний карбон здесь неизвестны) выражены мощной (более 6 км) кремнисто-вулканогенно-глинистой формацией, в составе которого около 1/3 составляют основные эффузивы и их туфы, превращенные в зеленые сланцы, половину — филлиты, алевролиты и песчаники, а остальную часть — кремнистые породы (микрокварциты, яшмы) и редкие линзовидные прослои известняков. В краевых (Ланской и Сагайской) зонах возрастает роль песчаников и, напротив, резко снижается роль глинистых, кремнистых и вулканогенных пород, а также общая мощность среднего палеозоя. В самом восточном — Приохотском — сегменте мощность среднепалеозойских образований (силур — нижний карбон), сохраняющих тот же характер, что и в Джагдинской зоне, еще больше возрастает; по оценке Г. В. Роганова, возможно завышенной, она достигает здесь 20—25 км и более.

Характер верхнепалеозойских отложений, полнота их разреза и мощности резко различаются в Западном, Восточном Забайкалье, Приамурье и Приохотье. В Западно-Забайкальской (Селенгино-Яблоновой) системе к перми, а также к триасу относятся континентальные молассово-вулканогенные толщи, выполняющие Орхон-Селенгинскую впадину. Ее восточную часть, расположенную в пределах СССР, в основном слагают верхнепермские субщелочные базальты и трахиба-

зальты (до 3—4 км), прорываемые многочисленными гипабиссальными массивами субщелочных и щелочных гранитоидов, граносиенитов и сиенитов, слагающими интрузивный пояс, вытянутый на 1,5 тыс. км вдоль всей Селенгино-Яблоновой системы. С ним пространственно и генетически связан пояс верхнепермских и триасовых субщелочных лав и туфов базальтового, контрастного базальт-липаритового и трахиандезит-трахилипаритового состава мощностью до 2—3 км, сохранившихся в виде многочисленных небольших останцов от первоначально обширных вулканических полей, возможно покрывавших большую часть Яблоновой зоны.

В самой западной части Восточнозabayкальско-Охотской системы — в Даурской зоне — морские нижнекаменноугольные отложения согласны перекрываются молассами среднего-верхнего карбона и смяты совместно с ними. Морские молассы того же возраста известны и в северной части Агинского поднятия. Приблизительно к рубежу карбона и перми и частично к концу перми — началу триаса в Восточном Забайкалье относится становление многочисленных и занимающих обширные площади интрузивных тел — от габброидов до гранитоидов, включая аляскитовые граниты.

В ранней перми произошла трансгрессия, проникшая в Забайкалье, вплоть до Даурской зоны, с северо-востока — через верхнее Приамурье, в результате чего образовался узкий Забайкальско-Приамурский залив.

Нижне- и отчасти верхнепермские морские отложения, сохранившиеся в виде фрагментов в районе г. Борзи (восточнее Агинского поднятия) и некоторых других районах, начинаются с базальных конгломератов и представлены песчано-алеврито-глинистыми толщами (до 3—4 км), которые в прибрежных зонах Забайкальского залива сменяются маломощными толщами песчаников, конгломератов и вулкаников среднего и кислого состава. Место пермского этапа в геологической истории Восточного Забайкалья недостаточно ясно. Одни исследователи считают, что он завершает герцинский цикл, и трактуют пермские отложения в качестве моласс, другие рассматривают пермский этап как проявление регенерации геосинклинального режима и начало мезозойского цикла.

В Тукурингском субсегменте верхнепалеозойские отложения не сохранились, а в Джагдинском — пользуются широким распространением. Породы среднего-верхнего карбона и перми выражены морскими, существенно терригенными фациями и отличаются огромной мощностью. Основание их не наблюдалось, и в связи с отсутствием (?) нижнего карбона можно предполагать их трансгрессивное или даже несогласное налегание на девонские образования. Началу накопления верхнепалеозойских отложений могли предшествовать деформации сжатия, сопровождавшиеся внедрением в породы среднего палеозоя интрузивных тел — пиканского комплекса габброидов (с подчиненными им гипербазитами), диоритов, плагиогранитов и гранитов, приуроченных к зоне Южно-Тукурингского разлома¹. Отложения среднего-верхнего карбона достигают наибольшей мощности (14 км) в северной, Ланской, зоне этого субсегмента, где они выражены в основном граувакковыми песчаниками и алевролитами, которым подчинены мощные толщи осадочных брекчий подводно-оползневоего происхождения и спилит-диабазовая вулканогенная толща. На карбоне в этой

¹ Не менее вероятно, однако, что становление этих интрузий произошло между концом перми и поздним триасом.

зоне местами трансгрессивно залегают маломощные толщи конгломератов, песчаников и алевролитов верхней перми и нижнего триаса.

В более южной, Джагдинской, зоне к верхнему карбону и нижней перми относятся толщи песчаников, алевролитов, кремнистых пород и зеленых сланцев, образовавшихся по основным вулканитам с прослоями известняков (3,5 км). Выше залегают предположительно верхнепермские толщи граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов с локально распространенными потоками спилитовых лав (4,5 км). О континентальных вулканических образованиях Западного Забайкалья говорилось выше. Как в Восточно-Забайкальском, так и в Амуру-Приохотском сегментах морские отложения нижнего-среднего триаса распространены ограниченно. Началу позднего триаса отвечает значительная трансгрессия моря в глубь протяженного и узкого Забайкальско-Амурского залива, достигающая на западе Ингода-Ононского прогиба, в котором распространены морские песчано-глинистые с конгломератами в основании и прибортовых зонах прогиба отложения карнийского и норийского ярусов мощностью до 3,5 км. Значительно восточнее верхнетриасовые терригенные отложения слагают основание разреза Верхнеамурского синклинория и Среднезейской впадины, а в Джагдинском сегменте представлены толщами песчаников и песчано-алевролитоглинистых пород (1—3 км).

Нижняя и средняя юры в Западном Забайкалье выражены континентальными отложениями, заполняющими несколько линейно вытянутых грабенообразных прогибов. Их разрез начинается мощными конгломератами; выше следуют вулканиты трахиандезит-трахибазальтового состава, переслаивающиеся или перекрываемые толщами конгломератов, песчаников и алевролитов, иногда с прослоями углей, общей мощностью до 1—1,5 км.

В Восточном Забайкалье морские и фашиально связанные с ними континентальные отложения нижней и средней юры выполняют узкий Ингода-Ононский прогиб (до 2 км) на северо-западе и более широкий и глубокий Восточно-Забайкальский (s. str.), или Газимурский, прогиб (до 4—6 км) на юго-востоке. Они выражены толщами чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, а на широком юго-восточном крыле Газимурского прогиба и в верхах других разрезов — мощными толщами конгломератов. Накопление отложений лейаса и доггера завершилось регрессией, складчато-глыбовыми деформациями и становлением многочисленных мелких гипабиссальных интрузий граптоидов.

Восточнее морские ниже- и среднеюрские терригенные отложения, выраженные главным образом флишоидным переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, реже гравелитами и конгломератами, выполняют Верхнеамурский синклинорий. Мощность верхнего триаса — средней юры достигает здесь 8—10 км. Еще восточнее ниже-среднеюрские морские терригенные отложения флишоидного и флишевого типа (до 3—5 км) завершают разрез геосинклинальных формаций Джагдинского субсегмента. В самом восточном, Приохотском, субсегменте глинисто-граувакковые толщи верхнего триаса — лейаса (2 км) выполняют северную часть наложенного Торомского прогиба. Более южный Немеленский прогиб заполнен очень мощными (до 10 км) толщами песчано-глинистых пород с пластами силицитов и основных эффузивов.

Образования верхней юры и нижнего мела, представленные почти повсеместно континентальными молассовыми и молассоидными, нередко угленосными, отложениями, а также наземными вулканитами,

широко распространены во всей рассматриваемой области от Западного Забайкалья до Прихотья. В Западном и Восточном Забайкалье эти образования, несогласно залегающие на различных комплексах мезозоя, палеозоя и докембрия, приурочены к многочисленным узким грабенам преимущественно северо-восточного простирания, принадлежащим к Забайкальско-Восточномонгольской рифтовой системе. Нижнюю часть их разреза слагают в Западном Забайкалье лавы и пирокластолиты трахибазальт-трахиандезитового, а в Восточном Забайкалье — андезитового, трахиандезитового и липаритового состава с прослоями конгломератов (0,5—1 км), верхнюю часть — конгломерато-песчано-глинистые с прослоями углей толщи пролювиального, аллювиального и озерно-болотного генезиса (0,5—2 км). В некоторых впадинах разрез нижнего мела завершают покровы трахибазальтов и несогласно залегающие толщи глыбовых конгломератов.

В течение поздней юры и раннего мела в Западном Забайкалье происходило также становление многочисленных массивов субщелочной габбро-сиенит-гранитной, а в Восточном Забайкалье — диорит-сиенит-гранитной формации.

Верхнеюрские континентальные терригенные, частично угленосные отложения, а также несогласно перекрывающие их и более древние образования — нижнемеловые наземные вулканиты среднего и кислого состава — завершают разрез Верхнеамурского синклинория.

В Зейско-Удском краевом прогибе, заложенном в начале поздней юры, отложения мальма представлены морскими и вверху (в волжском ярусе) — паралическими молассовыми толщами песчаников с прослоями конгломератов, туфопесчаников, алевролитов, аргиллитов и углей (более 4 км), а перекрывающие их с перерывом нижнемеловые — более грубой, песчано-конгломератовой континентальной молассой и наземными вулканитами андезитового состава (1,5—2 км). Аналогичные грубообломочные и андезитовые толщи нижнего мела выполняют Селемджинский краевой прогиб, обрамляющий восточную часть Джигдинского субсегмента с юга.

Наложённый Торомский прогиб в Прихотском субсегменте выполнен верхнеюрскими и главным образом неокомскими терригенными морскими отложениями (до 6 км), а также грубообломочными континентальными моласса альба (1 км), несогласно перекрытыми покровами наземных верхнемеловых лав, туфов и игнимбригов андезитового и липаритового состава (до 2 км) и прорванными позднемеловыми гранитоидами. Юрские морские терригенные отложения широкого Нимеленского синклинория несогласно перекрываются верхнемеловыми наземными вулканогенными толщами кислого и среднего состава.

На некоторых участках Забайкальско-Охотской области довольно широко распространены континентальные плиоцен-четвертичные образования. На западе, в Джидино-Селенгинской зоне, известны многочисленные потоки базальтовых лав, приуроченные к южному флангу Байкальского рифтового пояса. В Зейско-Удском краевом прогибе, подновленном новейшими движениями, накопились толщи галечников, песков и глин (до 100 м) пролювиального, аллювиального и озерного происхождения. Еще более мощные новейшие морские континентальные отложения (до 0,8—1,3 км) приурочены к позднекайнозойским субмеридиональным грабенообразным впадинам, пересекающим Прихотский субсегмент рассматриваемой области и смежный участок Сихотэ-Алинской системы от Тугурского залива Охотского моря до района г. Комсомольска-на-Амуре.

Основные этапы развития

Заложению древнейших геосинклинальных прогибов в восточной части Урало-Монгольского пояса предшествовали сложные тектово-магматические процессы раннепротерозойского времени, охватившие обширные области, лежащие между нынешними Сибирской и Китайско-Корейской платформами, в определенной мере затронувшие также южную окраину первой (Становую зону) и ряд районов последней. В ходе этих процессов в одних зонах (например, в Становом мегаблоке, Аргунском, Буреинском массивах и пр.) было переработано архейское гранитогнейсовое основание, но сохранились отдельные реликтовые блоки последнего, в других — возникли глубокие протогеосинклинальные прогибы, заполненные мощными осадочно-вулканогенными комплексами нижнего протерозоя и иногда низов рифея, развитие которых завершилось интенсивными деформациями сжатия, процессами метаморфизма и гранитизации в конце раннего протерозоя либо в раннем или среднем рифее.

Примечательно, что пространственное положение некоторых раннепротерозойских протогеосинклинальных прогибов и возникших на их месте складчатых зон с их краевыми швами во многом было унаследовано тектоническим планом будущей Забайкальско-Охотской геосинклинальной области и предопределило его границы. Ярким примером может служить раннепротерозойский Амазар-Гилюйский протогеосинклинальный прогиб и возникшая на его месте одноименная узкая, но протяженная добайкальская складчатая зона, игравшая в дальнейшем роль пограничного шва между Алдано-Становым щитом и Забайкальско-Охотской геосинклинальной областью.

Возобновившиеся в рифее процессы раздробления, растяжения, погружения и переработки континентальной коры в широкой полосе, разделявшей Сибирскую и Китайско-Корейскую платформы, привели в позднем рифее к возникновению между ними восточной части Урало-Монгольского подвижного, постепенно суживающегося к востоку пояса и к обособлению между наиболее суженным участком этого пояса и Китайско-Корейской платформой Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области, в которой деструкция континентальной коры проявилась в меньшем масштабе.

Обе расположенные в Забайкальско-Охотской области геосинклинальные системы — Селенгино-Яблоновая и являющаяся восточным продолжением Центральномонгольской системы Восточно-Забайкальско-Приохотская — были заложены в позднем рифее, — венде. В Селенгино-Яблоновой системе развитие эвгеосинклинальных прогибов Джидино-Селенгинской зоны, сопровождавшееся базальтовым вулканизмом и формированием офиолитового комплекса в приразломных зонах, завершилось салаирской эпохой деформаций сжатия в конце кембрия и становлением нескольких генераций гранитоидов.

В Восточнозабайкальско-Приохотской системе процесс геосинклинального погружения хотя и осложнялся, по крайней мере на ее флагах, проявлениями сжатия и временного поднятия на рубеже позднего рифея и венды, т. е. в байкальскую эпоху (в Приаргунской зоне), и на рубеже ордовика и силура, т. е. в раннекаледонскую эпоху (в Северо-Хентейской зоне), но в целом повсеместно продолжался до конца среднего палеозоя, а в ряде ее зон впоследствии возобновился в позднем палеозое и даже в мезозое. В заполнении прогибов этой геосинклинальной системы важную роль играют кремнисто-терригенные среднепалеозойские отложения; однако если на западе (в Даурской

зоне и Центральной Монголии) они господствуют, то восточнее (в Восточном Забайкалье и Тукурингрском субсегменте) заметную роль приобретают основные вулканиты, а еще восточнее (в Джагдинском и Прихотском сегментах) базальт-кремнистые породы в целом не уступают терригенным. Соответственно к востоку возрастает глубина погружения прогибов, в их прибортовых зонах появляются тела базитов и гипербазитов.

В целом прогибы изменяют свой характер от миогеосинклинальных до типично эвгеосинклинальных, что, очевидно, указывает на возрастание масштаба горизонтального растяжения в восточном направлении. Сохранение формационного состава отложений (включающих спилит-диабазовые толщи на многих уровнях) в восточной части геосинклинальной системы на протяжении раннего, среднего, позднего палеозоя, а в Прихотье даже до середины мезозоя указывает на то, что растяжение коры, обеспечивавшее ее проницаемость для поступавших из верхней мантии базальтовых расплавов, продолжалось с перерывами в течение очень длительного времени. Вместе с тем незначительная роль и неполнота проявлений офиолитовой ассоциации свидетельствуют против предположения о существовании широких раздвиговых зон с корой океанического типа; скорее, палеозойские прогибы развивались здесь на очень сильно растянутой и утоненной континентальной коре.

В западных частях системы (в Центральной Монголии и Восточном Забайкалье) накопление геосинклинальных формаций прекратилось в раннем карбоне или сменилось аккумуляцией средне-верхнекаменноугольных молассовых толщ в некоторых остаточных прогибах, и во всяком случае к концу карбона была сформирована складчатая структура, местами пронизанная предпермскими гранитоидами.

В восточных частях геосинклинальной системы после внутрикарбоневой фазы сжатия и временного поднятия в позднем карбоне возобновилось глубокое погружение и растяжение, которое в начале перми распространилось к западу вплоть до Восточного Забайкалья. По-видимому, отзвуками этих процессов в Западном Забайкалье и Северной Монголии явились возникновение и развитие глубокой Орхон-Селенгинской грабенообразной впадины, сопровождавшиеся мощными наземными извержениями.

Новая фаза сжатия в конце перми — начале триаса привела к регрессии моря в Забайкальско-Амурском заливе, складчатым деформациям верхнепалеозойского комплекса и становлению интрузивных тел габбро-диорит-гранитной формации в Восточном Забайкалье и Приамурье и сиенит-щелочно-гранитной формации в Западном Забайкалье.

В Восточнозабайкальско-Прихотской геосинклинальной системе в позднем триасе произошла регенерация геосинклинального режима и море вновь проникло в Амуро-Забайкальский залив. В прогибах этой системы в позднем триасе — средней юре накапливались мощные толщи терригенных, а в ее самом восточном, Прихотском, участке — также кремнистых и вулканогенных образований. «Резонансом» этих процессов в Западном Забайкалье явилось возникновение ряда грабенообразных впадин, заполнявшихся в лейасе и доггере наземными вулканитами и обломочными континентальными осадками.

На рубеже средней и поздней юры в Восточнозабайкальско-Прихотской системе имела место регрессия и произошли деформации сжатия, приведшие почти на всем ее протяжении, кроме Прихотского участка, к отмиранию геосинклинальных прогибов и завершению

формирования складчато-надвиговой структуры. В Восточном Забайкалье произошло внедрение гранитоидов.

Позднеюрско-меловая эпоха в геологической истории всей Забайкальско-Охотской области представляет своеобразный цикл тектономагматических событий, начавшийся с растяжения и погружения ряда участков земной коры, сопровождавшихся вулканическими извержениями и закончившихся последними деформациями сжатия, а в ее восточной части — становлением наиболее поздних массивов гранитоидов. Вместе с тем характер этих событий и тектонический режим существенно различались в разных поперечных участках этой области. В самой восточной его части — Прихотском субсегменте — в эту эпоху завершали свое развитие наложенные мезозойские геосинклинальные прогибы (Торомский, Нимеленский). Более западные — Джагдинский и Тукурингрский — субсегменты вступили в проторогенный этап развития, испытывали поднятие, а на их флангах закладывались молассовые краевые прогибы (Зейско-Удский, Селемджинский), а некоторые ранее возникшие прогибы (например, Верхнеамурский) также приобрели характер краевых.

Наконец, в Восточном и Западном Забайкалье, а также на прилегающих с юга территориях Монголии и Северного Китая в поздней юре — раннем мелу возникли заполнявшиеся континентальными терригенными и вулканическими образованиями многочисленные (около 200) узкие, но протяженные грабенообразные впадины, сформировавшие огромную Забайкальско-Восточномонгольскую эпирогенную рифтовую систему. В конце раннего мела или в позднем мелу впадины этой системы испытали деформации сжатия.

После периода относительно спокойного континентального развития, продолжавшегося с позднего мела до начала неогена, ряд районов Забайкальско-Прихотской области испытал активизацию. Она выразилась в сводово-глыбовых поднятиях умеренной интенсивности в пределах палеозойских и мезозойских складчатых зон, «подновлении» Зейско-Удского краевого прогиба, возникновении субмеридиональной Тугуро-Комсомольской системы грабенов на востоке и базальтовых излияний на западе в Джидино-Селенгинской зоне, игравшей в позднем кайнозое роль южного фланга Байкальской рифтовой системы.

Полезные ископаемые

В Забайкальско-Охотской области имеются многочисленные месторождения черных, цветных, редких и благородных металлов, а также неметаллических полезных ископаемых и углей.

