

26.3
413 *P.

15

ГЕОЛОГИЯ КАЗАХСТАНА

Д.А. АБДУЛИН

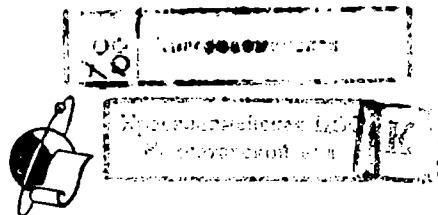
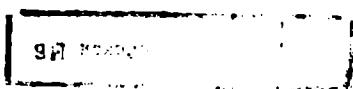
26.3
W A-13
V

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

А. А. АБДУЛИН

ГЕОЛОГИЯ КАЗАХСТАНА

12430



Издательство «НАУКА» Казахской ССР

АЛМА-АТА · 1981

УДК 551.7+551.24+552.3(574.5)

Абдулин А. А.

Геология Казахстана. — Алма-Ата: «Наука» КазССР, 1981. — 312 с.

В книге на основе новейших данных рассматривается геология Казахстана. Дается физико-географическое описание страны, излагается история геологического изучения и обзор представлений о тектоническом районировании. Характеризуется строение Прикаспийской впадины, описываются стратиграфия, магматизм и тектоника архейско-протерозойского фундамента, каледонских и герцинских складчатых систем Урало-Монгольского пояса, а также прогибы и поднятия эпигерцинской платформы, структуры альпийского эпиплатформенного орогенного комплекса. В завершение приводится краткий очерк глубинного строения территории Казахстана.

Работа иллюстрируется многочисленными геологическими, тектоническими и палеогеографическими схемами, схемами сопоставления разрезов, а также схемами, характеризующими глубинное строение территории.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля, а также на преподавателей, аспирантов и студентов вузов и техникумов.

Ил. 88, библ. 199 назв.

Ответственные редакторы:

академик АН КазССР Е. Д. Шлыгин,

канд. геол.-минер. наук А. Е. Шлыгин

A 20801 142
407(07) 81 1981 1901010000

(С) Издательство «Наука» Казахской ССР, 1981 г.

ОТ РЕДАКТОРОВ

Написать хороший очерк геологического строения такого обширного региона, каким является Казахстан,— задача сложная и трудная. В таком очерке должны быть раскрыты особенности геологии, рассматриваемые разными отраслями геологической науки — стратиграфией, петрологией, тектоникой. Такой очерк должен быть цельным, а на освещение конкретных объектов не должны влиять ни подчас противоречивые представления о них различных исследователей, ни «модные» на сегодняшний день геотектонические гипотезы. Очерк должен быть объективным, основываться на достоверном фактическом материале и в то же время отражать современные взгляды на геологию. Он должен быть сжатым, компактным; характеристики отдельных геолого-структурных элементов должны быть пропорциональными, хотя имеющиеся в наличии сведения подчас не всегда равнозначны. Так, например, материалы о строении «закрытых» территорий, несомненно, более скучны и спорны, чем о строении геологически «открытых» площадей. Задача составления обобщенного описания особенно трудна для такого региона, как Казахстан, обширные площади которого закрыты горизонтально залегающими кайнозойскими отложениями, а разобщенные «открытые» площади порой принадлежат к разнотипным крупным геолого-структурным элементам со сложным строением и длительной историей геологического развития.

В книге А. А. Абдулина удачно решены все эти трудные задачи. Она отражает современный уровень геологических знаний, в ней достаточно полно представлены сведения по стратиграфии, магматизму и тектонике главных геолого-структурных элементов региона. Автор сумел без излишних деталей охарактеризовать строение осадочных комплексов, удачно избежать крайностей противоборствующих гипотез, которые так запутывают малоискусшенных в геотектонических гипотезах исследователей.

Высокий научный уровень изложения, широта и всесторонность подхода к различным аспектам геологии Казахстана позволяют надеяться, что книга с удовлетворением будет принята геологами различных, особенно прикладных специальностей. Она хорошо восполняет пробел между детальными региональными описаниями (в том числе томами «Геология СССР», посвященными отдельным частям Казахстана), подробными сводными работами, как, например, книга В. Ф. Беспалова (1971), и учебными пособиями по курсу «Геология СССР», который читается в геологических вузах. Книга, по мнению редакторов, удачно иллюстрирована большим количеством картографических схем и стратиграфических колонок; некоторые из них публикуются впервые.