Месторождения железа известны в Джагдинском и Прихотском субсегментах Восточнозабайкальско-Охотской системы, где они приурочены к вулканогенно-кремнисто-терригенным отложениям кембрия, ордовика, девона и нижнего карбона и выражены гематит-магнетитовыми рудами, слагающими пласто- и линзообразные залежи в яшмах и кремнисто-глинистых сланцах. В верхнекембрийских отложениях этого типа в Удско-Шантарской зоне в кремнистых толщах присутствуют руды марганца (браунитовые, родохрозитовые, родонитовые и др.). В озерно-пролювиальных нижнемеловых отложениях в одной из грабенообразных впадин Приаргуны известно Березовское месторождение осадочно-метасоматических железных руд, представленных сидеритами и образовавшимися по ним бурыми железняками.

Богатейшей эндогенной минерацией характеризуется Восточное

Забайкалье, где разработка залежей серебра и полиметаллов началась еще в эпоху Петра I.

Ведущую роль в минерагении Восточного Забайкалья играют руды свинца, цинка, олова, серебра, золота, вольфрама, молибдена, сурьмы, мышьяка, киновари, а также флюорит. В изучении рудных месторождений Восточного Забайкалья и выявлении закономерностей их размещения и формирования важнейшая роль принадлежит работам А. Е. Ферсмана и С. С. Смирнова, выделивших в этом регионе несколько продольных рудных зон или поясов северо-восточного простираения разного минерального состава. Впоследствии была установлена также существенная роль поперечных разломов в локализации месторождений.

Часть месторождений олова, вольфрама (Хапчеранга и др.), а также золота в Агинской и Даурской зонах имеет позднепалеозойский возраст и связана с позднегерцинскими гранитоидами. Однако главная масса месторождений формировалась на нескольких заключительных стадиях мезозойского геотектонического цикла начиная с рубежа средней и поздней юры до середины мела в тесной связи с фазами магматизма и тектонических деформаций этого этапа. В юго-восточном, Приаргунском, существенно полиметаллическом поясе размещены многочисленные жильные месторождения свинца, цинка (Нерчинско-Заводский район и др.), а также серебра, сурьмы и мышьяка (Запокровское месторождение). Северо-западнее полиметаллического пояса простирается, частично накладываясь на него, существенно оловянно-вольфрамовый пояс, совпадающий с осевой зоной ранне-среднеюрского прогиба, с месторождениями кварц-вольфрамитовой и кварц-касситеритовой формаций, а также месторождениями молибдена (Шхаталинское), свинца и цинка (Акатуй и др.), золота (Балей).

В самом северо-западном молибденовом поясе, приуроченном к Шилка-Ингодинской тектонической зоне, размещены золото-мышьяковые (Дарасун и др.) и молибденовые (Давендинское) месторождения. Флюоритовые месторождения распространены почти на всей территории Восточного Забайкалья. В Амазар-Гилюйской и Джагдинской зонах известны россыпные месторождения золота, а в последней — также телетермальные месторождения ртути.

К числу месторождений нерудного сырья кроме флюоритовых относятся месторождения пластовых фосфоритов, приуроченные 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 приразломным впадинам в Западном (Гусиноозерское и др.) и Восточном (Букачача и др.) Забайкалье, Селемджинскому краевому прогибу (Огоджинское) и пр.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

В геологической эволюции территории Урало-Монгольского подвижного пояса можно выделить следующие главные эпохи (мегаэтапы): мегаэтап, предшествующий началу зарождения пояса (его «предыстория»), — архей — ранний протерозой; мегаэтап заложения (обособления) подвижного пояса, охватывающий время от раннего рифея до начала или середины позднего рифея, венда или кембрия; мегаэтап геосинклинального (и частично сингеосинклинального в областях ранней консолидации) развития подвижного пояса, начавшийся в разных

его областях позднем рифее — венде или кембрии и закончившийся на большей части его площади в конце перми — раннем триасе, но местами в конце триаса, а на самом восточном участке пояса — в середине мела; мегаэтап постгеосинклинального развития пояса, продолжающийся от триаса, а местами от юры или позднего мела, до современности. Рассмотрим кратко каждый из этих мегаэтапов.

1. *Мегаэтап, предшествовавший заложению Урало-Монгольского пояса* (рис. 32). Судя по строению архейских и нижнепротерозойских метаморфических комплексов, выступы которых имеются во всех его областях, характер геологического развития на территории будущего

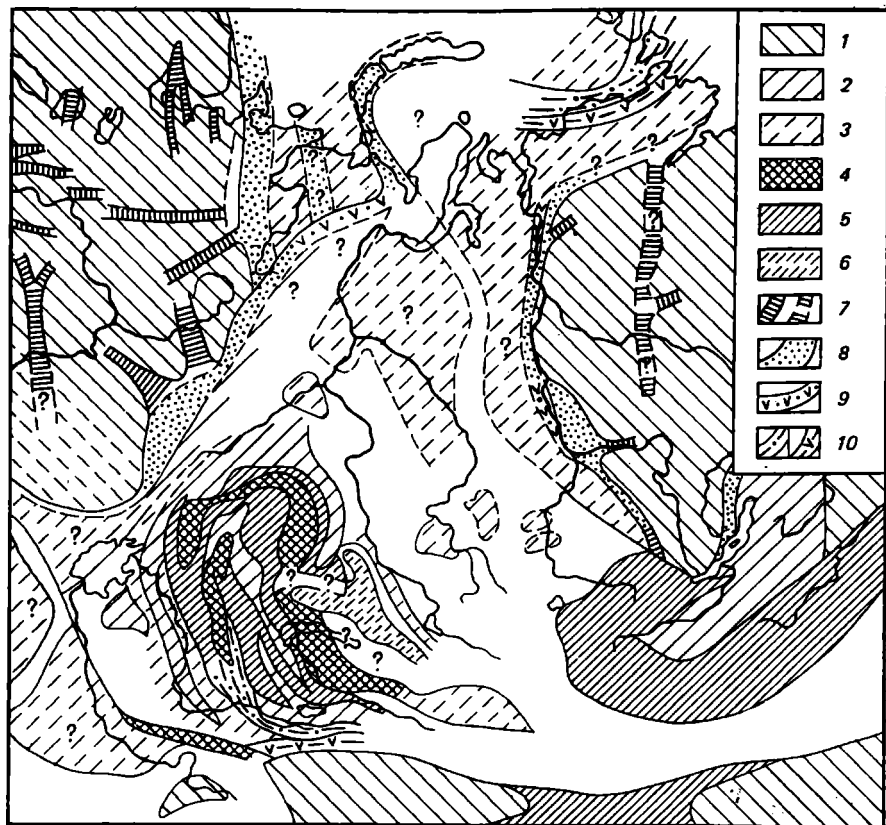


Рис. 32. Схематическая карта строения допозднерифейского основания Урало-Монгольского подвижного пояса и смежных с ним областей:

- 1 — дорифейский (архейско-раннепротерозойский) фундамент древних платформ;
- 2 — то же, в пределах Урало-Монгольского пояса и метаплатформенных областей;
- 3 — то же, предположительно; 4 — древнейшие (архейские) ядра; 5 — ранне-среднерифейский (исседонский) и нерасчлененный дорифейско-среднерифейский фундамент; 6 — то же, предположительно на участках глубокого погружения фундамента;
- 7 — ранне- и среднерифейские авлакогены на древних платформах, установленные и предполагаемые; 8 — ранне- и среднерифейские авлакогосинклинальные прогибы с осадочным выполнением в пределах зарождающегося Урало-Монгольского пояса и метаплатформенных областей; 9 — то же, с осадочно-вулканогенным выполнением; 10 — то же, испытавшие складчатость и метаморфизм в конце среднего рифея (в исседонскую — гревильскую эпоху)

подвижного пояса вряд ли существенно отличался от развития территорий будущих Восточно-Европейской и Сибирской платформ; основные черты его были отмечены в части 1 учебника, и поэтому мы не будем

на нем останавливаться. Примечательно, однако, что в отличие от этих древних платформ, в строении фундамента которых основную роль играют архейские комплексы, в пределах выступов раннедокембрийского основания Урало-Монгольского пояса нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные метаморфические образования явно преобладают над архейскими. Это дает основание предполагать, что местоположение как подвижного пояса, так и граничащих с ним древних платформ в той или иной мере было предопределено степенью тектономагматической активности соответствующих областей Евразии в течение раннего протерозоя и, в частности, относительной ролью протогеосинклинальных областей и зон в их строении. Эта роль, несомненно, была значительной в таких регионах, как каледонская Казахстанско-Северотяньшаньская система и восточная часть Алтае-Саянской области. При этом в одних районах (например, Приуральском) граница пояса срезает простирающиеся архейские структур фундамента платформы под почти прямым углом, а в других (например, к югу от Алдано-Станового щита Сибирской платформы, где граница Приамурско-Приохотского сегмента пояса параллельна простирающимся нижнепротерозойским (?) структурам обрамляющей его Гиллюй-Амазарской зоны), — проявляется тенденция приспособления границы пояса к особенностям раннедокембрийского структурного плана.

II. *Мегаэтап заложения Урало-Монгольского пояса* и вместе с тем обособления обрамляющих его древних платформ был чрезвычайно длительным и захватил период времени, по продолжительности (от 0,8 до 1—1,1 млрд лет) примерное вдвое превышающий время всего дальнейшего развития пояса, т. е. геосинклинального и постгеосинклинального мегаэтапов. Этот мегаэтап еще очень слабо изучен, но уже сейчас не вызывают сомнений его большая сложность и своеобразии геологического развития формирующегося на этом мегаэтапе подвижного пояса (рис. 33). Главную роль на мегаэтапе заложения Урало-Монгольского пояса играли процессы деструкции, т. е. горизонтального растяжения, раздробления и утоньшения континентальной коры, в целом значительно сильнее проявившиеся на территории формирующегося подвижного пояса, чем в пределах смежных платформ, что и привело к пространственному обособлению последних. Наиболее важные факты, позволяющие представить главные геологические события и характер развития территории пояса на мегаэтапе его заложения, сводятся к следующему.

1. Вдоль границ обрамляющих пояс древних платформ в раннем или среднем рифее закладываются длительно развивающиеся авлакогеосинклинальные прогибы (и системы прогибов), которые впоследствии вошли в состав краевых зон Урало-Монгольского пояса (рифейские прогибы западной мегазоны Урала) либо мегаплатформенных областей, образовавшихся между ними и смежными платформами (прогибы Тиманской, Присаянско-Енисейско-Туруханской и Байкало-Патомской зон). Континентальная кора в этих прогибах была несколько утоньшена и раздроблена, но не разорвана. Развитие этих прогибов, как правило, завершилось в позднем рифее или венде байкальской складчатостью.

2. Во внутренней части формирующегося подвижного пояса на одних его участках, испытавших складчатость, метаморфизм и гранитизацию в конце раннего протерозоя, к началу позднего протерозоя образовалось в значительной мере консолидированное основание, на котором в раннем-среднем рифее местами накапливались отложения близкого к платформенному типу и формировались грабенообразные

прогибы, напоминающие разновозрастные им авлакогены соседних древних платформ. Примером подобного характера развития в раннем-среднем рифее может служить Северный Тянь-Шань. В других, внут-

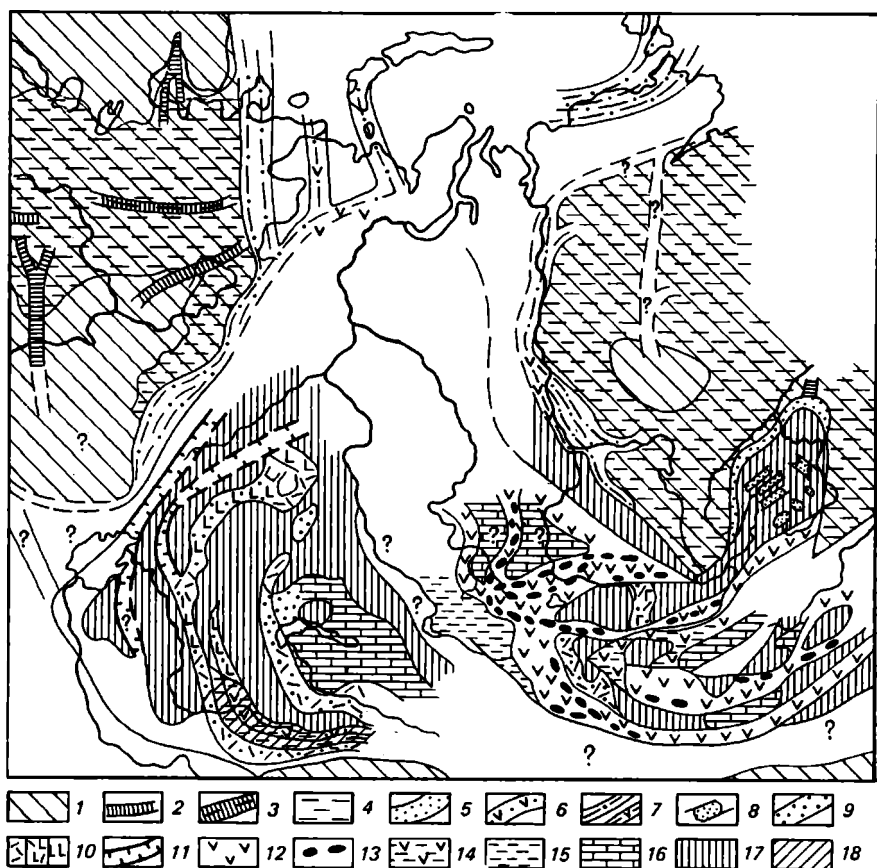


Рис. 33. Палеотектоническая схема Урало-Монгольского подвижного пояса и смежных областей для позднерифейско-вендского этапа:

1 — древние платформы; 2 — авлакогены, развивавшиеся в позднем рифее — начале венда; 3 — то же, испытавшие инверсию в конце рифея или в венде; 4 — поздневендский плитный чехол; 5 — авлакогеосинклинальные прогибы с осадочным выполнением, развивавшиеся в позднем рифее и венде; 6 — то же, с осадочно-вулканогенным выполнением; 7 — авлакогеосинклинальные прогибы, испытавшие складчатость в конце рифея — венде или в кембрии; 8 — наложенные грабенообразные впадины в Байкальской области, выполненные грубообломочными вендскими молассами; 9 — рифтоподобные прогибы эмбрионально-геосинклинальной стадии, выполненные континентальными обломочными, в том числе грубообломочными (спаргмитовая формация) толщами; 10 — то же, выполненные наземными вулканитами существенно кислого, контрастного и щелочно-базальтового состава; 11 — рифтоподобные прогибы, предполагаемые; 12 — эвгеосинклинальные прогибы с вулканогенно-кремнистым выполнением; 13 — офиолитовые рвы (зоны с разрывами континентальной коры) в них; 14 — мезогеосинклинальные прогибы с вулканогенно-осадочным выполнением; 15 — миогеосинклинальные прогибы с терригенным и кремнисто-сланцевым выполнением; 16 — миогеосинклинальные прогибы, геоантиклинали и срединные массивы с карбонатной седиментацией; 17 — районы абсолютного и относительного поднятия в Урало-Монгольском поясе и смежных метаплатформенных областях; 18 — зоны с проявлениями байкальской складчатости в Урало-Монгольском поясе

ренних, районах пояса, таких, как западная часть Казахского нагорья и восточная часть Алтае-Саянской области, в эти эпохи продолжалось развитие некоторых протогеосинклинальных прогибов, начавшееся в раннем протерозое и окончательно завершившееся в конце средне-

го рифея (около 1 млрд лет назад) складчатыми деформациями исседонской эпохи, зеленосланцевым метаморфизмом и гранитизацией.

Новых типичных эвгеосинклинальных прогибов, и тем более зон, в которых растяжение континентальной коры дошло бы до ее полного разрыва и новообразования меланократового фундамента, во внутренних частях Урало-Монгольского пояса в раннем-среднем рифее не возникало.

Таким образом, создается впечатление, что первоначально, в течение раннего-среднего, а местами и позднего рифея происходило обособление древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской) как областей, подвергшихся процессам деструкции в сравнительно слабой мере, от разобшившей их широкой мегазоны, где эти процессы проявились более интенсивно; эта зона, которую можно назвать зачаточным подвижным поясом, первоначально включала как будущий Урало-Монгольский пояс, так и ряд метаплатформенных областей, возникших между ним и обрамляющими его платформами. На протяжении большей части позднего протерозоя Урало-Монгольский пояс, по-видимому, мало отличался от этих областей по степени своей тектономагматической активности. Эти отличия стали проявляться главным образом в конце позднего рифея — венде, когда авлакогеосинклинальные зоны в метаплатформенных областях, а также на некоторых краевых участках Урало-Монгольского пояса (западная мегазона Урала, Протеросаян) подверглись деформациям сжатия, тогда как во внутренних зонах подвижного пояса (Казахское нагорье, Алтае-Саянская область, Северная и Центральная Монголия) примерно в ту же эпоху вновь резко активизировались процессы растяжения и деструкции ранее существовавшей коры.

III. *Мегаэтан типично геосинклинального* (частично сингеосинклинального) *развития*, как уже отмечалось, начался в разных областях подвижного пояса неодновременно. Во внутренних и северо-восточных его зонах (Казахское нагорье, Северный Тянь-Шань, Алтае-Саянская область, Монголия, Западное Забайкалье) геосинклинальные, в том числе вулканоактивные, типично эвгеосинклинальные прогибы стали возникать в позднем рифее — венде, при этом в тех регионах, где процессы раздробления и растяжения континентальной коры протекали быстро (например, в Алтае-Саянской области, Северной Монголии, Западном Забайкалье), вскоре (еще до начала кембрия или даже венда) возникли более или менее широкие или узкие зоны ее полного разрыва с новообразованным меланократовым основанием (будущие офиолитовые зоны). Там же, где эти процессы проходили медленнее, «рвы» с корой океанического типа образовались лишь в конце кембрия — начале ордовика (Казахское нагорье) или вообще не получили сколько-нибудь значительного развития. В западных и юго-западных периферических зонах Урало-Монгольского пояса процесс формирования типичных геосинклинальных прогибов и их систем, включая «рвы» с корой океанического типа, начался позднее — в кембрии (Южный Тянь-Шань) и даже позднем кембрии (Урал). К числу подобных зон, возможно, относится и самое восточное, Приамурско-Приохотское, звено пояса, где также неизвестны геосинклинальные образования древнее кембрийских.

Заложение геосинклинальных прогибов и геосинклинальных систем внутри Урало-Монгольского пояса имело важное значение, во-первых, для отделения его в целом от смежных с ним метаплатформенных областей, в которых типичные геосинклинальные прогибы ни в конце протерозоя, ни в палеозое не возникали, и, во-вторых, для

обособления внутри самого пояса ряда разобщенных геосинклинальными системами относительно стабильных участков — остаточных срединных массивов (некоторые из них, например Тувино-Северомонгольский, частично примыкают к границам пояса и могут называться срединными с известной условностью). Важно подчеркнуть, что если первоначально, в рифее относительно подвижная зона, разобщившая Восточно-Европейскую, Сибирскую и Китайскую платформы (пра-Урало-Монгольский пояс), имела значительную ширину на всем своем протяжении — от района Карского моря до Японского и Охотского морей, то после возникновения в конце рифея — кембрия типичных геосинклинальных систем и обособления Урало-Монгольского пояса от смежных метаплатформенных областей его конфигурация приобрела форму почти замкнутого, неправильной формы овала или выпуклого к юго-западу полумесяца с очень узкими прогибами на его северо-западном и восточном окончаниях, поскольку основные части территорий обоих окончаний этого «пра-пояса» превратились в метаплатформенные области.

Развитие Урало-Монгольского пояса на геосинклинальном мегаэтапе протекало полициклически, т. е. распадалось на несколько тектономагматических циклов, каждый из которых начинался эпохой сильной деструкции, усиления процессов горизонтального растяжения и утонения коры (вплоть до ее разрыва), заложения и углубления геосинклинальных прогибов и завершался усилением процессов сжатия и утолщения коры, формирования складчато-надвиго-покровных структур, гранитоидным плутонизмом, горообразованием и накоплением моласс. Крупнейшие циклы в свою очередь распадаются на более короткие подциклы, этапы, стадии, также обладающие циклическим характером развития и, в частности, завершающиеся фазами более или менее сильного сжатия соответствующей области.