Академик АН ҚазССР Е. Д. ШЛЫГИН,
канд. геол.-минер. наук А. Е. ШЛЫГИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Решениями XXVI съезда КПСС и XV съезда Компартии Казахстана предусмотрено дальнейшее расширение и укрепление материально-технической базы экономического развития советского государства, и в частности Казахской ССР. Особое значение в создании такой базы имеют геологические исследования как чисто производственного, так и научного направления. Широкий размах прикладных геологических работ требует ясных представлений об особенностях геологического строения региона. За последние десятилетия в Казахстане изучены важнейшие особенности его стратиграфии, магматизма, тектоники, что позволило достаточно надежно определить главные черты его геологии. Были созданы важные обобщающие сводки, в которых с достаточной полнотой характеризуется геология Казахстана. Опубликована серия геологических и тектонических карт масштаба 1:1 500 000: «Геологическая карта Казахской Советской Социалистической Республики и прилегающих территорий союзных республик (1965)», «Тектоническая карта Казахской Советской Социалистической Республики и прилегающих территорий союзных республик (1971)» с объяснительными записками к ним, а также две тектонические карты Казахстана и сопредельных территорий со снятым чехлом рыхлых отложений: «Тектоническая карта области палеозойских складчатостей и сопредельных территорий» и «Карта каледонской структуры Казахстана и сопредельных территорий (1976)». Данные по геологическому строению Западного, Северного, Центрального, Восточного и Южного Казахстана нашли отражение в соответствующих томах союзного многотомного издания «Геология СССР», завершенного в 1972 г., в многочисленных монографиях, трудах разнообразных совещаний союзного и республиканского значения, журнальных статьях и отчетах. В связи с усилением геологоразведочных и поисково-съемочных работ не только увеличивается объем печатных и фондовых материалов, но и постоянно обновляются представления о геологии тех или иных районов.

Несмотря на появление ряда фундаментальных сводных работ, существует определенный пробел в обобщениях — отсутствует описание геологии Казахстана, всеобъемлющее, основанное на новых материалах, и в то же время достаточно

краткое и простое, доступное для геологов различных специальностей. Настоящей монографией автор и пытается в какой-то степени восполнить этот пробел.

Работая над монографией, автор стремился свести воедино наиболее существенные элементы крайне обширной, разбросанной в различных изданиях и рукописных работах информации, стараясь при этом дать наиболее полную характеристику районов, до недавнего времени слабо изученных, например, таких, как Прикаспийская впадина.

Учитывая разнообразие взглядов на тектонику Казахстана, автор счел нужным посвятить самостоятельный раздел их анализу. Поскольку архейско-протерозойская история Казахстана остается весьма неясной, все древнейшие образования описаны в самостоятельном разделе, касающемся фундамента разновозрастных структур Урало-Монгольского складчатого пояса. Из структурных элементов пояса описаны каледонские складчатые системы — Кокчетав-Тянь-Шанская, Чингиз-Тарбагатайская, Алтае-Саянская, герцинские складчатые системы — Джунгаро-Балхашская, Зайсанская, Уральская, Манышлакская, эпигерцинские поднятия и прогибы — Казахский щит, Мугоджарское поднятие, Западно-Сибирская и Туранская плиты, Тургайский прогиб, а также альпийский эпиплатформенный орогенный пояс.

В основу монографии положены важнейшие сводные публикации, как описательные, так и картографические, а также громадное число журнальных статей и монографий. Из-за ограниченного объема монографии автор не имеет возможности назвать исследователей, установивших ту или иную геологическую закономерность. Отдавая должное роли каждого из них, значению их работ, он вынужден отослать интересующихся к более детальным специальным исследованиям, в первую очередь к томам изданий «Геология СССР» и «Геологическая изученность СССР», в которых труды этих специалистов характеризуются более подробно.

В работе над монографией автору оказали существенную помощь М. А. Касымов, Б. С. Цирельсон, Ю. А. Волож. Работа в рукописи просмотрена Г. Ц. Медосым, В. Ф. Беспаловым, В. С. Звонцовым, И. П. Беневоленским, А. В. Авдеевым, Н. К. Ившинным, Т. М. Жаутиковым. Любезно предоставили свои материалы, в том числе неопубликованные графические, для использования в работе ряд геологов, ссылка на которых имеется в соответствующих местах текста. Автор глубоко признателен всем отмеченным товарищам. Особую признательность автор выражает А. Е. Шлыгину, взявшему на себя большой труд по окончательному редактированию монографии.

Все замечания автором будут с благодарностью приняты и учтены в дальнейшей работе.

Глава 1

РЕЛЬЕФ И ГИДРОГРАФИЯ

Казахская Советская Социалистическая Республика, вторая по величине республика Советского Союза, имеет площадь 2,7 млн. км². На ее территории могут разместиться почти все зарубежные государства Европы или все наши союзные республики, кроме РСФСР. В широтном направлении — от низовьев Волги и берегов Каспийского моря до Зайсана и Алтая — она простирается на 2900 км, а в меридиональном — от южной окраины Западно-Сибирской низменности до горных цепей Тянь-Шаня и песчаной пустыни Кызылкум — на 1600 км. Границей Казахстана на западе является Каспийское море, отделяющее нашу республику от Кавказа. На севере и северо-западе Казахская ССР граничит с некоторыми областями РСФСР, на востоке с КНР, на юге с Туркменской, Узбекской и Киргизской республиками. Границы Казахской ССР установлены по национальному признаку, учитывающему пределы расселения казахского народа.

В административном отношении Казахская ССР объединяет 19 областей, из которых многие по площади не уступают любой европейской стране. Столица республики — г. Алматы — красивый современный город, крупный промышленный, культурный и научный центр. Здесь сосредоточены большое число заводов и фабрик, многие вузы республики, Академия наук Казахской ССР, научные и проектно-изыскательские учреждения.

Казахстан — республика неисчерпаемых природных богатств, щедрая кладовая полезных ископаемых, настоящая жемчужина Советского Союза. В некогда глухих, бескрайних казахских степях, где от аула к аулу пролегали лишь тропы кочевников, построены железные дороги, выросли фабрики и заводы, десятки городов, промышленных комплексов. Казахстан стал мощной индустриальной базой страны. В его недрах обнаружены почти все виды полезных ископаемых, на ба-

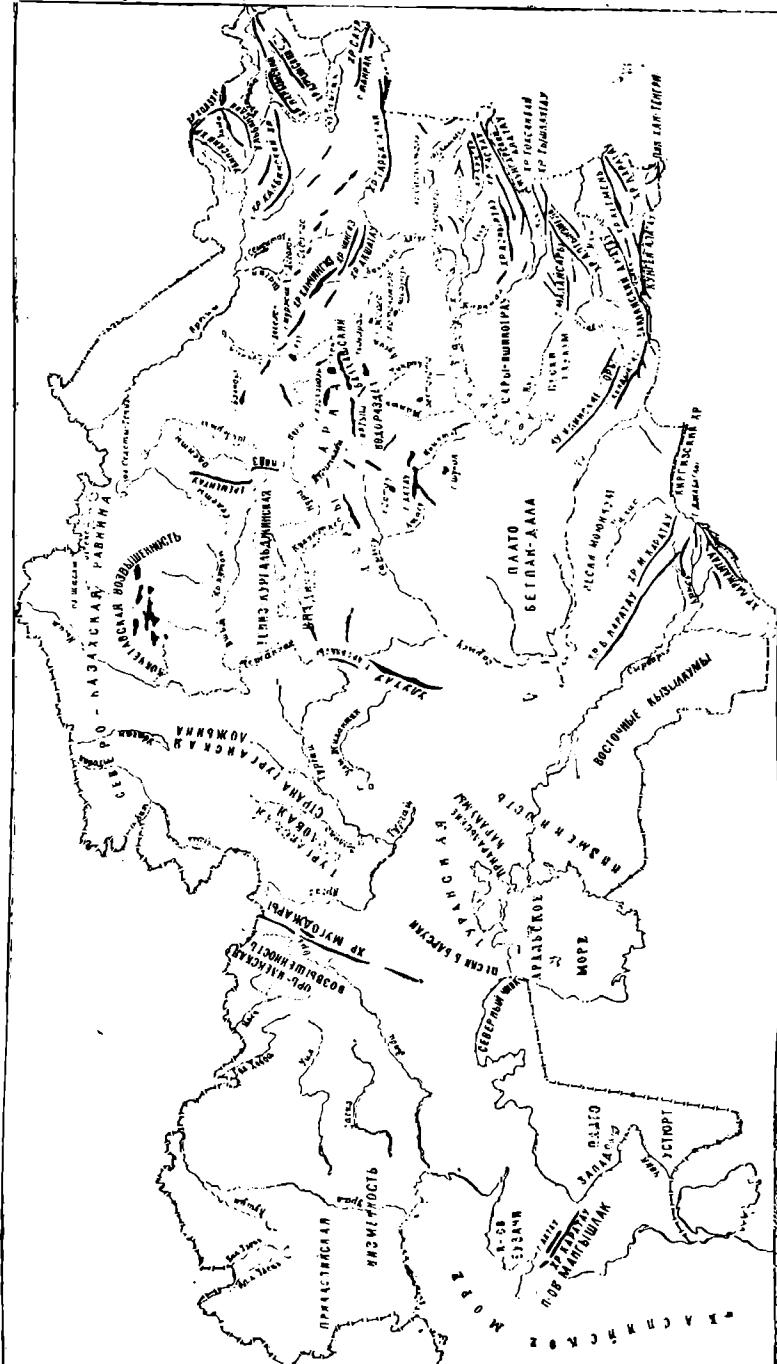


Рис. 1. Схема размещения важнейших орогидографических элементов Казахстана

зе которых созданы крупнейшие горнопромышленные предприятия. Добыча каменного угля сосредоточена в Карагандинском, Майкюбенском и Экибастузском бассейнах, железных руд — близ г. Кустаная (Соколовское, Сарбайское и Качарское месторождения) и г. Караганды (Каражал). Марганцевые руды добываются неподалеку от г. Караганды и Джезказгана (Джезды, Каражал), а никель и хромиты — в Мугоджарских горах (район Хромтау). Ценное алюминиевое сырье — бокситы — дают Аркалыкские месторождения. На полную мощность работают Балхашский медеплавильный завод, Джезказганский горно-обогатительный комбинат, Лениногорский, Зыряновский, Иртышский и Текелийский комбинаты цветной металлургии, Чимкентский свинцовый завод, Чимкентские и Джамбулские фосфорные и суперфосфатные заводы, Актюбинский завод ферросплавов, Павлодарский глиноzemно-алюминиевый, Иртышский химико-металлургический заводы и другие промышленные предприятия. Все новыми и новыми нефтяными месторождениями радует нас Мангышлак, промыслы которого расширяются из года в год. По запасам меди, хромитов, ванадия, свинца, цинка, молибдена, висмута, фосфоритов и калийных солей Казахстан занимает ведущее место в СССР.