Главными циклами являются следующие.

1. Каледонский цикл (поздний рифей — силур), в некоторых областях распадающийся на два подцикла (рис. 34). Так, в Северо-Тяньшаньской каледонской системе это байкальский подцикл (поздний рифей — венд) и собственно каледонский (кембрий — ордовик), в Кузнецко-Саянской — салаирский (поздний рифей — средний кембрий) и позднекаледонский (поздний кембрий — силур). Эти подциклы, хотя и завершались сильным сжатием и отмиранием геосинклинальных систем, не разделялись эпохами существенной деструкции.

2. Герцинский цикл, начинающийся эпохой сильной деструкции ранее существовавшей континентальной коры (впрочем, лишь в отдельных зонах, как Западно-Мугоджарская и, может быть, Чарская, приводившей к образованию новых рвов с корой океанического типа) и мощного вулканизма (в том числе связанного с мантийными очагами) в раннем-среднем девоне и завершающийся несколькими фазами нарастающего сжатия в раннем-позднем карбоне, перми и конце раннего триаса (?) (рис. 35).

Наряду с герцинскими геосинклинальными прогибами и системами, возникшими в девоне после каледонской складчатости в результате деструкции коры и регенерации геосинклинального режима в соответствующих зонах, существуют геосинклинальные системы (Уральская, Южно-Тяньшаньская, Иртыш-Зайсанская, Южно-Монгольская и пр.), характеризовавшиеся «сквозным» геосинклинальным развитием на протяжении всего палеозоя, завершившимся в конце его позднегерцинской складчатостью. В некоторых тектонических зонах пояса и, в частности, на его узком северном окончании — в Пайхой-

ско-Новоземельской зоне — сквозное развитие, имевшее вырожденный (авлакогеосинклинальный) характер, продолжалось без проявлений герцинской складчатости в раннем мезозое и завершилось лишь раннекеммерийскими деформациями сжатия в конце триаса. В отличие от каледонского цикла (или от салаирского и позднекаледонского подциклов) в герцинском цикле помимо длительного собственно геосинклинального этапа обычно отчетливо проявляется сравнительно короткий завершающий, орогенный этап, ознаменованный формированием моласс, возникновением горного рельефа, нередко наземным существованием коровым вулканизмом и пр.

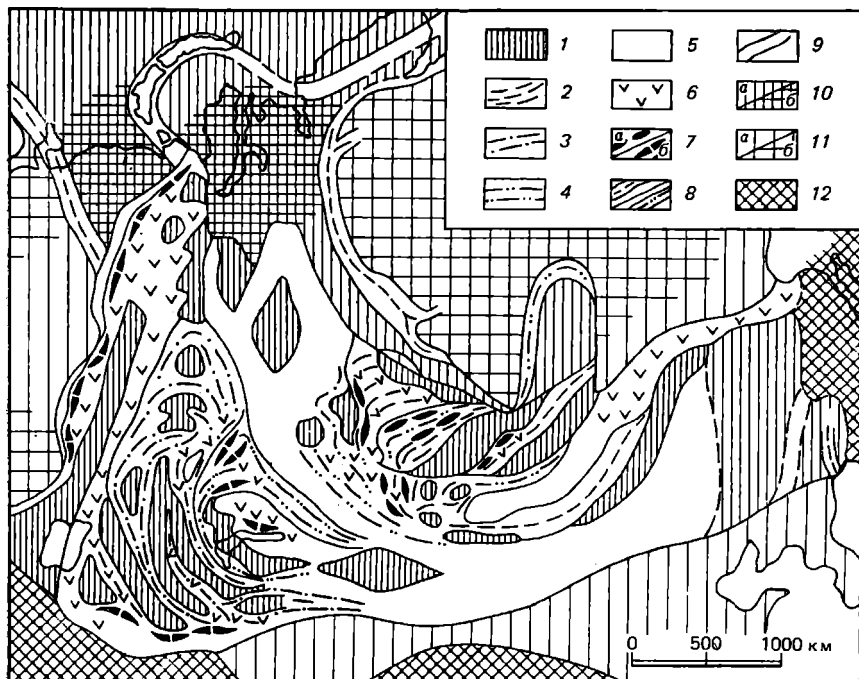


Рис. 34. Схема каледонской структуры Урало-Монгольского подвижного пояса (без палинспастических реконструкций):

1 — добайкальские срединные массивы и байкалиды; 2 — зоны салаирской складчатости; 3 — зоны раннекаледонской (предсилурийской) складчатости; 4 — зоны позднекаледонской (силурийской) и тельбесской (предсреднедевонской) складчатости и каледониды без расчленения; 5 — палеозойские геосинклинальные прогибы и системы, не испытавшие салаирской и каледонской складчатости; 6 — эвгеосинклинальные прогибы палеозойского периода; 7 — офиолитовые зоны в них, «раскрытые» в венде (а) и начале ордовика (б); 8 — авлакогеосинклинальные зоны, испытавшие байкальскую или салаирскую складчатость; 9 — авлакогеосинклинальные прогибы, не испытавшие складчатости в раннем палеозое и силуре; 10 — металаплатформенные массивы и металаплатформенные области, приподнятые (а) и покрытые синкаледонским чехлом (б); 11 — древние платформы, приподнятые (а) и покрытые синкаледонским чехлом (б); 12 — Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса

Также в отличие от каледонского цикла в течение герцинского цикла в пределах Урало-Монгольского пояса существовали не только геосинклинальные системы и разделявшие их остаточные срединные массивы, но и обширные регионы, завершившие свое типично геосинклинальное развитие салаирской или каледонской складчатостью и игравшие на протяжении девона, карбона и перми роль массивов ранней консолидации (Казахстанско-Северотяньшанский, Кузнецко-Саяно-Тувинский и пр.). В девоне они испытали некоторую деструкцию

их континентальной коры и тектономагматическую активизацию, приведшую к мощным вспышкам наземного вулканизма и формированию ряда заполнявшихся вулканитами наложенных впадин и даже вулканоплутонических поясов; в дальнейшем их развитие протекало более спокойно и сопровождалось накоплением сингеосинклинальных (иногда называемых квазиplatformенными) комплексов, подвергшихся в конце герцинского цикла слабым или умеренным деформациям сжатия с образованием брахиморфных складчато-глыбовых структур.

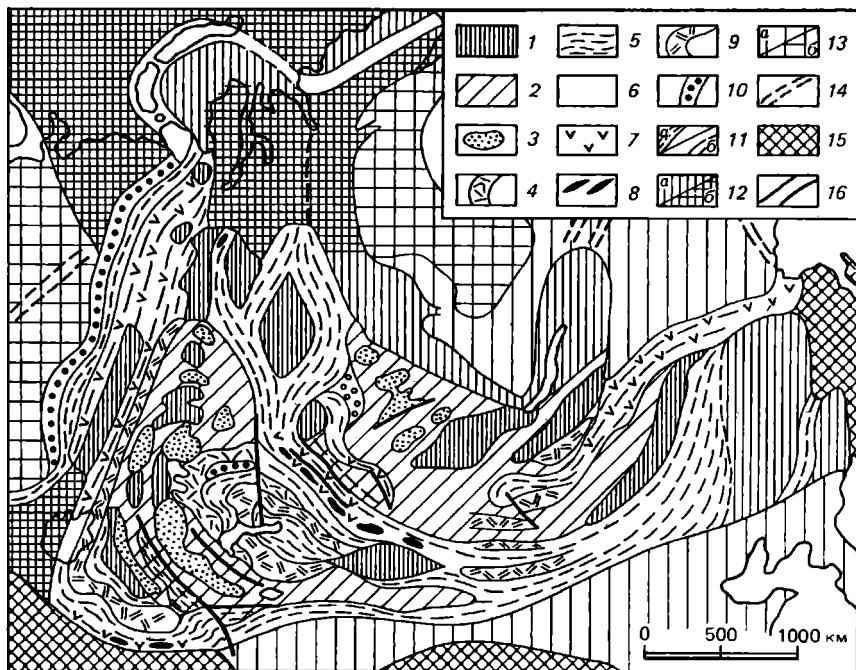


Рис. 35. Схема герцинской структуры Урало-Монгольского подвижного пояса (без палинстратических реконструкций):

1 — добайкальские срединные массивы и байкалиды; 2 — зоны салаирской, каледонской и тельбесской складчатости (в том числе переработанные в герцинском цикле); 3 — наложенные сингерцинские внутренние впадины в этих зонах, выполненные девонскими, каменноугольными и пермскими образованиями; 4 — девонские краевые вулканические пояса; 5 — средне- и позднепалеозойские геосинклинальные прогибы и системы (в том числе наложенные на каледонское складчатое основание), завершившие свое развитие герцинской складчатостью; 6 — то же, не испытавшие герцинской складчатости; 7 — средне- и позднепалеозойские эвгеосинклинальные прогибы; 8 — офиолитовые зоны в них, «раскрытые» в начале девона и начале карбона; 9 — позднепалеозойские орогенные вулканические пояса и зоны; 10 — позднегерцинские краевые прогибы; 11 — авлакогосинклинальные прогибы, завершившие свое развитие герцинской складчатостью (а) и не испытавшие герцинской складчатости (б); 12 — метаplatformенные массивы и области, приподнятые (а) и покрытые сингерцинским чехлом (б); 13 — древние платформы, приподнятые (а) и покрытые сингерцинским чехлом (б); 14 — авлакогены в них, регенерированные в девоне; 15 — Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса; 16 — крупнейшие разломы, активные в герцинском цикле

3. Позднекиммерийский цикл, последний в геосинклинальном развитии Урало-Монгольского пояса, проявился лишь в его самой восточной части — Восточнозabayкальско-Охотской геосинклинальной системе, где он следует за герцинским и охватывает время от позднего триаса (по мнению некоторых исследователей, с перми) до середины мела (рис. 36). В Восточном Забайкалье и верхнем Приамурье начало этого цикла было ознаменовано деструкцией коры и наложением позднекиммерийских прогибов на раздробленное складчатое гер-

цинское основание, а в Приохотье позднекиммерийские прогибы, возможно, более тесно преемственно связаны с герцинскими. Проявление позднекиммерийского геосинклинального цикла только в самой восточной части Урало-Монгольского пояса, непосредственно смыкающейся на востоке с Тихоокеанским, очевидно, было обусловлено «обновлением» Тихоокеанской впадины в мезозое и связанным с ним оживлением тектономагматических процессов в западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

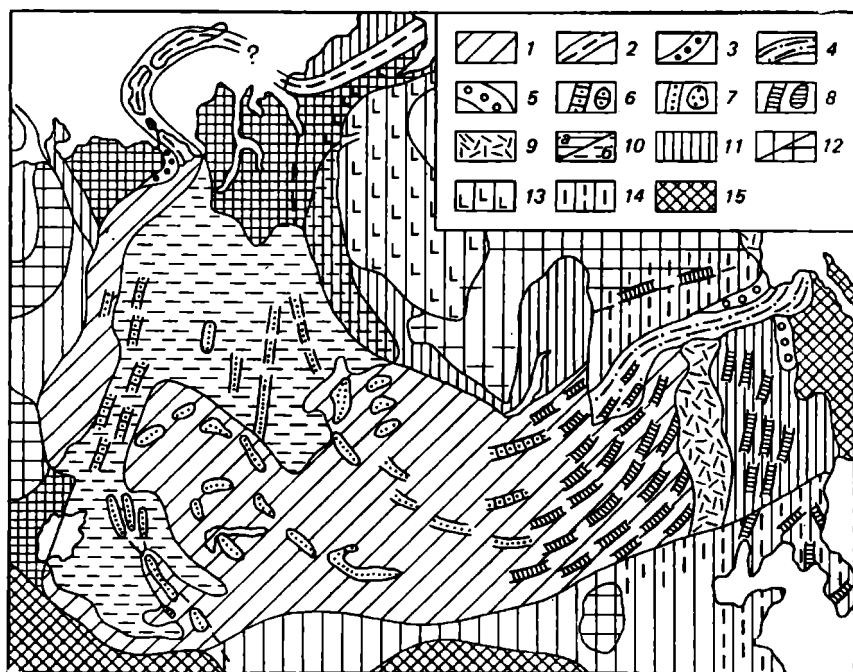


Рис. 36. Схема мезозойской структуры Урало-Монгольского подвижного пояса:

1 — зоны палеозойской складчатости (включая краевые прогибы) и срединные массивы на поверхности; 2 — древнекиммерийские складчатые зоны; 3 — древнекиммерийские краевые прогибы; 4 — регенерированные в позднем триасе или ранней коре геосинклинальные прогибы, завершившие развитие позднекиммерийской складчатостью; 5 — позднекиммерийские краевые прогибы; 6 — триасовые грабены и впадины; 7 — ранне-среднеюрские грабены и впадины; 8 — позднеюрско-раннемеловые грабены и впадины Забайкальско-Восточномонгольской рифтовой системы; 9 — позднемезозойские вулканические пояса; 10 — мезозойский (а) или позднемезозойский (б) плитный чехол в Урало-Монгольском и Средиземноморском поясах и смежных металлатформенных областях; 11 — металлатформенные области; 12 — древние платформы; приподнятые (а) и покрытые мезозойским плитным чехлом (б); 13 — раннетриасовые траппы; 14 — участки древних платформ, подвергшиеся в юре — мелу тектономагматической активизации; 15 — Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса

В истории этого цикла выделяются соизмеримые во времени собственно геосинклинальный (поздний триас — средняя юра) и орогенный (поздняя юра — ранний мел) этапы, каждый из которых по существу представляет более мелкий тектонический цикл, начинающийся с усиления процесса горизонтального растяжения (с формированием грабенообразных прогибов) и завершающийся деформациями сжатия. Геосинклинальные структуры позднекиммерийского цикла развивались на достаточно мощной, в западной части системы типично континентальной, коре в пределах узкой зоны, обрамленной поднятиями, поставлявшими в нее обильный терригенный материал.

IV. На большей части территории Урало-Монгольского пояса позднекеммерийскому геосинклинальному циклу отвечает *первая половина постгеосинклинального мегацикла его развития*, начавшегося в триасе и продолжавшегося до современности (рис. 37). В целом этот мегаэтап отличается значительным снижением тектономагматической активности по сравнению с геосинклинальным, в особенности роли магматизма и горизонтальных движений. Одни регионы пояса,

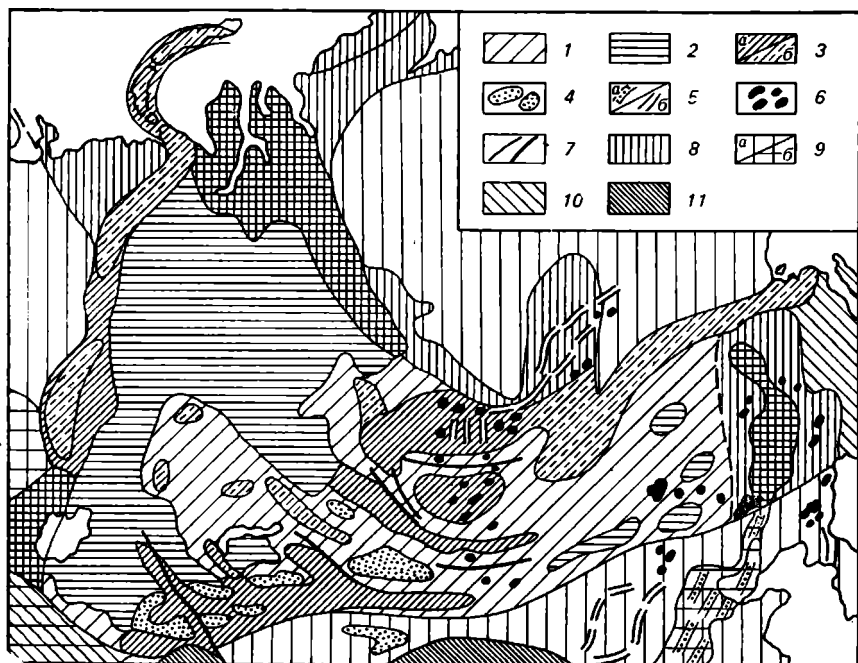


Рис. 37. Схема кайнозойской структуры Урало-Монгольского подвижного пояса:

1 — зоны палеозойской и мезозойской складчатости и срединные массивы Урало-Монгольского пояса на поверхности; 2 — докайнозойские структуры Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов и смежных металлатформенных областей под кайнозойским плитным чехлом (в Средиземноморском поясе — более редкая горизонтальная штриховка); 3 — зоны позднекайнозойского дейтероорогенеза (а — интенсивного, б — слабого); 4 — предгорные и межгорные впадины в этих зонах; 5 — раннекайнозойские (а) и позднекайнозойские (б) рифтовые зоны в Урало-Монгольском поясе и смежных металлатформенных областях и платформах; 6 — районы кайнозойского базальтового вулканизма; 7 — некоторые крупные активные разломы; 8 — металлатформенные области; 9 — древние платформы (а — приподнятые, б — погруженные под кайнозойский плитный чехол участки); 10 — Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса; 11 — их участки, испытавшие позднекайнозойский орогенез

палеозойская структура которых характеризуется широким развитием эпигеосинклинальных складчатых систем при ограниченной роли остаточных срединных массивов, обнаруживали на протяжении постгеосинклинального мегаэтапа устойчивую тенденцию к поднятию и денудации. Другие регионы, в структуре которых срединные массивы играют главную роль, а разделяющие их складчатые зоны относительно узки или даже отсутствуют (Джунгарский массив), проявляли на постгеосинклинальном мегаэтапе тенденцию к дифференцированному опусканию и покрывались более или менее мощным плитным чехлом (Северо-Туранская плита, южная и средняя части Западно-Сибирской плиты, Джунгарский параплакос).

Вместе с тем в рамках постгеосинклинального мегаэтапа в разных районах Урало-Монгольского подвижного пояса проявилось несколько эпох тектонической и тектономагматической активизации, происходившей в различной геодинамической обстановке (преобладающего растяжения, сжатия или смены одного режима другим).

Активизация, связанная с наиболее ранней из этих эпох — раннетриасовой, — проявилась в пределах Урала и Зауралья, юга Западной Сибири и Кузбасса, т. е. северо-западной части пояса, в форме возникновения наложенных на герцинское складчатое основание субмеридиональных грабенов, т. е. структур субширотного растяжения, сопровождавшегося проявлениями наземного, главным образом базальтового, вулканизма. Несколько позднее — перед юрой — эти структуры были преобразованы проявлениями субширотного сжатия.

Вторая эпоха активизации, проявившаяся в центральных частях пояса (Казахстан, Тянь-Шань, Алтае-Саянская область, Монголия, Западное Забайкалье) в ранней и средней юре, также началась в обстановке некоторого растяжения, в которой формировались многочисленные мульды и грабены, частично возродившие позднепалеозойские впадины, и завершалась в условиях сжатия, когда их борты были срезаны взбросами и надвигами. Начало этой эпохи совпадает с регенерацией геосинклинального режима в начале позднекиммерийского цикла в Восточном Забайкалье и Приамурье, а конец ее — с замыканием позднекиммерийских геосинклинальных прогибов в Восточно-забайкальско-Охотской системе, и в целом юрская эпоха активизации является «отзвуком» разных стадий собственно геосинклинального этапа этого цикла в самой восточной части пояса.