Значительный удельный вес в экономике республики принадлежит сельскому хозяйству, основой которого является производство зерна и животноводство. В 1980 г. республика засыпала в закрома Родины более 1 млрд. т зерна, успешно выполнив и перевыполнив плановое задание.

Казахстан расположен в центральной части Евразиатского материка, вдали от океанских бассейнов, и для него характерны сложные физико-географические условия: разнообразный рельеф, различный климат, своеобразие гидрографических особенностей, разнородный почвенно-растительный покров.

Рельеф. На огромной территории Казахстана сочетаются разнообразные типы рельефа. Высокие горные хребты граничат с глубокими межгорными впадинами и равнинами, широко распространены песчаные массивы и каменистые степи; на западе находятся низменности, поверхность которых расположена ниже уровня океана, на юго-востоке — высочайшие горы с вечными снегами и ледниками (рис. 1, 2). Наивысшая вершина Казахстана — пик Хан-Тенгри — возвышается над уровнем мирового океана на 6995 м, а самая низкая абсолютная отметка отмечена во владище Карагие (п-ов Мангышлак), дно которой находится ниже уровня моря на 132 м. Большую часть территории Казахстана занимают аккумулятивные и пластовые равнины, низкие горы и мелкосопочник; высокие горы находятся лишь на востоке и юге республики.

На севере Казахстана расположена Северо-Казахская рав-



Рис. 2. Высокогорный рельеф Центрального Тянь-Шаня, Юго-Восточный Казахстан

Рис.



Рис. 3. Слабоволнистая дснудационная равнина в районе Джарканингской излучины реки Ишим. Фото А. С. Сарсенова

шия, с юга и юго-востока ограниченная мелкосопочником (Сары-Арка), а на западе без перепадов сливающаяся с Тургайской столовой страной. Слабо расчлененный рельеф, низкотные уклоны поверхности, множество разнообразных бессточных озерных и соровых понижений создают характерный облик ландшафта. Равнинная поверхность разнообразится чередующимися невысокими увалами, долинами рек (Тобол, Ишим, Чаглинка, Иртыш), суходолами, озерными котловинами, которых особенно много на северо-западе (рис. 3). Местами равнина изобилует блюдцеобразными западинами, в которых в периоды весеннего снеготаяния скапливается вода и которые зачастую окаймлены зарослями кустарника или низкорослыми березово-осиновыми колками. На крайнем юге равнина имеет абсолютные отметки до 220 м, а на севере, в долине р. Ишима, опускается до отметок около 120 м. Из многочисленных водоемов разнообразных очертаний, глубин и размеров выделяются озерные котловины Теке, Селеты-Тениз, Калибек, Улькенкарой, Шаглы, Кызылкак, Жалаулы. Берега этих озер обычно пологие, местами террасированные, плавно сопрягаются с окружающей равниной. Своебразной особенностью северо-западной части равнины является грибисто-котловинный рельеф.

К юго-западу от Северо-Казахской равнины расположена Тургайская столовая страна, обрамленная с запада Зауральским плато, с востока — Казахским мелкосопочником. На юг она открывается к равнинам Приаралья. Ее протяженность с севера на юг около 500 км, ширина 300—400 км. Здесь широко распространены разновысотные столовые равнины и их останцы, обусловливающие отчетливо выраженное ступенчатое строение рельефа (рис. 4). Наиболее высокая ступень расположена на абсолютных отметках 280—360 м, наиболее низкая — 100—120 м. Ступени разделены широкими речными долинами рек Тобол, Иргиз, Тургай, Убаган. Поверхность равнины осложнена системой балок и временных водотоков, западинами, понижениями древних ложбин стока, озерными котловинами и небольшими массивами песков. Отчетливо выделяется Тургайская ложбина, простирающаяся в меридиональном направлении на сотни километров.

Западнее Тургайской столовой страны меридионально протягиваются отроги Южного Урала — горы Мугоджары, наибольшая высота которых достигает 654 м (г. Берчогур). Местами горы представлены двумя невысокими хребтами, разделенными слабоволнистой равниной, переходящей в мелкосопочник, местами выражены одним узким кряжем, иногда распадаются на отдельные мелкосопочные массивы (рис. 5). К югу от Мугоджарских гор располагается расчлененный низкогорный Чушкакольский кряж и несколько столовых гор.



Рис. 4. Южное окончание Тургайской столовой страны (северный берег залива Перовского в Аральском море)
Обрывы, сложенные горизонтально залегающими породами палеогена и неогена, фото В. П. Бочкарева

Рис. 5. Характерный облик небольших молодых врезанных долин на западном склоне Мугоджар



На крайнем западе Казахстана простирается обширная Прикаспийская низменность, примыкающая к Каспийскому морю. Она занимает крайне низкое гипсометрическое положение, имея абсолютные отметки от 29,6 м (урез воды Каспийского моря) до 50 м. Освободившись из-под морских вод, низменность сохранила многие черты морского дна. Для нее характерны плоский слаборасчлененный рельеф, сильная засоленность и обилие сорово-солончаковых понижений. Стадийность отступания моря выразилась в образовании трех четко проявленных древних дельт Пра-Урала. Значительная территория к западу от р. Урал занята песчаными массивами Нарын, нарушающими монотонный пейзаж плоской равнины. Пески занимают эолово-аккумулятивную равнину, слегка наклоненную с севера на юг. Закрепленные бугристые пески здесь чередуются с участками раззвеваемых барханных песков. В северной части песчаные массивы преимущественно закреплены; в южной доминируют раззвеваемые и слабозакрепленные пески. Местами среди бугристых песков встречаются плоские песчаные равнины с сорами и солончаками.