Третья эпоха активизации — позднеюрско-раннемеловая — проявилась в пределах Забайкалья, Восточной Монголии и смежных районов Северного Китая. По времени она совпадает и генетически тесно связана с орогенным этапом позднекиммерийского цикла геосинклинального развития Восточнозабайкальско-Приохотской системы. Эта эпоха началась с общего растяжения обширного сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса между Байкальской метаплатформенной областью и Алдано-Становым щитом на севере и Китайской платформой на юге и возникновения широкой Забайкальско-Восточномонгольской посторогенной рифтовой системы, состоящей примерно из 200 грабенов и впадин, ограниченных нормальными сбросами, и завершилась деформациями сжатия и развитием надвигов и сдвигов, по времени отвечающим среднемеловой яньшаньской эпохе складчатости в Китае.

Последняя эпоха тектономагматической активизации, начавшаяся в олигоцене и достигшая апогея в плиоцене-антропогене, проявилась главным образом в пределах Тянь-Шаньской и южной части Алтае-Саянских областей, но затронула также территории Джунгарского Алатау, Монголии, Северного Китая и пр. В отличие от предыдущих эпох активизации позднекайнозойский орогенез в центральной части Урало-Монгольского пояса развивался в геодинамической обстановке горизонтального сжатия южных и центральных зон средней части пояса, по-видимому связанной с относительным сближением Евразийской и Индостанской литосферных плит в эту эпоху. Эффект этого сближения реализовался главным образом в сжатии восточной части Средиземноморского пояса, но затронул и расположенный к северу и северо-востоку от него участок Урало-Монгольского, приведя в нем к короблению коры, развитию взбросов, формированию горных поднятий и сопряженных с ними межгорных и предгорных впадин, заполняемых мощными молассовыми комплексами.

ЧАСТЬ II

МЕТАПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ, ПРИМЫКАЮЩИЕ К ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

К восточной части Урало-Монгольского подвижного пояса примыкают две метаплатформенные области. Одна из них — Байкальская — расположена между его северным краем и Сибирской платформой, другая — Буреино-Дунбэйская, лишь частично попадающая в пределы СССР,— лежит между Китайско-Корейской платформой и восточным окончанием Урало-Монгольского пояса и почти полностью отделяет его от смежного участка Тихоокеанского подвижного пояса.

БАЙКАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Байкальская метаплатформенная область граничит на юге с Тувино-Северомонгольским срединным массивом и Селенгино-Яблоновой салаирской складчатой системой Урало-Монгольского пояса, а на севере глубоко вдается в южный край Сибирской платформы между западным побережьем Байкала и западной границей Алдано-Станового щита, образуя выпуклую к северу крутую дугу. Геологическое строение и развитие этой области очень своеобразны и еще недостаточно расшифрованы в связи с широким развитием в ней «немых» сильнометаморфизованных образований и гранитоидов, маскирующих структуру вмещающих толщ.

От обрамляющих ее с запада, севера и востока возвышенностей и плато Байкальская область отличается более расчлененным и высоким среднегорным рельефом. Центральную ее часть занимает сильно-расчлененное Становое нагорье высотой до 2—2,6 км с Верхнеангарской, Муйской и Чарской межгорными котловинами. Через них, а также через северное побережье Байкала проходит трасса БАМа. Севернее находится Патомское нагорье, а южнее — Витимское плоскогорье с относительно менее высоким (1—1,7 км) и менее расчлененным рельефом. На Витимском плоскогорье начинается р. Витим, которая течет к северу, пересекая Становое и западную часть Патомского нагорья, и впадает в р. Лену. Другие правые притоки Лены — реки Патом и Чара — берут начало на Патомском и в восточной части Станового нагорья. В юго-западной части области находится глубочайшее в мире оз. Байкал, вытянутое в северо-восточном направлении на 630 км при ширине до 50—70 км. Уровень зеркала Байкала 456 м, площадь 31,5 тыс. км². Диагональная перемычка, состоящая из о. Ольхон и подводного Академического хребта, разделяет котловину озера на две ванны; более глубокая из них южная (1620 м). С запада Байкал ограничивают Приморский и Байкальский хребты, с юга — хр. Хамар-Дабан, с востока — Баргузинский хребет, а с севера — Северо-Байкальское нагорье. С юга, востока и северо-востока в озеро впадает много рек (Селенга, Баргузин и др.), а вытекает лишь р. Ангара.

Естественно-научное изучение Байкальской области начали в конце XVIII в. П. С. Паллас и И. Г. Георги, высказавшие первые предположения о происхождении котловины Байкала. Во второй половине

XIX в. Байкал и Прибайкалье исследовал И. Д. Черский. Его идею о существовании в Прибайкалье и Забайкалье докембрийского ядра Азиатского континента — «древнего теменн Азии» — поддержали и развили Э. Зюсс (в «Лике Земли», 1901) и В. А. Обручев, проводивший с конца XIX в. геологические исследования в Забайкалье. В 1909—1911 гг. французский геолог Д. де Лоне высказал альтернативную идею о том, что докембрийским ядром Северной Азии является Ангарская (т. е. Сибирская) платформа, окаймляемая с юга, юго-востока и востока зонами каледонской и герцинской складчатости. Его поддержал М. М. Тетяев, изучавший Байкальскую область в 10—20-х годах и выделивший байкальский комплекс. В 20-х и начале 30-х годов между Тетяевым и Обручевым проходила острая дискуссия по проблеме «древнего теменн Азии», в ходе которой Тетяев стремился доказать существование в Забайкалье не только палеозойской складчатости, но и огромных горизонтальных перемещений в мезозое и даже кайнозое.

В 1923 г. Я. С. Эдельштейн впервые высказал предположение о проявлении на юге Сибири, от Алдана до Кузбасса, складчатости в конце докембрия, назвав ее байкальской. В том же году Н. С. Шатский пришел к выводу, что эта складчатость (перед кембрием или в первой половине кембрия) сыграла важнейшую роль в формировании структуры Байкальской области и спаяла в единую Сибирскую платформу Северо-Сибирскую (Анабарскую) и Алданскую архейские глыбы. Этот взгляд был обоснован и развит в фундаментальных исследованиях Л. И. Салопы, работах К. А. Клитина, Е. С. Постельникова, А. Н. Булгатова и других, рассматривающих Байкало-Витимскую область в качестве тектонотипического региона развития байкалид. Л. И. Салоп, С. М. Замараев, Е. Н. Алтухов и другие выделяют также добайкальские комплексы и этапы ее эволюции, отвечающие архею и раннему протерозою, однако А. Н. Булгатов, Г. Л. Митрофанов отрицают широко развитие в ней нижнего протерозоя. Вместе с тем ряд исследователей (Е. В. Павловский, В. Г. Беличенко, П. М. Хренов, Ю. П. Бутов) считают, что завершающей эпохой складчатости в Байкало-Витимской области была не байкальская, а салаирская или каледонская.

Наконец, в последнее время В. С. Федоровский и другие пришли к выводу о том, что ряд широко развитых в этой области метаморфических толщ, обычно относимых к рифею, принадлежит к нижнему протерозою, а их метаморфизм, складчатость и прорывающие интрузивные комплексы отвечают не байкальской, а карельской или свеклофеннской тектонической эпохе, игравшей важнейшую роль в становлении ее континентальной коры. Роль же байкальских движений, напротив, признается незначительной. Эти представления в известном смысле реабилитируют идеи Черского, Обручева и Зюсса о существовании в Забайкалье одного из центров дорифейской консолидации в Северной Азии. Если они справедливы, то большая внутренняя часть Байкальской области должна быть добайкальским метаплатформенным массивом, отделенным от Сибирской платформы узкой дугообразной каймой складчатых структур байкальского и каледонского возраста.

К Байкальской области приурочен крупнейший на территории СССР кайнозойский Байкальский рифтовый пояс. Важный вклад в исследование его геологии, магматизма, глубинного строения и закономерностей развития внесли В. В. Ламакин, Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко, Н. А. Логачев, Ю. А. Зорин, А. И. Киселев, С. Л. Шерман.

Южная половина Байкальской области отличается исключительно широким развитием гранитоидов; их формирование началось в раннем протерозое, продолжалось в позднем протерозое и завершилось в начале палеозоя. За южную границу этой области мы примем линию, проходящую от низовий р. Селенги к верховьям р. Витима и далее на северо-восток до западного края Алдано-Станового щита, к югу от которой в этом «гранитном море» появляются средне- и позднепалеозойские гранитоиды, отложения кембрия приобретают типично геосинклинальный характер, структура их усложняется, и мы вступаем в Селенгино-Яблоновую зону салаирской складчатости.

Тектоническая структура

Тектоническая структура докембрийских и нижнепалеозойских образований Байкальской области выражена рядом продольных зон, в западной ее части вытянутых к северо-северо-востоку, а в северной — образующих систему выпуклых к северу дуг, крутизна которых возрастает к ее внешнему краю (рис. 38). Самые внешние зоны контролируются краевым швом в докембрийском фундаменте.

Наиболее внешнее положение в структуре области занимает Байкало-Патомская складчатая зона, сложенная несогласно залегающими на нижнем протерозое терригенно-карбонатными отложениями среднего, верхнего рифея и юдомия, в свою очередь перекрытыми платформенным кембрием (рис. 39, А и Б). На среднем участке зоны (в Северном Прибайкалье) это маломощные (до 1—2 км) отложения платформенного типа, но в Западном Прибайкалье и на северной окраине Патомского нагорья они увеличиваются в мощности до 3—4 км (байкальская серия) и 8—10 км (патомская серия) и приобретают миогеосинклинальный, а в верхах разреза южной части зоны (юдомий Западного Прибайкалья) — молассовый характер. В структурном отношении Байкало-Патомская зона представляет моноклинорий, узкий в южной и более широкий в северной части, состоящий из узких линейных складок. Зеркало складчатости погружается в сторону Сибирской платформы, где эта зона постепенно переходит в прогибы, выполненные платформенными отложениями нижнего палеозоя.

Юго-западный участок моноклинория отделен от северного участком (на западной окраине Северо-Байкальского нагорья), где на платформу надвинуты нижнепротерозойские образования более внутренней зоны Байкальской области. В южной части зоны, в Западном Прибайкалье, в основании и внутри юдомия, выраженного молассовыми фациями (ушаковская и мотская свиты), отмечаются слабые несогласия, фиксирующие некоторые проявления складчатости байкальской эпохи. Однако юдомские и кембрийские отложения вместе с рифейскими подверглись более поздним (главным в этой зоне) позднекаледонским складчатым деформациям в конце раннего палеозоя. В дугообразном Патомском прогибе байкальская складчатость почти не проявилась, и формирование складчатой структуры, в которой участвует тектонически единый комплекс рифея, юдомия и нижнего палеозоя, произошло не раньше конца силура. Одновременно с субширотными дугообразными складками Патомской зоны формировались субмеридиональные, но смыкающиеся с ними складки Уринского антиклинория (в одноименном авлакогене) и смежных с ним зон, уходящие под мезозойский чехол Вилюйской синеклизы. Байкало-Патомскую зону нередко рассматривают как краевой прогиб байкалид Байкало-Витимской области. Однако это определение в какой-то мере применимо лишь к юго-западному участку зоны, тогда как северный

ее участок представлял в байкальском этапе, скорее, авлакогеосинклинальный прогиб, заполненный отложениями миогеосинклинального характера, но переживший складчатость лишь в конце каледонского «цикла».

С внутренней стороны (с востока и юга) с Байкало-Патомской зоной граничит тектонически более приподнятая Чуйско-Тонодская зона. Северная ее часть представляет дугообразную цепочку из ундулирующих антиклинориев — Чуйского, Тонодского и Нечерского. Она сложена в основном сильно смятыми первично-терригенными отложениями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и превращенными в метаморфические сланцы и гнейсы, вмещающие согласные и отчасти секущие тела гранитогнейсов и гранитов с возрастом 1,85—2,1 млрд лет. Этот комплекс принадлежит нижней части нижнего протерозоя, а в нижней части, возможно, включает метавулканы верхнего архея. В юго-западной части зоны он несогласно перекрывается акитканской серией очень слабометаморфизованных обломочно-вулканогенных пород, представляющей моласово-порфировую формацию, завершившую развитие свекофеннской протгеосинклинальной области. Эта серия и массивы комагматичных ей порфировидных рапакивиобразных гранитов относятся к верхам нижнего протерозоя (1,65—1,7 млрд лет). Магматизм акитканского этапа был приурочен к краевому шву на западном борту Байкальской области, представлявшему в конце раннего протерозоя краевой вулканический пояс. На северном (дугообразном) участке Чуйско-Тонодской зоны акитканская серия и связанные с ней гранитоиды отсутствуют.

Более внутреннюю складчатую дугу образует широкий, серповидный в плане Бодайбинский синклиниорий, переходящий к юго-западу в более узкий, сильно сжатый Мамский синклиниорий (рис. 39, В). Синклинии выполнены очень мощными (до 10—12 км) толщами терригенных пород со сравнительно редкими горизонтами карбонатных, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой или амфиболитовой фации. До последнего времени они сопоставлялись с патомской серией Патомского прогиба и относились к верхнему протерозою. Однако, согласно В. С. Федоровскому, отложения, выполняющие Бодайбинский и Мамский синклинии, принадлежат нижнему протерозою и стратиграфически, как и в формационном отношении, соответствуют удоканской серии в западной части Алдано-Станового щита. Эти толщи в обоих синклинариях прорываются двумя генерациями син- и постметаморфических гранитоидов, которые ранее относились к позднему протерозою, но, согласно Федоровскому, являются раннепротерозойскими (соответственно 1,9 и 1,8 млрд лет). Таким образом, имеются серьезные основания считать возраст отложений, выполняющих Мамский и Бодайбинский синклинии, нижнепротерозойским, а время метаморфизма, складчатости и гранитоидного плутонизма в них отнести к эпохе свекофеннской складчатости.

К югу от Мамского и Бодайбинского синклинория от западного края Алданской глыбы до северного побережья Байкала и далее под дном Байкала к о. Ольхон в Приольхонье протягивается дугообразная Байкало-Витимская зона. Обычно ее рассматривают как крупную зону поднятий, в которую, согласно Л. И. Салопу, включены небольшие глыбы архея — Муйская и Байкальская. В основном же ее слагают менее метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи муйской серии, рассматриваемой большинством исследователей в качестве эвгеосинклинального комплекса внутренней части раннепротеро-

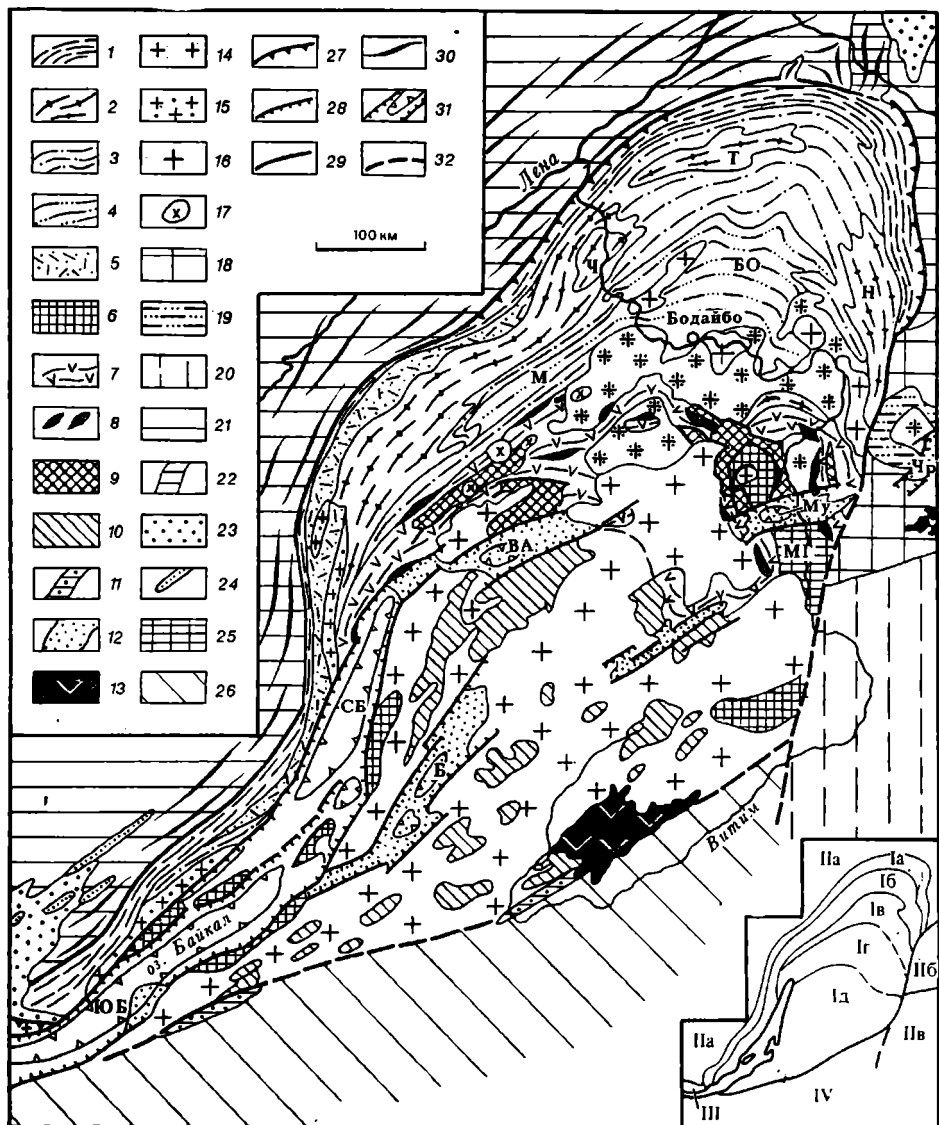


Рис. 38. Схема геологического строения Байкальской метаплатформенной области: 1—17 — Байкальская область: 1 — Байкало-Патомская зона, средне-верхнерифейские и вендские отложения; 2—5 — Чуйско-Тоновская и Мамско-Бодайбинская зоны: 2 — архейские и нижнепротерозойские метаморфические образования, слагающие ядра антиклинориев (Ч — Чуйского, Т — Тоновского, Н — Нечерского), 3 — нижнепротерозойские метаморфизованные образования антиклинориев и крыльев синклинальных зон, 4 — нижнепротерозойские (по другим данным — рифейские) метаморфизованные отложения Мамского (М) и Бодайбинского (БО) синклинориев, 5 — азиатская обломочно-вулканогенная серия верхов нижнего протерозоя, слагающая Северо-Байкальский вулканический пояс; 6—13 — Байкало-Витимская и Баргузино-Витимская зоны: 6 — глубокометаморфизованные архейские или нижнепротерозойские образования Муйской (МГ), Байкальской глыбы и пр., 7 — нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные протозвгосинклинальные образования муйской серии, 8 — подчиненные ей тела габброидов и гипербазитов, 9 — впадины, выполненные вендскими и нижне-среднекембрийскими образованиями, 10 — впадины и другие структуры, сложенные рифеем (?), вендом и кембрием в Баргузино-Витимской зоне, 11 — мезозойские грабены, 12 — кайнозойские впадины, выполненные неоген-четвертичными отложениями (ЮБ — Южно-Байкальская, СВ — Северо-Байкальская, Б — Баргузинская, ВА — Верхнеангарская, Му — Муйская, Чр — Чарская впадина на Алданском мегаблоке), 13 — неоген-четвертичные базальтовые покровы; 14 — свекофенские (1,8—1,9 млрд лет) гранитоиды мамско-оронского и тельмасского комплексов; 15 — гранитоиды конца раннего протерозоя (1,7 млрд лет) ирельского комплекса в Северо-Байкальском вулканическом поясе; 16 — гранитоиды конца позднего протерозоя — кембрия баргузинского, витимского, конкудеро-на-

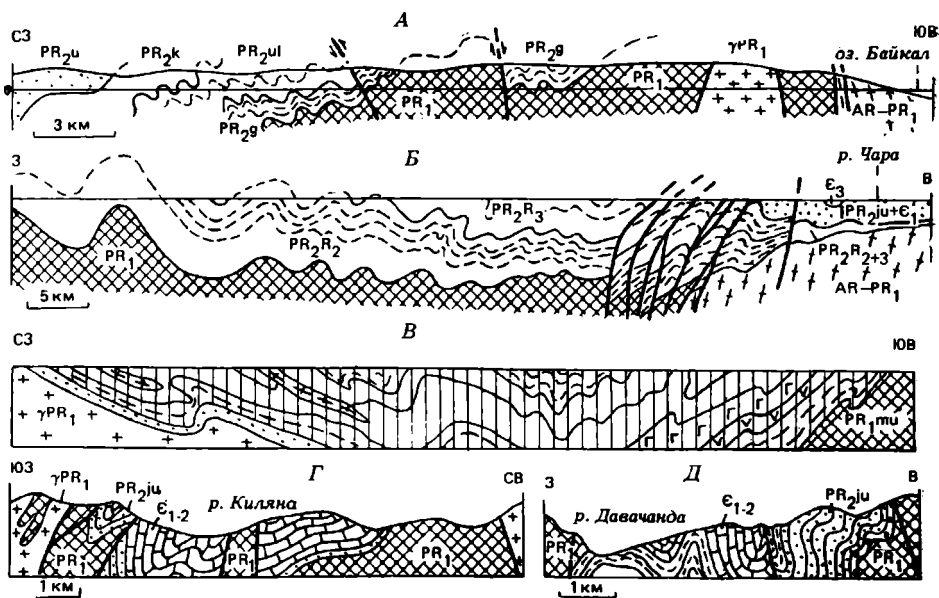


Рис. 39. Геологические профили различных зон Байкальской области (по данным разных авторов, с изменениями и упрощениями):

А — юго-западная часть Байкало-Патомской зоны (по В. Д. Мадзу): PR_{2u} — венд, ушаковская свита; PR_{2k} , PR_{2ul} , PR_{2g} — рифей, байкальский комплекс, качергатская, улдугуйская, голоустенская свиты; PR_1 — сарминская серия; $AR-PR_1$ — святоносская толща. **Б** — северо-восточная часть Байкало-Патомской зоны и смежный западный участок Алданской моноклизы (по Л. И. Салому): E_2 — верхолеская серия; 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; PR_1 — нижний протерозой, тепторгинская и аналоги удоканской серии; $AR-PR_1$ — фундамент Алданского щита. **В** — Мамский синклиорий (по Д. В. Великославинскому и др.). Вертикальная штриховка — разные свиты мамского комплекса (нижний протерозой или рифей?) и синскладчатые гранитоиды нижнего протерозоя; PR_{2ju} — муйская серия, точки — нижнепротерозойские ставролитовые сланцы и кварциты; γPR_1 — гранитоиды чуйского комплекса. **Г** и **Д** — впадины Байкало-Витимской зоны (по Л. И. Салому): **Г** — Килинский грабен Средневитимской впадины; **Д** — Талонинская впадина. E_{1-2} — известняки нижнего-среднего кембрия; PR_{2ju} — сланцы, алевролиты, песчаники и конгломераты юдомия; γPR_1 — нижнепротерозойские гранитоиды; PR_1 — нижнепротерозойская муйская серия и подчиненные ей тела базитов и гипербазитов

маканского комплексов; 17 — среднепалеозойские щелочные центральные массивы сыньярского комплекса; 18–20 — Алдано-Становой щит; 18 — архейские 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 — Саяно-Енисейская область, Шарыжалгайский выступ архея; 26 — Селенгино-Яблоновая система Урало-Монгольского складчатого пояса; 27 — надыги; 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 моноклиновая зона; Ib — Чуйско-Тонодская антиклиновая зона; Ic — Мамско-Бодайбинская синклиновая зона; Id — Байкало-Витимская (Средневитимская) зона поднятий и наложных впадин; Ie — Баргузино-Витимская (Верхневитимская) зона (средний массив). II — Сибирская платформа: IIa — Лено-Енисейская плита; IIб — Алданский и IIв — Становой мегаблоку Алдано-Станового щита; III — Саяно-Енисейская метаплатформенная область; IV — Яблоново-Селенгинская система Урало-Монгольского эпигеросинклинального складчатого пояса

зойской геосинклинальной области. В. С. Федоровский и А. Ф. Грачев интерпретируют эту зону как широкий и протяженный раннепротерозойский зеленокаменный пояс, в сложении которого наряду с терригенными принимают участие мощные базальт-риолитовые вулканогенные толщи контрастного типа, а К. А. Клитин, Н. Л. Добрецов и другие, учитывая широкое развитие в ней тел габброидов и гипербазитов

тов, — как древнейшую офиолитовую ассоциацию, предположительно формировавшуюся на коре океанического типа.

Зона развития муйской серии была деформирована, метаморфизована и прорвана постметаморфическими гранитоидами с возрастом 1,8 млрд лет. Многие исследователи включают в этот зеленокаменный пояс метаморфические толщи Ольхона и Приольхонья, отрицая при этом архейский возраст Байкальской глыбы, а некоторые авторы (Федоровский, Клитин и др.) относят к нижнему протерозою и породы Муйской глыбы (впрочем, Федоровский предполагает, что архейские кристаллические образования должны слагать фундамент Муйского блока и всей Байкало-Витимской зоны). С позиций Федоровского, Байкало-Витимская зона отличается от Мамско-Бодайбинской не столько в стратиграфическом и структурном, сколько в формационном отношении, представляя главный зеленокаменный пояс Байкальской области, переходящий к северу в шельфовую зону, в которой накапливались осадочные, существенно терригенные отложения.

Верхний структурный ярус Байкало-Витимской зоны образует ряд небольших наложенных внутренних впадин, выполненных грубообломочными молассовыми толщами юдомского и карбонатными — ранне-среднекембрийского возраста общей мощностью от 2—3 до 10 км, резко несогласно залегающими на разных докембрийских образованиях (рис. 39, Г и Д). Эти впадины — Холоднинская, Ангаро-Мамская, Средневитимская и др., — по-видимому, представляющие остатки первоначально более крупных депрессий, обрамлены разломами, сбросами и взбросами и обладают внутренней складчатой структурой. Первоначально они развивались в режиме раздробления, растяжения и грабенообразного проседания их субстрата, а затем подверглись сжатию. Их рассматривают либо как структуры орогенного типа (протоорогенные впадины байкалид или дейтероорогенные в зоне раннепротерозойской складчатости), либо как древние рифтогенные структуры. Заметим, что они лежат на продолжении зоны, в которой в кайнозойе сформировался Байкальский рифт, и в непосредственном соседстве с Верхнеангарским и Муйским грабенами Байкальского рифтового пояса.

Структуры вендско-раннекембрийских впадин рвутся раннепалеозойскими гранитоидными интрузиями витимканского комплекса, а также среднепалеозойскими массивами центрального типа сыннырского щелочного комплекса, расположенными в виде цепочки на северо-восточном продолжении Байкальского рифта. Подобные щелочные интрузии типичны для многих континентальных рифтовых зон, где их становление может сопутствовать рифтогенезу, но чаще предваряет его подчас на десятки и даже первые сотни миллионов лет.

Обширную южную часть Байкальской области образует полукруглая в плане Баргузино-Витимская зона. Ее тектоническая природа трактуется различно. Л. И. Салоп рассматривает ее как внутреннюю часть эвгеосинклинального пояса байкалид и остаточную геосинклиналь в венде и раннем кембрии, К. А. Клитин считает ее синклиномомом байкалид с сохранившимися фрагментами вулканогенно-осадочных толщ рифея, А. Н. Булгатов — миогеосинклинальной складчатой зоной байкалид, а на салаирском этапе — дейтероорогенным поднятием, осложненным рядом мелких впадин. В. Г. Беличенко называет эту зону «известняковой геосинклиналью ранних каледонид», осложненной внутренним поднятием и переходящей к югу в салаирскую эвгеосинклиналь. Наконец, Е. А. Алтухов, Л. И. Красный, В. А. Амантов, Е. П. Миронюк рассматривают ее как срединный массив, древний,

существенно архейский фундамент которого в значительной мере переработан и переплавлен протерозойскими и раннепалеозойскими гранитоидами и частично перекрыт вендско-кембрийским чехлом.

Столь значительные разногласия связаны с тем, что большую часть территории Баргузино-Витимской зоны слагают грандиозный (более 120 тыс. км²) Баргузинский гранитный батолит (или система слившихся батолитов) и более мелкие, более молодые массивы гранитоидов и значительно меньшую — разновозрастные и в разной степени метаморфизованные осадочные и вулканогенные докембрийские и кембрийские образования. Возраст их, как и Баргузинского батолита, и характер их взаимоотношений понимаются по-разному. Большинство авторов считают батолит позднепротерозойским, образовавшимся в результате мощных процессов гранитизации и частичного плавления континентальной коры на огромной площади, приведших к формированию фациально сложного и, вероятно, многофазного комплекса авто- и аллохтонных гранитоидов. Они прорывают и замещают разновозрастные метаморфизованные образования архейского, раннепротерозойского и рифейского (?) возраста, сохранившиеся в виде фрагментов в провесах его кровли. Но в последнее время в поле развития этого плутона доказано широкое распространение в многочисленных синклиналих и брахисинклиналих структурах относительно слабо метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений юдомия и фаунистически охарактеризованного нижнего и среднего кембрия (ранее относимых к рифею).

Одни исследователи рассматривают их (как и разновозрастные толщи во впадинах Байкало-Витимской зоны) как орогенные или даже платформенные образования, более молодые, чем Баргузинский батолит, на котором они залегают с размывом, с галькой его гранитов в базальных слоях (А. Н. Булгатов, К. А. Клитин). По мнению других, породы Баргузинского батолита прорывают и метаморфизуют эти отложения, отвечающие последней, салаирской стадии развития геосинклинали, и выступают между их синклиналильными структурами в виде гранитных куполов (Ю. П. Бутов, В. Г. Беличенко). По-видимому, становление Баргузинского плутона происходило длительно и многофазно, начавшись еще в конце рифея, в связи с чем осадочные толщи венда и кембрия могли перекрывать размытую поверхность гранитоидов, принадлежащих к ранним фазам его становления, а в дальнейшем они могли прорываться или метаморфизовываться гранитоидами его поздних (кембрийских?) фаз, а также более молодыми, чем он, раннепалеозойскими гранитоидами, в частности гранитами витимканского комплекса, слагающими Баргузинский хребет.

Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя

Предположительно архейские образования, выраженные различными гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мраморами и кварцитами, выступают в нескольких относительно крупных блоках в пределах Байкало-Витимской зоны (Байкальская, Муйская глыбы) и, возможно, в мелких блоках в более южной, Баргузино-Витимской, зоне. Архейский возраст их не доказан и оспаривается на основании отсутствия в этих толщах проявлений, метаморфизма гранулитовой фации, характерных для архея Алдана, Шарыжалгайской глыбы и пр. Но структурное несогласие между внутренним строением Муйской глыбы и обтекающими ее протерозойскими образованиями муйской серии позволяет допустить ее архейский возраст. Присутствие

архей, выраженного двупироксеновыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми сланцами, гранулитами, чарнокитами, предполагается В. С. Федоровским в ядрах антиклинориев Чуйско-Тонодской зоны и в Приольхонье (см. табл. 10 на с. 294—295 в части 1 учебника).

Нижнепротерозойские образования выражены двумя главными стратиграфическими комплексами, отвечающими нижней и верхней частям нижнего протерозоя. Нижний комплекс представлен двумя типами разрезов: первично-осадочно-вулканогенной муйской серией, слагающей Байкало-Витимскую зеленокаменную зону, и преимущественно осадочной тонодско-бодайбинской серией, развитой в более северных зонах — Бодайбинской и Чуйско-Тонодской.

Муйская серия сложена метавулканитами контрастного — базальтового и риодацитового — состава, метатефроидами, частично превращенными в амфиболиты и порфиroidы, а также метапесчаниками, кварцитами, метаграувакками, слюдяными, графитистыми, кремнистыми, известковистыми сланцами и мраморами. В средней (?) ее части присутствуют внутриформационные полимиктовые метаконгломераты. В северной подзоне Байкало-Витимской зоны в ее разрезе возрастает роль метаосадочных пород. Мощность серии 4—7 км и более. Большинство исследователей трактуют муйскую серию как древнейший протозвгеосинклинальный комплекс или как аналог зеленокаменных поясов архея, но приуроченный к значительно более широкому, рифтоподобному трогу, возникшему при раздвиге архейского протоконтинентального фундамента (А. Ф. Грачев, В. С. Федоровский). Некоторые исследователи (К. А. Клитин и др.), основываясь на приуроченности к ее нижней части тел перидотитов, дунитов, пироксенитов, серпентинитов, рассматривают ее как древнейшую офиолитовую ассоциацию и предполагают, что она накапливалась на коре океанического типа. Однако, по мнению других, здесь присутствует не полная офиолитовая ассоциация, а лишь комплекс расслоенного габбро с подчиненными ультрамафитами.

Муйская серия подверглась интенсивным складчатым деформациям, одновременно испытала региональный метаморфизм амфиболитовой ступени и была прорвана в интервале 1,8—1,9 млрд лет синметаморфическими гранитоидами и постметаморфическими и постскладчатыми гранитами; этим определяется ее принадлежность к первой половине нижнего протерозоя¹. На метаморфизованных породах муйской серии с угловым несогласием залегает серия пестроцветных песчаников, туфоконгломератов, аргиллитов, кислых и реже основных лав мощностью около 2 км (аналог акитканской серии?).

В более северных зонах нижняя часть нижнего протерозоя представлена тонодско-бодайбинской серией. Нижняя половина ее разреза, в основном слагающая Чуйско-Тонодскую антиклинорную зону, начинается с толщи метапесчаников, метаалевролитов, сланцев, метаморфизованных туфопесчаников, туффитов и кислых лав натрового ряда с пластовыми телами метадиабазов и амфиболитов. Выше залегает тепторгинская подсерия (до 1—2 км), сложенная в нижней части кварцитами, кварцевыми конгломератами и высокоглиноземистыми сланцами — продуктами размыва и переотложения кор выветривания, а выше — высокожелезистыми сланцами и метапесчаниками с анкеритом и магнетитом, железистыми кварцитами, а также амфиболитами, основными и кислыми метавулканитами.

Верхняя половина серии выполняет Бодайбинский и Мамский

¹ А. Н. Булгатов и Г. Л. Митрофанов относят муйскую серию к рифею.

синклинии. В ней доминируют метатерригенные породы — кварциты, аркозовые и полимиктовые (граувакковые) метапесчаники, метагравелиты, метаалевролиты, серицит-хлоритовые сланцы, углистые и графитистые сланцы, и лишь в средней части присутствуют горизонты кальцитовых и доломитовых мраморов и карбонатных сланцев. Общая мощность серии составляет от 6 км на севере до 10—16 км в южной части Бодайбинского синклинория. Метаморфизм варьирует от зеленосланцевой фации до амфиболитовой (в Мамском синклинии и Чуйско-Тонодской антиклинорной зоне).

Большинство исследователей отложения, отнесенные к верхней половине тонодско-бодайбинской серии, сопоставляют с патомской серией Байкало-Патомской зоны и относят к среднему-верхнему рифею и венду. Однако, согласно В. С. Федоровскому, разрез тонодско-бодайбинской серии сходен с разрезом нижнепротерозойской удоканской серии в западной части Алдано-Станового щита; как в Чуйско-Тонодской, так и в Мамско-Бодайбинской зоне она прорывается гранитоидами с возрастом 1,8—1,9 млрд лет, и патомская серия на южном борту одноименного прогиба залегает на тонодско-бодайбинской с несогласием, с конгломератами в основании и с резким скачком в степени метаморфизма. Сказанное привело его к выводу, что вся тонодско-бодайбинская серия принадлежит нижней части нижнего протерозоя и была регионально-метаморфизована, смята в складки и прорвана гранитоидами в эпоху свекофеннской складчатости. Она накапливалась в протогеосинклинальном прогибе на шельфе, прилегавшем с севера к Байкало-Витимскому зеленокаменному трогу. Снос терригенного материала происходил с северо-запада и северо-востока с поднятий, временами подвергавшихся выветриванию.

На северо-западном крыле Чуйского антиклинория на породах нижней части тонодско-бодайбинской серии залегает акитканская молассово-вулканогенная серия (до 5 км), слагающая вулканический пояс длиной более 500 км. В ее составе пестроцветные полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты сочетаются с фельзитами, кварцевыми порфирами, базальтовыми порфиритами, андезитами, трахиандезитами, агломератными туфами и игнимбритами. Среди вулканитов преобладают кислые лавы и пирокластолиты. Извержения, как и накопление обломочных толщ, происходили в наземных условиях. Породы серии мало изменены и слабо деформированы. Ее несогласное залегание на сильнометаморфизованных нижнепротерозойских образованиях и несогласное наложение на нее рифейских отложений Байкало-Патомской зоны, а также тесная пространственная сопряженность с ней комагматичного ей комплекса порфировидных рапакивиобразных гранитов с абсолютным возрастом 1,65—1,7 млрд лет позволяет отнести акитканскую серию к верхней части нижнего протерозоя. По мнению А. А. Бухарова, вулканический пояс, в котором она формировалась, возник в зоне краевого шва между Сибирской платформой и находившейся на орогенном этапе развития свекофеннской протогеосинклинальной области. Однако А. А. Константиновский считает, что формирование акитканской серии происходило в глубоком грабене, возникновение которого ознаменовало начало нового этапа раздробления фундамента Сибирской платформы и заложения в ее периферических частях вулканоактивных рифтовых структур (Улканской, Билякчанской, Акитканской).

Несомненно, верхнепротерозойские терригенно-карбонатные отложения распространены в Байкало-Патомской зоне, где они несогласно залегают на разных горизонтах нижнего протерозоя. Наиболее мощ-

ный и полный разрез наблюдается в северной ее части и выражен патомским комплексом мощностью 5—10 км, подразделяемым на три серии, представляющие крупные седиментационные циклы. Они начинаются с конгломератов¹, гравелитов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с флишоидной ритмичностью и завершаются известняками и доломитами, в том числе их водорослевыми и биогермными разностями. Две нижние серии (баллаганакская и кадаликанская), судя по строматолитам и микрофитолитам, принадлежат к среднему, а верхняя (жуинская) к верхнему рифею. К краю платформы отложения патомского комплекса резко уменьшаются в мощности, частично выклиниваются, а в некоторых горизонтах заметно возрастают роль обломочного материала и его грубость, что указывает на его принос в Патомский прогиб с размывавшихся участков платформы. Патомский комплекс с перерывом, но, за редким исключением, без несогласия перекрывается косослоистыми песчаниками, выше битуминозными известняками и доломитами юдомия (около 1 км), согласно сменяемыми пестроцветными и гипсосолёносными отложениями нижнего кембрия.

При движении к юго-западу в Северном Прибайкалье мощность рифея резко сокращается (до 0,5—1 км), а затем в Юго-Западном Прибайкалье вновь возрастает до 2—4 км. Здесь рифей выражен байкальским комплексом, состоящим (снизу вверх) из голоустенской, улунтуйской и качергатской свит. Две нижние свиты выражены чередованием гравелитов, кварцевых и аркозовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с известняками и доломитами, в том числе биогермными, со строматолитами и онколитами, а также прослоями фосфоритов; верхняя свита выражена флишоидным переслаиванием песчаников, аргиллитов, углисто-глинистых сланцев и реже известняков. Байкальский комплекс либо является целиком верхнерифейским, либо относится к среднему и верхнему рифею.