На территории Прикаспийской низменности развиты своеобразные формы рельефа: бэрсовские бугры, вытянутые обычно субширотно, чередующиеся с сорами или ильменями-озерами, соляные купола и сопряженные с ними компенсационные мульды. Протяженность гряд от нескольких сот метров до 3—5 км, высота 4—6, реже 8—12 м. Среди крупных соляных куполов с компенсационными мульдами четко выражены в рельефе Шалкарский, Иnderский и Чернореченский, возвышающиеся над равниной до 10—15 м. В центральной или краевых частях этих структур располагаются крупные впадины, занятые либо озерами с горько-соленой водой, либо покрытые солевой коркой.

С востока к Прикаспийской впадине примыкает Предуральское (Предмугоджарское) плато, сильно расчлененное, с широко развитыми соляными куполами, отчетливо выраженными в рельефе и поднимающимися на высоту до 20—30 м. Врезы гидрографической сети на плато достигают 30—60 м, а максимальные абсолютные отметки положительных форм — 360 м. С севера Прикаспийская впадина окаймляется Обшим Сыртом с типичным увалисто-балочным рельефом, получившим название сыртового.

На краине юго-западе Казахстана расположено пустынное плато Устюрт. Его поверхность, кажущаяся на первый взгляд идеально плоской равниной, осложнена крупными увалами, вытянутыми на северо-запад, и впадинами. Вершины увалов уплощенные, лежат на абсолютных отметках от 221 м (увал Северный) до 314 м (увал Музбель), а днища впадин между увалами имеют абсолютные отметки от 63 м (впадина

Барсакельмес) до 100 м (шадина Ассакеаудан).

Много на Устюрте и такыров, приуроченных, как правило, к крупным карстовым понижениям — польям. Поверхность плато бронирована мощной толщей карстующихся известняков сарматского яруса, поэтому здесь широко развиты карстовые формы рельефа — от мелких коррозионных воронок диаметром 3—10 м и глубиной 1—2 м до крупных польев и провальничных воронок диаметром 50—200 м и глубиной до 10 м.

Исключительно красивы западные чинки Устюрта, интенсивно расчлененные крутопадающими логами, между которыми резко выступают скалистые гривы. Поражают воображение головокружительные обрывы высотой до 300 м, которыми плато переходит к низинам Мангышлака (рис. 6). Обрывы то ступенчатые, то отвесные, причудливых форм, являющихся результатом выветривания. Пологое падение осадочных пород различного состава приводит к широкому развитию ниш выдувания и козырьков, под которыми в ненастную погоду или нестерпимую жару прячутся муфлоны — редкие обитатели этих мест. Неповторима цветовая гамма пород, обнаженных в чинках.

Между восточным берегом Каспийского моря и Устюртом расположен п-ов



Рис. 6. Останцы, сложенные меловыми отложениями на полуострове Мангышлак, в 30 км южнее хребта Карагату
Выходы меловых отложений. Фото К. Д. Джемилнова.

Мангышлак, в рельефе которого обособляются три участка. На севере находится п-ов Бузачи, изобилующий сорами и солончаками. Центральная его часть имеет форму слабовыпуклого свода. На площадях соров можно видеть грязевые вулканы в виде конусов высотой до 1,5—2,0 м, диаметром до



Рис. 7. Восточный чинк Устюрта

Верхняя обрывистая часть сложена известняками сармата, нижняя — песчано-глинистыми отложениями палеогена — неогена. Фото Ж. Д. Дуйсебаева

40—50 м или не выраженных в рельефе сальз. Из «кратеров» этих вулканов периодически изливаются вода и грязь, иногда сопровождающиеся выбросами газов. Центральную часть Мангышлака (Горный Мангышлак) занимают низкогорные сооружения Актау и Карагату с максимальной отметкой (г. Бесшокы) 556 м, окаймленные бессточными котловинами, дно которых занимают громадные соры. Наиболее крупная котловина — Карынжарык — вытянута с юго-запада на северо-восток более чем на 100 км и имеет минимальную абсолютную отметку днища 70 м. Южная часть Мангышлака (Степной Мангышлак) представляет собой двухступенчатое плато, на поверхности которого находятся крупные сухие впадины: глубочайшая — Карагие с абсолютной отметкой — 132 м, Каунды — 57 м и др. Местами плато круто обрывается к морю обрывами высотой до 100—150 м. Небольшие массивы барханных песков с высотой барханов до 10 м развиты на Мангышлаке — пески Саускан и на Устюрте — пески Сам, Асмантай-Матай и др. (рис. 7).

С юга в пределы Казахстана заходит часть Туранской низменности. По устройству поверхности здесь выделяются Кызылкумы, Северо-Восточное и Восточное Приаралье. Для Северо-Восточного Приаралья характерен отчетливо расчлененный столово-останцовый рельеф, образованный меридио-



Рис. 8. Песчаная пустыня с саксаульниками

нально вытянутыми плосковершинными грядами и останцами, разделенными глубокими оврагами, балками и сухими руслами. Глубина расчленения колеблется от нескольких десятков до 100 м. Восточное Приаралье представляет собой обширные пластовые равнины, местами интенсивно размытые и превращенные в столовые останцы, которые чередуются с понижениями, занятыми солончаками и песчаными массивами. Абсолютные отметки поверхности равнины на западе составляют 125—130 м, в центральной части они снижаются до 100 м и затем снова повышаются в восточном направлении до 200 м. В Северном и Восточном Приаралье в результате эоловой переработки и аккумуляции сформированы песчаные массивы Большие и Малые Барсуки, Приаральские Каракумы. Рельеф закрепленных песчаных массивов низко- и среднебугристый (бугры высотой до 10—15 м), с редкими участками развеянных песков. В Приаральских Каракумах бугристые пески сочетаются с грядовыми.

К востоку и юго-востоку от Аральского моря лежит обширная равнинная территория. Ее большая часть занята

перевеянными песками, закрепленными бугристыми песками и носит название Кызылкумов (рис. 8). Эту территорию пересекает р. Сырдарья, за которой располагается суглинистая равнина, постепенно поднимающаяся к хр. Карагатау и холмистым предгорьям Тянь-Шаня — Причимкентским Чулям. На территории Кызылкумов отчетливо выделяются пологие ложбины — древние русла р. Сырдарьи и изредка отдельные холмы (Карак и др.).

Между хр. Карагатау, Казахским мелкосопочником, северными хребтами Тянь-Шаня и их отрогами — Чу-Илийскими горами расположена Чу-Сарысуйская, или Чуйская, впадина, пересекаемая теряющимися в небольших озерах и песках реками Чу, Сарысу, Талас и др. Значительную площадь здесь занимают пески Моюнкум, сменяющиеся у Чу-Илийских и Карагатуских гор, у Киргизского хребта суглинисто-лессовыми наклонными равнинами, прорезанными ложбинами временных водотоков и переходящими у Киргизского хребта в предгорные шлейфы конусов выноса.

Крупный песчаный массив Моюнкум имеет ступенчатый поперечный профиль. Первая ступень, самая низкая, лежит на отметках 180—240 м и представлена низкими бутристыми слабозакрепленными песками; вторая, располагающаяся на отметках 250—280 м, сложена бугристо-грядовыми песками с высотой гряд и бугров до 20—30 м, и третья с грядово-ячеистыми формами рельефа находится на абсолютных высотах 300—420 м. Для третьей ступени характерно наличие гигантских слабозакрепленных песчаных гряд высотой до 100 м, протягивающихся с северо-запада на юго-восток до 3—5 км. Грядовый рельеф здесь осложнен крупными ячеями выдувания округлой формы диаметром 20—40 м и глубиной до 10 м.

Северо-восточную часть Чу-Сарысуйской впадины занимает плато Западная Бетпак-Дала с почти идеально выровненной поверхностью (абс. отм. 340—360 м), полого снижающееся к югу и юго-западу и обрывающееся к северу и северо-западу резким уступом — чинком высотой до 60—80 м. Гидрографическая сеть на плато Бетпак-Дала отсутствует, если не считать небольших логов, спускающихся к немногочисленным котловинам. Равнинность рельефа нарушается такырами, сорами и редкими озерками с соленой водой.

Балхаш-Алакольская впадина представляет собой аккумулятивную равнину, отделяющую горную систему Джунгарского Алатау и его отроги от Чу-Илийских гор, Казахского мелкосопочника и хр. Тарбагатай. Невысокими кряжами, отходящими от Джунгарского Алатау, равнина делится на три части: Южно-Прибалхашскую, Лепсинскую и Алакольскую.

Во впадине расположена цепь крупных озер — Балхаш, Саякколь, Уялы, Алаколь, ее пересекают реки Или, Карагат, Лепса, Баскан и др. Вблизи гор раскинулись предгорные наклонные суглинистые и щебенистые равнины, прорезанные сухими логами. По южному берегу оз. Балхаш протягивается плоская равнина с многочисленными солончаками и засоленными озерами, а севернее современного устья р. Или располагаются



Рис. 9. Мелкосопочник, сложенный песчаниками среднего ордовика
Район к северу от гор Кокшетау. Фото А. С. Сарсекова

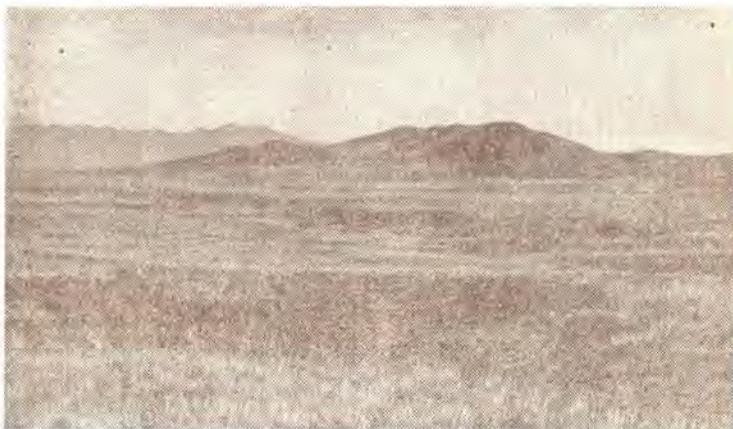


Рис. 10. Вдали — горы Капал, на ближнем плане — гривный мелкосопочник
(выходы пород кембрия)