Байкальский комплекс с перерывом, а местами и небольшим угловым несогласием перекрывается юдомскими отложениями. Нижняя их часть выражена конгломератами, гравелитами и песчаниками ушаковской свиты (0,5—1 км), представляющими довольно типичную молассу. Выше, местами также с перерывом и слабым несогласием, залегает пестроцветная мотская свита (около 0,4 м), начинающаяся с песчаников и алевролитов и заканчивающаяся мергелями и доломитами, в свою очередь согласно перекрываемая соленосной свитой нижнего кембрия. Таким образом, в Западном Прибайкалье и на отдельных участках Патомского прогиба ощущаются тектонические движения байкальской эпохи, однако основные складчатые деформации рифея и юдомий Байкало-Патомской зоны испытали совместно с нижнепалеозойскими платформенными отложениями в позднекаледонскую эпоху. Рифей и юдомий Байкало-Патомской зоны почти не затронуты метаморфизмом и интрузиями, но на ряде ее участков проявилась нижнепалеозойская (?) телетермальная полиметаллическая минерализация.

В более внутренних зонах Байкальской области присутствие рифея проблематично. Многие исследователи предположительно относят к рифею мощные существенно метатерригенные толщи, описанные выше в качестве верхней части тонодско-бодайбинской серии, а некоторые геологи — также муйскую серию. В Байкало-Витимской зоне

¹ В низах второго цикла распространены тиллитоподобные конгломераты, но их ледниковое происхождение подвергается сомнению.

на различных горизонтах метаморфических пород нижнего протерозоя и архея (?) и прорывающих их интрузиях в нескольких впадинах несогласно залегают отложения юдомского и кембрийского возраста. К юдомию относится пестроцветная толща конгломератов и гравелитов, состоящих из галек местных пород, полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев — мамаканская подсерия, мощность которой в разных впадинах варьирует от 0,5—2 до 5—8 км. В большинстве их эта терригенная толща перекрывается доломитами и известняками с фауной археоциат и трилобитов нижнего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия (до 2—3 км). Терригенные молассы юдомия накапливались в изолированных наложенных впадинах, а морские карбонатные осадки кембрия отлагались в едином бассейне, но были разобщены последующими деформациями и денудацией.

Принципиально сходные двучленные резервы, представленные терригенными конгломерато-песчаниковыми толщами юдомия и карбонатными — нижнего и среднего кембрия общей мощностью до 3—5 км, характерны для впадин северной части Баргузино-Витимской зоны (Наманинской, Уакитской, Бамбуйской и др.). Менее ясен вопрос о расчленении и возрасте метаморфизованных отложений, выполняющих ряд впадин в ее более южной части (Витимская, Амалатская, Богдаринская и др.). Ранее здесь выделялись как юдомско-кембрийские, так и рифейские образования. Однако Ю. П. Бутов, опираясь на палеонтологические данные, доказывает, что все эти толщи (до 3—5 км) относятся к юдомию и кембрию. Юдомий, наряду с конгломерато-песчано-сланцевыми толщами, включает горизонты кислых вулканитов. Нижний кембрий представлен известняками и доломитами, средний кембрий — карбонатно-терригенными флишоидными отложениями, а трансгрессивно залегающий верхний кембрий (?) — конгломератами с пачками кислых вулканитов. Многие исследователи считают, что юдомско-кембрийские образования залегают на размытой поверхности баргузинского батолита, но отмечают и факты их прорывания гранитоидами. Эти противоречия могут быть объяснены либо длительностью и многофазностью становления баргузинского батолита, либо принадлежностью прорывающих юдомий и кембрий гранитоидов к более молодому интрузивному комплексу.

Этапы метаморфизма и интрузивные комплексы

Проявления древнейшего архейского регионального метаморфизма гранулитовой фации сохранились в виде реликтов, затушеванных последующим диафторезом, в архейских ядрах Чуйско-Тонодской антиклинорной зоны и, возможно, в гипотетических выступах архея Муйской и других глыб. Несомненно архейские интрузивные породы в Байкальской области в коренных выходах неизвестны, но в метаконгломератах нижнепротерозойской тонодско-бодайбинской серии присутствуют гальки трондземитов и аляскитовых гранитов, сходных с архейскими гранитоидами западной части Алданской глыбы. Вероятно, древнейшими среди нижнепротерозойских плутонитов являются небольшие тела базитов и гипербазитов (габбро-нориты, габбро-анортозиты, троктолиты, пироксениты, перидотиты), а также тоналиты и плагиограниты, прорывающие вулканогенные образования зеленокаменной муйской серии, но в значительной части комагматичные им и иногда связанные с ними постепенными переходами.

Завершение свекофеннского цикла во внутренних зонах Байкальской области сопровождалось региональным метаморфизмом амфибо-

литовой или зеленосланцевой ступени, становлением ультраметаморфогенных автохтонных гранитоидов, главным образом в Чуйско-Тондской зоне, а также одновозрастных им синметаморфогенных аллохтонных гранитов, гранит-пегматитов, гранитогнейсов и мигматитов мамско-оронского комплекса (около 1,9 млрд лет). Несколько позднее (около 1,8 млрд лет назад) произошло внедрение постметаморфических порфиroidных амфибол-биотитовых гранитов тельмамского комплекса, образующих крупные батолиты в Байкало-Витимской и Бодайбинской зонах.

К концу раннего протерозоя (около 1,7 млрд лет) относится становление в зоне краевого шва на границе Байкальской области ирельского комплекса порфиroidных «рапакивиобразных» гранитов и граносиенитов, комагматичного и пространственно связанного с акитканским вулканическим поясом. К позднему протерозою и началу кембрия относится длительное становление грандиозного Баргузинского батолита, сложенного существенно калиевыми биотитовыми гранитами, граносиенитами и гранодиоритами, в значительной мере заместившего архейские и протерозойские образования, первоначально слагавшие Баргузино-Витимскую зону. Наиболее молодой позднекембрийский витимканский комплекс, варьирующий от гранитов до монзонитов и щелочных сиенитов, слагает ряд более мелких массивов в этой же зоне. Кембрийский возраст предполагается и для гранитоидов конкундеро-мамаканского комплекса, имеющих активные контакты с вендско-нижнекембрийскими отложениями во впадинах Байкало-Витимской зоны.

Таким образом, формирование гранитоидных комплексов в Байкальской области происходило от середины раннего протерозоя (1,9—2,1 млрд лет) до позднего кембрия (0,5 млрд лет). К самым молодым интрузивным образованиям относится среднепалеозойский (позднедевонский?) сыннырский комплекс массивов центрального типа, сложенных щелочными и нефелиновыми сиенитами. Они располагаются в виде цепочки к северо-востоку от Байкала и связаны с дорифтовой стадией развития Байкальского рифтового пояса.

Байкальский кайнозойский рифтовый пояс

Комплексы пород средне- и позднепалеозойского, мезозойского и раннекайнозойского возраста в Байкальской области, за исключением палеозойских щелочных интрузий сыннырского типа и небольших выходов юры на южном берегу Байкала, неизвестны. В целом она представляла область поднятия, но в пределах Байкальской котловины в мезозое могла существовать впадина, в которой, возможно, захоронены юрские и нижнемеловые континентальные отложения. Во второй половине кайнозоя в пределах большей части области (кроме Патомского нагорья) возникла одна из крупнейших континентальных рифтовых структур Земли — Байкальский рифтовый пояс. Он простирается в северо-восточном направлении более чем на 1,5 тыс. км, накладываясь на svecoфенские, байкальские и салаирские структуры Байкальской метаплатформенной области и частично наследуя их или приспособляясь к их простирациям, но его юго-западный фланг налегает на Тувино-Северомонгольский массив Урало-Монгольского пояса, а северо-восточный — на западную часть Алдано-Станового щита (рис. 40).

Важнейшую черту Байкальского рифтового пояса представляет присутствие ряда линейно вытянутых, реже брахиморфных, четковид-

но или кулисно расположенных грабенов и односторонних грабенов, простирающихся в северо-северо-восточном, северо-восточном, востоково-северо-восточном и субширотном, а на юго-западном окончании поста — в долготном направлении. Они выражены в рельефе в виде глубоких котловин с крутыми бортами и плоскими днищами, представляющими главным образом аллювиальные равнины, в некоторых же котловинах располагаются глубоководные озера (Байкал, Хубсугул). Внутренние части впадин заполнены верхнекайнозойскими континентальными отложениями (от олигоцена, миоцена или плиоцена до антропогена)

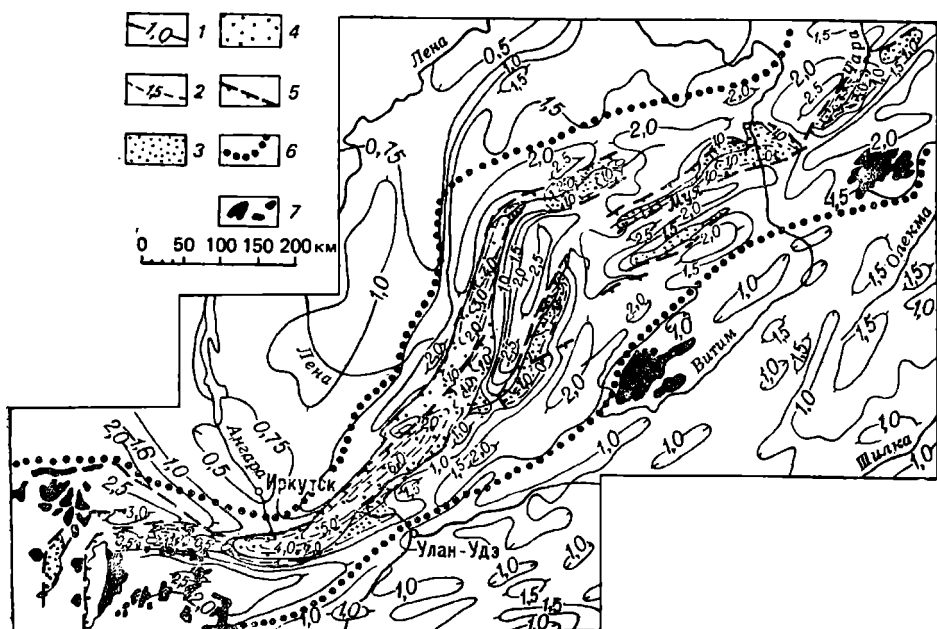


Рис. 40. Схема неотектоники Байкальского кайнозойского рифтового пояса:

1 — изогипсы позднемиоценовой — палеогеновой денудационной поверхности, деформированной новейшими движениями (в км); 2 — изогипсы поверхности фундамента впадин (в км); 3 — кайнозойские отложения во впадинах; 4 — то же, на дне оз. Байкал и Хубсугул; 5 — крупные кайнозойские разломы, установленные по геологическим и геофизическим данным; 6 — границы Байкальского рифтового пояса; 7 — неогеновые и четвертичные базальты

мощностью от сотен метров до нескольких километров. Грабены обрамляются и разделяются новейшими поднятиями горстового, односторонне-горстового и сводово-горстового типа, в совокупности образующими огромный пологий Байкальский свод высотой до 2—3 км и шириной от 150—200 (в средней части) до 300—400 км (близ окончаний), осложненный этими впадинами.

Центральное положение в системе впадин Байкальского пояса занимают Северо- и Южно-Байкальский грабены, самые протяженные (по 400 км каждый), широкие (до 50—80 км) и глубокие: их глубины с учетом мощности осадков (соответственно до 3—4 и 5 км), толщи воды и относительной высоты смежных поднятий достигают 5—7 км (рис. 41, А). Впадины выполнены олигоценowymi и неоген-четвертичными осадками, но в низах их разреза возможно присутствие юры и нижнего мела. Грабены расположены кулисно и разделены узким

горстовым поднятием о. Ольхон и подводного Академического хребта с архипелагом мелких Ушканьих островов. Обе впадины асимметричны: с северо-запада они ограничены зоной огромного Обручевского сброса, состоящей из ряда сближенных крутых сбросов общей амплитудой до 5 км, а с юго-востока — крутой флексурой, осложненной рядом продольных малоамплитудных ступенчатых сбросов. Эти сбросы, судя по сейсмоакустическим данным, не только рассекают фундамент, но и сильно нарушают залегание выполняющих впадины кайнозойских отложений.

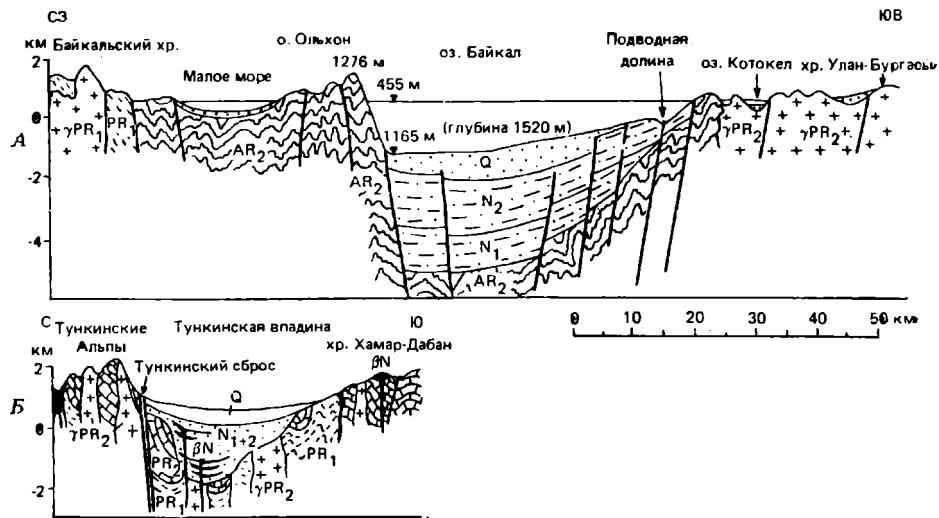


Рис. 41. Геологические разрезы впадин Байкальского рифтового пояса:

А — средняя часть Байкальской впадины (по В. П. Соловенко и Н. А. Флоренсову, с дополнениями); Б — Тункинская впадина (по В. В. Ружичу)

К западу от Южно-Байкальской впадины, отделяясь от нее поперечной седловиной, располагается широтно вытянутая брахиморфная Тункинская впадина (глубиной до 3—4 км; рис. 41, Б), а к юго-западу от нее, в Северной Монголии, — долготно ориентированные четвертичные грабены — Хубсугульский, Дархатский и пр. На северо-востоке Южно- и Северо-Байкальский грабены кулисно подставляют соответственно Баргузинский и Верхнеангарский, а к востоку от них располагаются сравнительно небольшие Баунтинская, Муйская, Чарская и Токкинская грабенообразные впадины, выполненные плиоцен-четвертичными осадками мощностью не более 0,5—1 км, и ряд еще более мелких впадин. Большинство этих грабенов также асимметрично. В отличие от остальных грабенов Байкальского пояса, наложенных на свекофенские, байкальские и салаирские складчатые структуры, Чарская и Токкинская впадины лежат на архейском или нижнепротерозойском фундаменте Алдано-Станового щита. Продолжение пояса, выраженное рядом зачаточных субширотных грабенов, прослежено Л. Г. Васютиной еще на 800 км далее к востоку, примерно вдоль зоны Станового глубинного разлома, разделяющего Алданский и Становой блоки.

В разрезе кайнозойских континентальных отложений, выполняющих глубокие Тункинскую, Южно- и Северо-Байкальскую впадины,

Н. А. Логачев выделяет две части. Нижняя часть (олигоцен-миоцен), залегающая на раннекайнозойской коре выветривания, представлена относительно тонкообломочными озерными, болотными и аллювиальными осадками (алевролиты, глины, песчаники с пластами и линзами глинистых известняков, мергелей, диатомитов и бурых углей). Отсутствие грубообломочных пород, олиго- и мезомиктовый состав кластического материала, его средняя или хорошая отсортированность свидетельствуют об относительной вялости и слабой контрастности тектонических движений и малой расчлененности обрамлявших впадины возвышенностей. Их умеренное воздымание в основном компенсировалось денудацией, и горный рельеф не возникал. Верхняя часть разреза (плиоцен-антропоген) отличается большим разнообразием фаций — озерных, речных, пролювиальных, гравитационных, водно-ледниковых и ледниковых, образующих типичную молассовую формацию.

По периферии впадин господствуют грубообломочные осадки (до глыбовых и валунно-галечных), а во внутренних частях — песчаные и алевроито-глинистые. Красноцветные плиоценовые осадки кверху сменяются сероцветными плейстоценовыми, несущими признаки синхронных им оледенений. Грубообломочные образования отражают возникновение горного рельефа в непосредственной близости от котловин, связанное с усилением роста краевых поднятий, лишь частично компенсируемого денудацией, сбросовыми подвижками и быстрым, в ряде случаев некомпенсированным, погружением впадин, в которых возникали глубокие озера. Следовательно, возникновение Байкальского свода и горообразование не предшествовали заложению крупнейших рифтовых впадин и интенсивно протекали лишь на поздней стадии рифтогенеза, что характерно для континентальных рифтовых зон щелевого типа. Менее глубокие впадины на северо-востоке и юго-западе закладывались позднее и проседали одновременно с ростом свода.

Байкальский рифтовый пояс высокосейсмичен. Большинство очагов землетрясений приурочено к грабенам. Сила толчков может достигать 9 и даже 10 баллов. Землетрясения сопровождаются относительными подвижками блоков земной коры; во время Цаганского землетрясения 1862 г. блок площадью 260 км² в дельте р. Селенги опустился до 7—8 м и образовался залив Провал. Поля напряжений в сейсмических очагах на подавляющей части площади пояса характеризуются субгоризонтальным положением векторов максимальных растягивающих напряжений, ориентированных вкрест простирания грабенов. Эти факты наряду с преобладанием среди новейших разрывных нарушений нормальных сбросов и сбросо-сдвигов указывают на господство в кинематике новейших движений поперечного горизонтального растяжения. Амплитуда его во впадинах Байкала оценивается в 10—20 км; в других грабенах она значительно меньше.

Рифтообразование в Байкальском поясе, как и в других рифтовых зонах щелевого типа, сопровождается относительно ограниченным проявлением вулканизма по сравнению с таковым в рифтовых зонах сводово-вулканического типа (например, Эфиопской и Кенийской в Восточной Африке). Общий объем его продуктов (около 8000 км³) в 15 раз меньше суммарной емкости позднекайнозойских рифтовых впадин. Проявления вулканизма сосредоточены в трех районах пояса — близ юго-западного окончания (в Прихубсугулье, в южной части Восточного Саяна и на Хамар-Дабане), на северо-восточном окончании (в хр. Удокан к югу от Чарского грабена) и на его юго-восточном краю (в Витимском плоскогорье). Все три вулканических поля смежены относительно оси Байкальского свода к юго-востоку. За исклю-

чением Тункинской и Хубсугульской впадин, извержения приурочивались к частным поднятиям и контролировались зонами молодых разломов и узлами их пересечения. Они начались в миоцене¹ и с перерывами продолжались в плиоцене, плейстоцене и голоцене. В составе вулканитов доминируют субщелочные и щелочные оливиновые базальты; им подчинены толеитовые базальты (в Тункинской впадине), трахибазальты и трахиты (в хр. Удокан).

Кайнозойские интрузии, кроме базальтовых даек в южном обрамлении Байкальской, а также Тункинской и Чарской впадин, в Байкальском поясе неизвестны, но, основываясь на выявленной в осевой зоне Байкальского рифта узкой линейной положительной аномалии теплового потока, вдвое превышающей его средние значения, Ю. А. Зорин предполагает присутствие на глубине более 6 км крупного дайкообразного тела шириной до 7—10 км, внедрившегося около 3 млн лет назад. Исследования методом ГСЗ показали, что земная кора утонена до 34 км под Южно-Байкальской впадиной и до 38—40 км под Северо-Байкальской по сравнению с 42—45 км под «плечами» рифта, в v_p на границе М понижена до 7,7 км/с по сравнению с 8,1—8,2 км/с под смежными районами Сибирской платформы. Область понижения скоростей в верхах мантии шириной 200—300 км и толщиной не менее 150—200 км располагается под всем Байкальским сводом, выходя за его пределы на юго-востоке. Она интерпретируется как широкий выступ астеносферы, достигающий подошвы земной коры. Его развитие, по-видимому, вызвало образование Байкальского свода, а растекание вещества выступа к юго-востоку привело к растяжению коры, локальному вторжению в нее мантийного материала и формированию рифтовых впадин. Этому способствовало, вероятно, небольшое общее расширение Земли в плиоцене-антропогене, предполагаемое некоторыми исследователями.

Основные этапы развития

Ограниченность выходов несомненных архейских образований не дает возможности представить характер развития Байкальской области в архее. Однако присутствие предположительно архейских пород гранулитовой ступени метаморфизма, сходных с таковыми Алданского щита, в ядрах поднятий Чуйско-Тонодской зоны и шельфовый, в некоторых частях разреза протоплатформенный, характер нижнего протерозоя позволяют считать, что по крайней мере в северной половине Байкальской области в архее сформировалась протоконтинентальная кора, сходная с корой Сибирской платформы. Наличие Муйской глыбы дает основание распространить этот вывод и на более южную часть этой области. Крупнейшая зона разлома («анортозитовый шов»), разделившая еще в архее Становую и Алданскую глыбы одноименного щита, возможно, продолжалась через будущие Байкало-Витимскую зеленокаменную зону и зону Байкальского рифта.

На рубеже архея и протерозоя, около 2,6 млрд лет назад, протоконтинентальная кора, по-видимому, подверглась некоторому растяжению и была раздроблена сетью зеленокаменных трогов, подобных расщелившим западную часть Алдано-Станового щита. Однако в Байкальской области растяжение было более длительным и концентрированным и привело к возникновению относительно широкого и глу-

¹ Незначительные выходы эоценовых (?) пикритов обнаружены на Бол. Ушканьем острове в Байкальской впадине.

бокого Байкало-Витимского зеленокаменного прогиба с «осколками» архейского фундамента внутри него. Накопившаяся в нем осадочно-вулканогенная муйская серия напоминает эвгеосинклинальные формации фанерозойских подвижных поясов. Судя по присутствию небольших интрузий или протрузий габбро-перидотитового состава, протоконтинентальный фундамент в этом трого был раздроблен и несколько раздвинут, однако предположение о существовании в основании муйской серии широкой зоны с корой океанического типа, по-видимому, недостаточно обосновано.

К северу от Байкало-Витимского зеленокаменного трого в раннем протерозое сформировалась Бодайбинско-Патомская область устойчивого компенсированного погружения, где в шельфовой обстановке отлагался преимущественно терригенный материал, приносимый с обрамляющих районов Сибирской протоплатформы. Она лежит на продолжении к северо-западу Удоканской протоплатформенной впадины в западной части Алданской глыбы и сходна с ней по характеру отложений. Кварциты, кварцевые метаконгломераты и высокоглиноземистые сланцы тепторгинской серии представляют собой образования протоплатформенного характера, свидетельствующие о размыве кор выветривания на обрамляющих этот прогиб поднятиях. Однако, учитывая огромную общую мощность тонодско-бодайбинской осадочной серии (до 10—16 км), широкое развитие в ее верхних частях терригенных толщ не только кварцевого и аркозового, но и полимиктового грауваккового материала, а также последующие интенсивные линейно-складчатые деформации и мощный полифазный гранитный магматизм, можно рассматривать раннепротерозойский Бодайбинско-Патомский прогиб как краевую многоэосинклинальную зону Байкальской протоэосинклинальной области. Наименее ясен характер развития в раннем протерозое Баргузино-Витимской зоны, довендские образования которой были в значительной мере переплавлены при формировании Баргузинского батолита.

В середине раннего протерозоя Байкальская область претерпевает интенсивные деформации сжатия, приведшие к формированию системы сжатых, дугообразных в плане антиклинорных и синклинорных структур. В ту же эпоху, отвечающую свекофеннской эпохе на Восточно-Европейской платформе, около 1,8—2 млрд лет назад, кора Байкальской области подверглась значительному прогреву, приведшему к региональной метаморфизации нижнепротерозойских образований в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и широкому развитию гранитообразования в форме становления ультраметаморфогенных автохтонных гранитоидов, гранитогнейсовых куполов, мигматизации в зонах поднятий и возникновению аллохтонных гранитных массивов. Байкальская область, кора которой увеличила свою мощность и приобрела типично континентальный характер, превратилась в крупную область поднятия и денудации. В конце раннего протерозоя зоной некоторого растяжения, интенсивного прогрева и высокой проницаемости становится краевой шов на ее северо-западной границе, где в условиях конседиментационного погружения в узкой грабенообразной депрессии в интервале 1,65—1,7 млрд лет происходят интенсивные наземные извержения преимущественно кислых вулканических продуктов, сочетающиеся с накоплением мощных молассовых и туфогенно-обломочных толщ. Одновременно в этом Аkitканском вулканическом поясе формируются массивы порфировидных гранитов и граносиенитов.

В среднем рифее возобновляется и продолжается в позднем рифее погружение в самой внешней Байкало-Патомской зоне Байкальской

области, где отлагаются терригенные и карбонатные осадки. Наибольшее погружение испытывал ее северный (Патомский) участок, более слабое — юго-западный (Прибайкальский), а на промежуточном участке (к которому была приурочена основная часть Аkitканского магматического пояса) оно было ничтожным. Поскольку главная масса терригенного материала приносилась в Байкало-Патомский прогиб с Сибирской платформы, можно думать, что внутренние части Байкальской области не испытывали в рифее существенного воздымания, а возможно, частично перекрывались осадками. В южной ее части, Баргузино-Витимской зоне, в позднем рифее формировался огромный многофазный Баргузинский батолит (не исключено, что его становление началось раньше).

В конце рифея и в юдомии бо́льшая часть Байкальской области испытывала дифференцированные поднятия и подвергалась размыву, что отразилось в возникновении перерыва и локальных несогласий в основании и внутри юдомия во внешнем Байкало-Патомском прогибе и молассоподобном характере вендских отложений на его южном участке. Однако значительных складчатых деформаций в этом прогибе, как и в других районах Байкальской области, в конце рифея, в юдомии или начале кембрия не происходило, что ставит под сомнение возможность использования этого региона как тектонотипа байкальской эпохи складчатости.

Во внутренних частях Байкальской области в юдомии возникает ряд грабенообразных впадин, заполнявшихся грубообломочным материалом, сносимым со смежных поднятий. Первоначально они ограничивались нормальными сбросами и формировались в условиях некоторого горизонтального растяжения. Эти межгорные впадины часто трактуются как протоорогенные структуры байкалид или, если принимать свекофеннский возраст главной складчатости во внутренних зонах Байкальской области, как дейтероорогенные структуры. Однако их приуроченность к Байкало-Витимской зоне и возможное присутствие на ее юго-западном продолжении под дном Байкала позволяют рассматривать заложение этой системы впадин как одно из ранних проявлений рифтогенеза в Байкальском поясе. Впадины, заполнявшиеся обломочными толщами и отчасти кислыми вулканитами, возникали в вендское время и южнее, в Баргузино-Витимской зоне.

В раннем-среднем кембрии южная половина Байкальской области была вовлечена в общее опускание и перекрыта чехлом морских мелководных карбонатных отложений, по своей умеренной мощности и выдержанности на площади близких к платформенным, однако южнее, в Джидино-Селенгинской зоне, замещавшихся осадочно-вулканогенными отложениями геосинклинального типа. С севера и запада зона морской карбонатной седиментации была отделена от раннекембрийского соленосного бассейна юго-западной части Сибирской платформы дугообразной полосой поднятий, охватывавшей более внешние зоны Байкальской области.

После регрессии кембрийского моря впадины, выполненные вендом и кембрием (как, по-видимому, и вся внутренняя часть Байкальской области), испытали довольно сильные деформации сжатия и приобрели складчато-надвиговую структуру, а на разделяющих их поднятиях кембрийский чехол был уничтожен денудацией. Время этих деформаций (салаирская или каледонская эпоха?) недостаточно ясно, но присутствие в верхах разреза некоторых впадин Баргузино-Витимской зоны грубообломочных верхнекембрийских отложений позволяет предполагать, что они начались в конце кембрия. К этому же времени от-

носится активизация гранитоидного магматизма в южной части Байкальской области (витимканский и, возможно, поздняя фаза баргузинского комплекса). Однако завершающие деформации сжатия, выраженные формированием линейно-складчатых структур и взбросо-надвигов в сторону платформы в самой внешней Байкало-Патомской зоне, произошли в конце силура — начале девона, т. е. в позднекаледонскую эпоху. С этого времени Байкальская область приключается к Сибирской платформе.

Во второй половине девона — начале карбона в западной части Байкало-Патомской зоны (и, возможно, под дном Байкала) формируется цепь щелочных вулканоплутонических массивов центрального типа, впоследствии глубоко срезанных денудацией. Этот сыннерский магматический комплекс является показателем своеобразного возбужденного предрифтового тектономагматического режима в коре и верхней мантии. События позднего палеозоя и раннего мезозоя не зафиксированы в геологических документах, и это время можно считать сравнительно спокойным периодом развития Байкальской области. Вторая половина мезозоя в ней, как и на Алдано-Становом щите, в Южном Забайкалье и Присяянье, была эпохой активизации и значительных изменений кинематического режима. В юрское время к западу и востоку от современной Южно-Байкальской впадины, а возможно, и под дном Байкала, в отдельных впадинах, по-видимому, в условиях некоторого растяжения накапливались континентальные осадки. В конце мезозоя растяжение сменилось горизонтальным сжатием, приведшим к формированию складок северо-восточного простирания в юрских отложениях Южного Прибайкалья и возникновению Ангарского надвига, уходящего под дно Южно-Байкальской впадины и субпараллельного ее оси.

В первой половине кайнозоя в сравнительно спокойной обстановке происходила пенеппленизация и в условиях теплого климата формировались коры выветривания. Но уже к эоцену относятся первые признаки зарождения Байкальского рифтового пояса в виде субвулканических тел пикритов, обнаруженных в центре Байкальского рифта, на Бол. Ушканьем острове. Под корой будущего рифтового пояса начинает расти удлиненный астенолит, расширение которого начиная с олигоцена отражается на поверхности в зарождении и формировании цепочки рифтовых впадин. В олигоцене и миоцене они погружались сравнительно медленно и заполнялись относительно тонким терригенным материалом, а в плиоцене темп проседания ускорился и в них начал приноситься грубообломочный материал, свидетельствующий об активизации роста смежных поднятий и формировании морфологически выраженного Байкальского свода. Усиливаются подвижки по разломам сбросового и сбросо-сдвигового типа, и впадины приобретают форму типичных грабенов, развивающихся в условиях поперечного горизонтального растяжения рифтового пояса. Его развитие сопровождается локальными проявлениями наземного щелочно-базальтового вулканизма и высокой сейсмической активностью, очаги которой приурочены к осевым зонам грабенов.

Полезные ископаемые

В Байкальской области известен ряд месторождений главным образом рудных ископаемых. С нижнепротерозойскими метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями Байкало-Витимской зоны связаны проявления колчеданно-полиметаллического оруденения;

крупнейшее из них — Холодненское месторождение гидротермально-осадочного типа. В нижней части нижнего протерозоя присутствуют железистые кварциты. С гипербазитовым комплексом этой зоны связаны месторождения хризотил-асбеста (Молодежное), нефрита, хромита, а с массивами габброидов — сульфидных медно-никелевых (Чайковское, Довыренское) и титаномагнетитовых руд.

В более северных зонах в нижнепротерозойских метатерригенных отложениях теплоторгинской подсерии присутствуют пачки высокоглиноземистых сланцев. С гранитоидным магматизмом свекофеннской эпохи (мамско-оронским комплексом) связано формирование слюдоносных и редкометалльных пегматитов (Мамско-Чуйский район и др.). Многочисленные проявления телетермальных свинцово-цинковых руд раннепалеозойского (?) возраста известны в Байкало-Патомской складчатой зоне, сложенной верхнерифейскими и вендскими отложениями. К ее северо-восточной части, а также к Бодайбинскому синклинию приурочены многочисленные россыпные месторождения Ленского золотоносного района (Бодайбинское и др.), разрабатывающиеся около 100 лет. Вопрос о главных коренных источниках золотого оруденения этого района, несмотря на многочисленные исследования, остается открытым. Возможно, оно связано с зонами сульфидной минерализации в протерозойских метаморфизованных толщах, однако по аналогии с золотоносными районами Алдана нельзя исключить его обусловленности процессами мезозойской тектономагматической активизации (или ремобилизации золота в эту эпоху). К палеозойским щелочным массивам сыннырского типа приурочены нефелиновые сиениты, могущие служить алюминиевыми рудами, а также апатиты и проявления редкометалльной минерализации.

БУРЕИНО-ДУНБЭЙСКАЯ¹ ОБЛАСТЬ

Эта область примыкает с севера к самой восточной части древней Китайско-Корейской платформы, от которой она отделяется зоной субширотных глубинных разломов и, простираясь с юга на север более чем на 1000 км, почти совершенно отгораживает восточную часть Урало-Монгольского подвижного пояса от Тихоокеанского. Их связывает здесь лишь узкая восточная часть Амуро-Охотской складчатой системы. Хотя в качестве метаплатформенной области рассматриваемая территория выделяется нами впервые, многие исследователи, включая ее в состав Урало-Монгольского пояса, подчеркивали вместе с тем своеобразие ее структуры и геологической истории как относительно «жесткой» глыбы или системы из нескольких глыб, названной Л. И. Красным Амурским геоблоком. Согласно А. М. Смирнову, первоначально она представляла северо-восточный участок Китайско-Корейской платформы, отсеченный от нее в результате его переработки процессами тектономагматической активизации, или деструкции, в рифее. В. Е. Хаин (1979) называет рассматриваемый нами регион Хингано-Буреинским срединным массивом (каледонской и более ранней консолидации), отмечая вместе с тем, что на юго-востоке этот массив вплотную примыкает к Китайско-Корейской платформе, отделяясь от нее лишь зоной разломов.

Проведение южной и северной границ Буреино-Дунбэйской области, так же как и южного участка ее восточной границы (между

¹ Дунбэй — северо-восточная часть Китая, ранее именовавшаяся в русской литературе Маньчжурией.

Ханкайским массивом и южной частью Сихотэ-Алинской складчатой системы Тихоокеанского пояса), затруднений не вызывает. Более спорно положение северного участка восточной границы: одни исследователи проводят ее между Буреинским массивом и Буреино-Хинганским антиклинорием, включая последний в состав Сихотэ-Алинской системы (эта трактовка принята нами), другие (например, С. А. Салун) — по восточному флангу этого антиклинория, включаемого в таком случае в состав Буреинского массива. Наименее ясно положение западной границы Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области. Мы проводим ее условно вдоль субмеридионального позднемезозойского вулканического пояса Большого Хингана, несомненно приуроченного к крупнейшему магмоактивному глубинному тектоническому шву; к востоку от него находится обширная позднемезозойско-кайнозойская впадина Сунляо, предположительно наложенная на раздробленный мезозойскими грабенами метаплатформенный массив с докембрийским фундаментом.

Некоторые геологи (Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов, В. Н. Попеко) включают в состав Буреинского массива (или Амурского геоблока) также Аргунский выступ докембрийского фундамента, расположенный к северо-западу от северной части вулканического пояса Бол. Хингана. С другой стороны, если правы исследователи, предполагающие, что впадина Сунляо наложена на палеозойское складчатое основание, то западную границу метаплатформенной области пришлось бы проводить к востоку от впадины Сунляо и обрамляющей ее с востока Гириной складчатой зоны. В таком случае эту область было бы правильнее называть Буреино-Ханкайской.

В принятых нами границах Буреино-Дунбэйская метаплатформенная область включает следующие главные тектонические элементы. В восточной ее части выделяются два древних (добайкальских) метаплатформенных массива с наложенными на отдельные их участки небольшими байкало-салаирскими и герцинскими складчатыми зонами и неоднократными проявлениями тектономагматической активизации — Буреинский на севере и Ханкайский (или Вандашань-Ханкайский, Ханкайско-Кентейский) на юге. К югу от р. Амура эти массивы, возможно, непосредственно смыкаются друг с другом. На Буреинский массив наложена Зейско-Буреинская позднемезозойско-кайнозойская впадина, на Ханкайский — небольшая кайнозойская Ханкайская впадина. Эти структуры, в значительных своих частях расположенные в пределах СССР, мы рассмотрим более подробно.

К западу от Ханкайского (s. l.) массива простирается в северо-северо-восточном направлении, затухая к северу, узкая позднегерцинская Гириная складчатая зона, сложенная верхнепалеозойскими карбонатно-терригенными и паралическими отложениями. Западнее расположена обширная впадина Сунляо. Маломощные кайнозойские и верхнемеловые континентальные отложения, слагающие верхнюю часть ее разреза, выполняют плоскую синеклизу (парапласос), а подстилающие их мощные (до 5—7 км) нижнемеловые и юрские, также континентальные терригенные отложения, а в низах и вулканыты слагают многочисленные субмеридиональные грабены и разделяющие их горсты, образующие в совокупности погребенную рифтовую систему. К нижнемеловым отложениям впадины Сунляо приурочены крупнейшие нефтяные месторождения Китая. Вопрос о тектонической природе ее глубоко погруженного фундамента недостаточно ясен. Некоторые китайские геологи предполагают под ней палеозойское складчатое основание, но более вероятно, что под ней погребен древний консоли-

дированный (метаплатформенный) массив — возможно, южное продолжение Буреинского. В последнем случае Гиринская зона должна считаться авлакогеосинклинальной складчатой зоной, что весьма вероятно в связи с ее приуроченностью к крупнейшей зоне разломов Танлу сбросо-сдвигового типа северо-северо-восточного простирания, пересекающей почти всю территорию Восточного Китая.

К западу от впадины Сунляо в северо-северо-восточном направлении простирается на 1200 км вулканический пояс Большого Хингана, сложенный очень мощными (до 4—8 км) верхнеюрскими и нижнемеловыми наземными вулканитами базальт-андезитового, трахитового и липаритового состава и подчиненными им туфогенно-осадочными образованиями, прорванными позднемезозойскими гранитоидами. Пояс Большого Хингана граничит на западе с герцинидами Гоби-Хинганской складчатой системы, по-видимому, служащими и его фундаментом.

Верхнемезозойский вулканический комплекс Большого Хингана в целом залегает полого, выполняя широкий и глубокий, разбитый сбросами прогиб, формировавшийся одновременно с извержениями. На его месте в кайнозое возникло крупное инверсионное поднятие, выраженное в рельефе широким и протяженным средневысотным (до 1,5—2 км) хр. Большого Хингана.

Буреинский метаплатформенный массив занимает северную часть Буреино-Дунбэйской области от ее границы с Амурско-Охотской складчатой системой, проводимой вдоль зоны Южно-Тукурингского глубинного разлома на севере, по крайней мере до долины верхнего течения р. Амур на юге, а по мнению многих исследователей, продолжается далее на юг в пределы Китая, уходя под мезокайнозойский покров впадины Сунляо¹. В строении Буреинского массива четко выделяются докембрийско-палеозойский фундамент, обнажающийся в долготно вытянутом невысоком хр. Турана (1—1,8 км), и мезокайнозойский чехол, покрывающий Амурско-Зейскую и Зейско-Буреинскую равнины. В свою очередь как фундамент, так и чехол состоят из нескольких структурных этажей, однако в структуре фундамента их выделение сильно затруднено в связи с тем, что около 80% его поверхности слагают разновозрастные гранитоиды (докембрийские, ранне- и главным образом позднепалеозойские, а отчасти также мезозойские), а вмещающие их в той или иной мере метаморфизованные комплексы фундамента сохранились лишь в виде разрозненных фрагментов.