Северо-Западное Прибалхашье, район ст. Кинк. Фото А. С. Сарсекова

гаются глинистая равнина с «баканасами»—сухими руслами древней дельты р. Или. Самые низкие отметки равнины, у оз. Балхаш, достигают 340 м, самые высокие, у гор, 800 м. Широко распространены пески. Пески Сары-Ишикотрау занимают обширную территорию южнее оз. Балхаш. Здесь выделяются различные типы эолового рельефа — гряды,

бугры и ячен, чередующиеся с котловинами выдувания и межбуровыми понижениями. Основная часть песчаных массивов закреплена растительностью. Гряды ориентированы с юго-востока на северо-запад и имеют высоту 15—20 м, в то время как высота бугров составляет 5—7 м.

Громадную площадь Центрального Казахстана занимает своеобразная горная страна — Казахский мелкосопочник (Сары-Арка), отличающийся бесконечным сочетанием увалов, куполовидных и конусовидных сопок, грив и гряд, между которыми лежат широкие долины или ветвящиеся лога (рис. 9, 10). Относительная высота положительных форм рельефа редко превышает 150 м, обычно она составляет 20—50 м. Наиболее широко распространены увалы и куполовидные сопки с плавными очертаниями и пологими склонами. Среди мелкосопочных районов обособляются обширные плоские пространства, занятые аккумулятивными равнинами (Тениз-Кургальджинская впадина), широкими долинами, потерявшими специфические черты, и участками денудационного плато (Восточная Бетпак-Дала).



Рис. 11. Конусовидный мелкосопочник, сложенный эффузивами нижнего — среднего девона

Правобережье реки Тундык на широте Кувских гор. Фото А. С. Сарсекова

В центральной части мелкосопочной страны расположена полоса Балхаш-Иртышского водораздела, поднятого на высоту до 1200 м. Здесь среди монотонного мелкосопочника (рис. 11) резко выступают участки низких гор. Низкогорья есть на севере и на западе Центрального Казахстана. Наиболее крупные из них — горы Чингиз (1301 м), Каркаралы (1340 м), Кызылрай (1559 м), Баянаульские (956 м), Кокшетау (877 м), Улутау (1195 м), Чу-Илийские (1100 м). На фоне низкого мелкосопочника и выровненных пространств встречаются «островные» горы: Акчатау (1126 м), Айдарлы (1250 м), Бугалы (1070 м), Кушокы (1284 м), Бектаута и др. (рис. 12).

Отличительная черта Чу-Илийских гор, Чингизских и

Улутау — выровненность вершин, участки нагорного плато, на котором местами возвышаются монадноки в виде конических или куполовидных сопок, реже гряд высотой до 100 м.

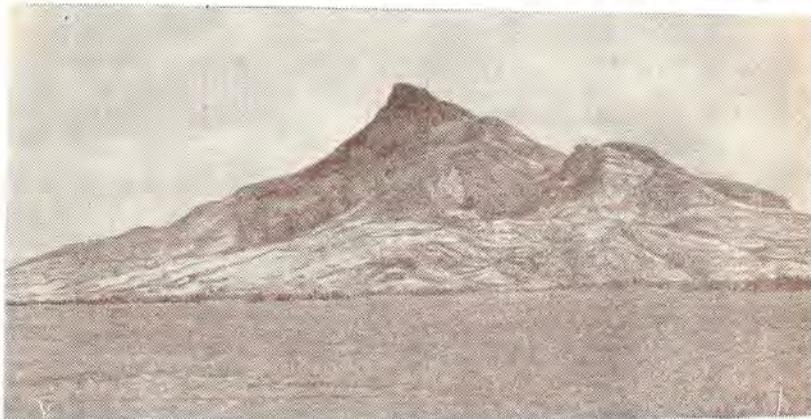


Рис. 12. Одинокая гора Бектауата — «Маяк Прибалхашья». Северное Прибалхашье. Фото Ю. И. Лялина



Рис. 13. Средневысотные горы Центрального Казахстана, покрытые сосновым лесом

Слоны этих гор асимметричные. Западные склоны Улутауских и Чу-Илийских гор и восточный склон Чингизских уступообразные, скалистые, глубоко расчлененные, противоположные — пологие, сравнительно слабо расчлененные, плавно переходящие в мелкосопочник.

Вершины гор Кызылрай, Каркаралы, Кокшетау, Баянаул возвышаются над окружающей территорией на 400—800 м. Склоны гор крутые, скалистые, равномерно рассеченные логами. Местами они свободны от почвенно-растительного покрова, хотя значительная их часть, а также подножия и даже вершины покрыты сосновыми борами, зарослями кустарников. Среди гор или у их подножий расположены озера — Боровое, Щучье, Имантауское, Баянульское и другие с прозрачной и преимущественно пресной водой, что в сочетании с пышной растительностью придает этим местам исключительную красоту (рис. 13).