Древнейшие и наиболее метаморфизованные породы фундамента объединяются в нижнепротерозойскую амурскую серию, сложенную гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, двуслюдяными, амфибол-биотит-хлоритовыми и другими сланцами и кварцитами (более 4 км).

К рифею — нижнему кембрию относятся зонально-метаморфизованные первично-осадочные образования (2—3 км), сопоставляемые в целом с одновозрастными толщами Хингано-Буреинской зоны и, по-видимому, накапливавшиеся в аналогичных прогибах, наложенных на раннедокембрийское основание массива. Они представлены слюдяными, силлиманитовыми, графитсодержащими сланцами, филлитами, мраморизованными известняками и доломитами, кварцитами, слабометаморфизованными песчаниками и алевролитами. Эти образования местами подверглись в раннем палеозое гранитизации и участвуют в сложении

¹ Китайские геологи называют южное продолжение Буреинского массива в пределах Дунбэй массивом Баментун, или Дямус.

гранитоидных куполов. Более молодые палеозойские отложения в различных районах массива выражены терригенными и карбонатными толщами силура, девона, карбона и перми. В разрезе устанавливается ряд перерывов и несогласий, выше которых обычно присутствуют базальные конгломераты с галькой гранитоидов. В прибортовых зонах прогибов отмечается сокращение разреза с трансгрессивным наложением отложений прибрежного типа на раннепалеозойские гранитоиды.

Помимо осадочных в сложении верхнепротерозойских и кембрийских, а также средне- и верхнепалеозойских толщ принимают участие вулканические образования. Среди них резко преобладают лавы, туфы и игнимбриты липаритового и дацитового состава; андезиты и базальты играют подчиненную роль. Конфигурация герцинских прогибов, наложенных на добайкальское и байкальское складчатое основание, и детали герцинского тектонического плана, сильно замаскированного обширными полями позднепалеозойских гранитоидов, не ясны, но в целом преобладают структуры северо-восточного простирания. Среднепалеозойские отложения смяты местами в довольно сильно сжатые линейные складки, верхнепалеозойские залегают более полого. На восточной окраине Буреинского массива присутствуют морские терригенные отложения триаса, включающие лавы, туфы и игнимбриты кислого состава.

Ханкайский метаплатформенный массив занимает юго-восточную часть Буреино-Дунбэйской области и граничит на востоке по длительно развивавшемуся субмеридиональному Арсеньевскому разлому с Сихотэ-Алинской позднемезозойской складчатой системой. Восточная Арсеньевская зона Ханкайского массива, сильно переработанная тектономагматическими процессами в среднем, позднем палеозое и мезозое в связи с развитием Сихотэ-Алинской системы, будет рассмотрена совместно с нею. К западу от Арсеньевской зоны на территории западного Приамурья и смежных районов КНР обнажается фундамент Ханкайского массива докембрийско-кембрийского возраста. В нем более отчетливо, чем в Буреинском массиве, различаются несколько разновозрастных структурно-вещественных комплексов (структурных этажей). Древнейшим из них является архейско-нижнепротерозойский комплекс, сложенный биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми гнейсами, кварцитами, биотитовыми и графитистыми сланцами и мраморами (более 10 км) с подчиненными им телами ортоамфиболитов и разгнейсованных гранитов. Породы этого комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой и частично гранулитовой фаций метаморфизма (последние выделяются А. М. Смирновым в качестве самостоятельного архейского маньчжурского комплекса, сопоставляемого с алданским комплексом Сибирской платформы) и подверглись гранитизации, в ходе которой был сформирован ряд гранитоидных куполов. Эти процессы датируются 1,5—1,65 млрд лет.

Вышеуказанный верхнепротерозойско-нижнекембрийский комплекс метаморфизован значительно слабее (в зеленосланцевой фации), что позволяет предполагать в его основании перерыв и несогласие. По-видимому, он выполняет авлакогеосинклинальные прогибы, наложенные главным образом на южную часть Ханкайского массива и, возможно, отделившие или полуотделившие его от Китайско-Корейской платформы. К рифею-венду относятся толщи терригенно-карбонатных и отчасти вулканогенных образований — главным образом серицитовых, серицит-хлоритовых, графит-серицитовых, серицит-гематитовых сланцев, железистых кварцитов, кварцитовидных песчаников, алевролитов, мрам-

моризованных известняков и доломитов и кремнистых пород при подчиненной роли основных эффузивов и туфов (до 5—7 км).

Выше согласно залегают нижнекембрийские толщи известняков и доломитов с археоциатами, филлитовидных глинистых сланцев, которым подчинены в нижней части разреза железистые кварциты, марганцевые руды и фосфато-кремнистые породы, а в верхней — песчаники и гравелиты (2—6 км). Отметим, что сходным разрезом рифея — нижнего кембрия, также с широким развитием железистых кварцитов, характеризуется Хингано-Буреинская зона, прилегающая с востока к Буреинскому массиву, а судя по отдельным фрагментам, и некоторые участки этого массива. Выше с перерывом и угловым несогласием (?) залегают верхнекембрийские толщи молассового типа, представленные конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, а также лавами и туфами андезитового и липаритового состава (до 2—4 км). Верхнепротерозойские и кембрийские отложения смяты в складки субширотного и северо-западного простирания, более пологие в молассовом комплексе (Спасский и Вознесенский антиклинории и разделяющий их Черниговский синклиорий), и прорваны трещинными телами серпентинизированных ультрабазитов, габбро-норитов и габбро-диоритов, галька которых появляется в низах молассового комплекса, а также несколькими генерациями диоритов, гранодиоритов и гранитов, становление батолитов которых происходило в ордовике и начале среднего палеозоя (возможно, вплоть до раннего девона).

С юга в Ханкайский (s. l.) массив вдается узкая, затухающая к северу Западно-Приморская (Гродековская) складчатая зона, полуразделяющая его восточную и западную части, расположенные на территориях СССР и КНР. Эта зона, по-видимому, представлявшая в среднем палеозое авлакогеосинклинальный прогиб, сложена палеонтологически охарактеризованными силурийскими и, возможно, нижнедевонскими песчано-глинистыми и кремнистыми отложениями с подчиненными им туфами и лавами основного и кислого состава (3—4 км), смятыми в линейные субмеридиональные складки. Эти отложения несогласно перекрыты полого залегающими ниже- и верхнепермскими прибрежно-морскими и лагунными терригенными (конгломераты, песчаники, алевролиты) и вулканогенными образованиями андезитового и липаритового состава, аналогичными распространенным в восточной (Арсеньевской) зоне Ханкайского массива. Среднепалеозойские и пермские толщи в Западно-Приморской зоне прорваны телами позднепермских гранитоидов.

На значительной части площади Буреинского и Ханкайского массивов их докембрийско-палеозойский фундамент несогласно перекрыт чехлом юрских, меловых и кайнозойских отложений. Среди них выделяются два комплекса — юрско-нижнемеловой, выполняющий грабенообразные впадины и прогибы с пологоскладчатой структурой, и почти не деформированный верхнемеловой — кайнозойский, слагающий блюдцеобразные впадины типа неглубоких синеклиз и плоских мульд.

Наиболее полный разрез юры и мела характеризует Буреинский краевой прогиб, наложенный на северо-восточный участок Буреинского массива и его границу с Хингано-Буреинским антиклинорием. На палеозойском фундаменте (главным образом на гранитоидах) здесь несогласно залегают морские терригенные отложения среднего-верхнего лейаса с остатками аммонитов и пелеципод, представленные конгломератами, аркозовыми песчаниками и алевролитами. Аналогичными отложениями выражен и доггер, в восточной части прогиба согласно залегающий на лейасе, а в западной — на палеозое. Выше трансгрес-

сивно на западном крыле прогиба на палеозое залегают песчано-алеврито-глинистые отложения мальма с прослоями туфов и каменных углей в верхах. Общая мощность юры достигает 4—5 км.

На верхнеюрских отложениях, а на западном крыле прогиба — на палеозойских гранитах залегают терригенная угленосная лимническая толща нижнего мела (1,5 км), перекрытая континентальной толщей конгломератов, песчаников и песков верхнего мела (0,5 км).

Смещение оси Бурейского прогиба в ходе его развития к западу, а также постепенное ослабление интенсивности складчатых дислокаций мезозойского комплекса в том же направлении подтверждают принадлежность его к краевым прогибам. К западу от него находится широкое долготно вытянутое Центральнобурейское, или Туранское, сводовое поднятие, целиком сложенное породами домезозойского фундамента. К западу и юго-западу от него расположена Амурско-Зейская синеклиза, или параплакос, под субгоризонтально залегающими отложениями верхнего мела и кайнозоя которой погребена система узких мезозойских горстов и грабенов субмеридионального и северо-северо-восточного простирания (Шитков и др., 1984). Горсты сложены породами домезозойского основания, грабены по данным бурения выполнены пресноводными и континентальными угленосными отложениями верхней юры и нижнего мела мощностью (по материалам сейсморазведки) до 2—3 км и более, которым подчинены покровы лав, горизонты туфов и субвулканические тела липаритового, дацитового, трахиандезитового и андезитобазальтового состава. Некоторые мезозойские грабены продолжают к югу от р. Амура, пересекая сложенное докембрием и палеозоем сводовое поднятие, разделяющее Амурско-Зейскую впадину и впадину Сунляо, и уходят под верхнемеловой — кайнозойский комплекс последней.

Верхние горизонты нижнего мела залегают трансгрессивно и покрывают всю Амурско-Зейскую синеклизу, так же как и вышележащие верхнемеловые песчано-алеврито-глинистые, реже гравийно-галечные отложения цагаянской свиты (до 0,5 км) с остатками крупных динозавров. Выше согласно залегают маломощные угленосные лимнические отложения палеоцена, с размывом перекрытые озерно-аллювиальными песчано-глинистыми осадками олигоцена и миоцена. Разрез кайнозоя завершают аллювиально-озерные галечники, пески и глины плиоцен-эоплейстоценового возраста, в которые врезаны современные долины рек Амура, Зей и Бурей. Общая мощность отложений от верхов нижнего мела до плиоцена, выстилающих Амурско-Зейскую синеклизу, не превышает 0,5—1 км. В целом строение и геологическая история Амурско-Зейской впадины во многом сходны с таковыми впадины Сунляо, но отличаются от нее в 2—3 раза меньшей глубиной погружения фундамента.

В пределах входящей в СССР части Ханкайского массива, если не считать его восточной, Арсеньевской, зоны, юрские, меловые, палеогеновые отложения отсутствуют. На внутреннюю часть массива, в центре которой находится оз. Ханка, наложена небольшая блюдцеобразная Ханкайская впадина, выполненная континентальными миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными отложениями (до 0,5 км) озерно-болотного, аллювиального генезиса (глины, алевролиты, песчаники, лигниты, диатомиты, в верхах — пески и галечники) с горизонтами андезитовых, андезитобазальтовых (в миоцене) и базальтовых (в плиоцене) лав и туфов.

К числу рудных полезных ископаемых, месторождения и проявления которых известны в Бурейском и Ханкайском массивах, следует

отнести железные руды (железистые кварциты) и марганцевые руды в верхнепротерозойских и главным образом нижнекембрийских отложениях, и руды золота, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, связанные с палеозойскими гранитоидами Буреинского массива. В обоих массивах в протерозойских метаморфических толщах имеются месторождения и проявления графита, а в рифейско-вендских и нижнекембрийских толщах — фосфорита. Крупный угленосный бассейн приурочен к западной части Буреинского прогиба, выполненной нижнемеловыми отложениями. Угольные горизонты имеются в верхнеюрских и нижнемеловых толщах грабенообразных впадин, погребенных под Амурско-Зейской синеклизой, а также в палеоценовых отложениях последней. К миоценовым отложениям Ханкайской впадины приурочены лигниты и диатомиты. В Буреинском прогибе и Амурско-Зейской впадине известны нефте- и газопроявления, связанные с нижнемеловыми отложениями. Сходство строения последней с расположенной к югу от нее впадиной Сунляо, в которой известны гигантские нефтяные месторождения, позволяет предполагать возможность открытия месторождений углеводородов и во впадинах на Буреинском массиве.

Подвижные пояса в целом¹

- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М., 1987. 298 с.
Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М., 1975. 320 с.
Тектоника Евразии/Под ред. А. Л. Яншина. М., 1966. 488 с.
Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М., 1976. 588 с.
Тектоника Северной Евразии/Под ред. А. В. Пейве. М., 1980. 222 с.

Урало-Монгольский пояс в целом¹

- Абдуллин А. А., Шлыгин А. Е., Жуков П. К. Важнейшие черты геологии и металлогении Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата, 1987. 280 с.
Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центральноазиатскому складчатому поясу. М., 1972. 240 с.
Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., 1977. 360 с. Внеальпийская Азия и Австралия. М., 1979. 357 с.

Урал

- Казанцев Ю. В. Структурная геология Предуральского прогиба. М., 1984. 184 с.
Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., 1974. 230 с.
Пейве А. В. и др. Тектоника Урала. М., 1977. 120 с.
Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М., 1979. 188 с.
Пронин А. С. Основные черты истории тектонического развития Урала. Ватрисский цикл. М.; Л., 1965. 160 с. Каледонский цикл. Л., 1971. 265 с.
Формирование земной коры Урала/С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов и др. М., 1986. 248 с.
Фролова Т. Н., Бурикова И. А. Геосинклиальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М., 1977. 280 с.

Казахское нагорье

- Абдулиц А. А. Геология Казахстана. Алма-Ата, 1981. 312 с.
Бахтеев М. К. Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. М., 1987. 168 с.
Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, 1966. 265 с.
Зайцев Ю. А. Эволюция геосинклиналей. М., 1984. 208 с.
Мазарович О. А. Геология девонских моласс. М., 1976. 208 с.
Тектоника Казахстана (объяснительная записка к тектонической карте Восточного Казахстана)/Отв. ред. А. В. Пейве, А. А. Моссаковский. М., 1982. 140 с.
Филатова Л. И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М., 1983. 160 с.

Тянь-Шань

- Биске Ю. С., Поршняков Г. С., Талашманов Ю. А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1982. 128 с.

¹ См. также работы по территории СССР в целом в части 1 учебника, с. 413.

Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисиды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М., 1976. 164 с.

Волочкович К. Л., Гаврилин Р. Д., Ифантопуло Т. Н. Типы палеозойских структур Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М., 1973. 128 с.

Геология и металлогения Каратау. Алма-Ата. Т. 1. 1986. 240 с. Т. 2. 1987. 240 с.

Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М., 1977. 172 с.

Киселев В. В., Королев В. Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе, 1981. 184 с.

Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., 1978. 192 с.

Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973. 216 с.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, 1959. 372 с.

Тектоника Западного Тянь-Шаня/Бухарин А. К., Брежнев В. Д. и др. М., 1989. 152 с.

Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе. Кн. 1. 1971. 332 с. Кн. 2. 1972. 225 с.

Шульц С. С. (мл.). Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., 1972. 208 с.

Северо-Туранская плита

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., 1972. 300 с.

Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М., 1975. 192 с.

Тектоника Туранской плиты/И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий и др. М., 1966. 288 с.

Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М., 1974. 224 с.

Яшин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., 1953. 734 с.

Западно-Сибирская плита

Куликов П. К. Происхождение Западно-Сибирской плиты//Проблемы происхождения структур Западно-Сибирской плиты. Тюмень, 1971. С. 5—148.

Рудкевич М. А., Глухоедов Ю. М., Максимов Е. М. Тектоническое развитие и нефтегеологическое районирование Западно-Сибирской провинции. Свердловск, 1976. 172 с.

Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., 1981. 143 с.

Алтае-Саянская область и палеозонды Монголии

Алтухов В. А. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М., 1980. 224 с.

Алтухов В. А. Тектоника и металлогения юга Сибири. М., 1986. 248 с.

Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., 1966. 248 с.

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., 1960. 276 с.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., 1966. 306 с.

Рудич Е. М. Соотношения каледонской и герцинской структуры юга Алтае-Саянской области. М., 1972. 374 с.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М., 1974. 284 с.

Забайкальско-Хотская область и Буренно-Дунбэйская метаплатформенная область

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

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкальско-Верхнеамурский регионы. Кн. 2. Забайкальско-Верхнеамурский регион/Под. ред. В. А. Амантова. М., 1986. 238 с.

- Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М., 1979. 116 с.
- Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М., 1980. 160 с.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., 1963. 464 с.
- Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., 1969. 399 с.
- Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1976. 224 с.
- Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., 1968. 128 с.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений//Труды ЦНИИГРИ. 1968. Вып. 84. 196 с.

Байкальская метаплатформенная область

- Байкальский рифт/Отв. ред. Н. А. Флоренсов. Новосибирск, 1975. 135 с.
- Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск, 1977. 134 с.
- Булгатов А. Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск, 1983. 193 с.
- Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, 1973. 139 с.
- Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., 1971. 160 с.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск, 1979. 197 с.
- Клигин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., 1970. 142 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М. Т. 1. 1964. 516 с. Т. 2. 1967. 670 с.
- Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской области. М., 1985. 200 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть I. Урало-Монгольский подвижный пояс	4
Тектоническое положение и районирование	4
Герцинская складчатая область Урала	7
Тектоническая структура	8
Стратиграфия	26
Магматизм	37
Основные этапы развития	40
Полезные ископаемые	46
Пайхойско-Новоземельская складчатая зона	48
Складчатая область Казахского нагорья	54
Тектоническая структура	55
Стратиграфия	71
Магматизм	84
Основные этапы развития	85
Полезные ископаемые	90
Складчатая область Тянь-Шаня	91
Тектоническая структура	93
Стратиграфия	109
Магматизм	122
Основные этапы развития	124
Полезные ископаемые	128
Северо-Туранская плита	129
Тектоническая структура	130
Стратиграфия	136
Основные этапы развития	138
Полезные ископаемые	140
Западно-Сибирская плита	141
Тектоническая структура	142
Стратиграфия	155
Основные этапы развития	162
Полезные ископаемые	164
Алтае-Саянская складчатая область	165
Тектоническая структура	167
Стратиграфия	183
Магматизм	197
Основные этапы развития	199
Полезные ископаемые	204
Палеозойды Монголии и Северного Китая	205
Забайкальско-Охотская складчатая область	209
Тектоническая структура	210
Стратиграфия и магматические комплексы	220
Основные этапы развития	226
Полезные ископаемые	228
Основные этапы и некоторые закономерности развития Урало-Монгольского подвижного пояса	229

Часть II. Метаплатформенные области, примыкающие к восточной части Урало-Монгольского пояса	240
Байкальская область	240
Тектоническая структура	242
Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя	247
Этапы метаморфизма и интрузивные комплексы	251
Байкальский кайнозойский рифтовый пояс	252
Основные этапы развития	256
Полезные ископаемые	259
Буренно-Дунбэйская область	260
Литература	267

Учебное издание

МИЛАНОВСКИЙ ЕВГЕНИЙ ЕВГЕНЬЕВИЧ

ГЕОЛОГИЯ СССР, Ч. 2

Зав. редакцией **И. И. Щехура**
Редактор **Н. В. Барина**
Художник **В. Б. Гордон**
Художественный редактор **М. Ф. Евстафиева**
Технический редактор **М. В. Терентьева**
Корректоры **Л. А. Айдарбекова,**
Т. С. Милякова

ИБ № 3062

Сдано в набор **24.02.89.**
Подписано в печать **11.10.89.**
Л-15522. Формат 70×100/16. Бумага кн.-журн.
Гарнитура литературная. Высокая печать.
Усл. печ. л. **22,1. Уч.-изд. л. 24,08.**
Тираж **4800 экз. Заказ 38. Изд. № 1036.**
Цена **1 р. 10 к.**

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.
Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.
119899, Москва, Ленинские горы