Мелкосопочник отдельных частей этой страны довольно своеобразен. На севере он отличается меньшими абсолютными отметками, более пологими склонами отдельных сопок, шириной мелкосопочных волнисто-увалистых пространств, занятых бескрайними хлебными полями. В водораздельной



Рис. 14. Северное побережье озера Балхаш. Полуостров Балайтюбек
Выходы яшмо-диабазовой толщи кембрия. Фото Ю. И. Лялина

части расчлененность рельефа, сильнее, крутизна склонов больше. На юге, у оз. Балхаш, где абсолютные отметки вновь поникаются до 350—400 м, поверхность приобретает характер плато, на котором выделяются отдельные изометричные или вытянутые группы сопок (рис. 14). Такие черты рельефа являются особенностью юго-западной части страны — плато Восточной Бетпак-Далы, смыкающегося с Чу-Илийскими горами, которые можно считать отрогами Тянь-Шаня.

На площадях развития гранитоидов встречаются оригинальные микроформы рельефа, удачно названные местными

жителем «кайтас»—«овечьи скалы» и «котыртас»—«щербатые скалы». «Кайтас» представляют собой совокупность валуноподобных скальных выступов, разделенных выровненнымиплощадками и издали напоминающих стада овец; «котыртас» характеризуются сочетанием обнаженных сопок самых причудливых очертаний — в виде куполов, грибовидных столбов и пиков. На крутых и ступенчатых склонах сопок нередко встречаются зияющие трещины, ниши, карнизы, ячей выдувания и сквозные отверстия.

Немалую часть территории Центрального Казахстана занимают долины рек. Наиболее крупные из них имеют ширину до 10—20 км и врезаны на глубину до 50—100 м (долины рек Нуры, Селеты, Сарысу, Токрау, Аягуз, Шидерты



Рис. 15. Долина реки Шидерты и приречный мелкосопочник. Северо-Восточный Казахстан

Выходы терригенных пород жарсорской свиты девона. (В настоящее время долина занята водохранилищем канала Иртыш — Караганда). Фото Б. Ж. Аубекерова

и др.). Но речная сеть здесь развита плохо, и обычно реки, особенно малые, представляют собой цепочки отдельных плёсов (рис. 15).

На юге и востоке Казахстана располагаются мощные горные системы, объединяющиеся в единую цепь общего северо-восточного направления, состоящую из чередующихся горных хребтов восток-северо-восточной, северо-западной и иногда субширотной и северо-восточной ориентировки и разделяющих их межгорных впадин.

На юге и юго-востоке входящие полностью и частично в пределы Казахстана горные хребты — Таласский Алатау с его отрогами, хр. Карагатай (2176 м), Киргизский хребет, Заилийский Алатау (5007 м), Кунгей Алатау (4213 м), Кетмень (3638 м), восточные отроги Терской Алатау с мощным горным узлом Хан-Тенгри (6995 м) — принадлежат системе Тянь-Шаня. Рельеф этих высоких хребтов типично альпийский

(рис. 16). Для большинства высоких гор Тянь-Шаня характерны гребневидные скалистые вершины, крутые обрывистые склоны с осипями, узкие, глубоко врезанные ущелья, а для самых высоких их частей — белые шапки вечных снегов и



Рис. 16. Высокогорный рельеф Заилийского Алатау. Верховья реки Левый Талгар. Ледник Тогузак

Слева — выходы гранитоидов. Фото А. А. Малахова

ледники, троговые долины, цирки, кары и морены. В среднегорной зоне на северных склонах произрастают хвойные леса (рис. 17). Горные хребты окаймлены предгорными ступенями и шлейфами конусов выноса горных речек и разделены межгорными впадинами, обычно с равнинным или пологоволнистым рельефом.

От хребтов Тянь-Шаня отходят кряжи, обособляющие отдельные предгорные впадины. Наибольший из них, хр. Карагатай, представляет собой асимметричную гряду северо-западной ориентировки с крутым расчлененным северо-восточным склоном и пологим юго-западным (рис. 18). К северо-западу от западного фланга хр. Заилийский Алатау отвечаются горы Кендыктаас, юго-восточная часть которых имеет среднегорный рельеф, а северо-западная переходит в слабо наклоненное к юго-западу плато с холмистым рельефом. Далее эти горы сочленяются с Чу-Илийскими.

Обширная Илийская межгорная впадина отделяет Заилийский Алатау и хр. Кетмень от горной системы Джунгарского Алатау, которую нередко рассматривают самостоятельную, отчленяя от Тянь-Шаня. Джунгарский Алатау состоит из

двух главных субширотных хребтов — Северного и Южного, сходящихся на западе и расходящихся на востоке, и серии веерообразных среднегорных и низкогорных хребтов, направленных на северо-запад, запад и юго-запад, постепенно понижающихся по мере удаления от главных горных цепей,



Рис. 17. Хвойные леса среднегорья и высокие прилавки Западного Алатау. Бассейн реки Малой Алматинки. Фото Б. Ж. Аубекерова



Рис. 18. Хребет Большой Карагату, средневысотные, сильно расчлененные горы Келиншектау

Выходы известняков карбона. Фото Р. Р. Хайбуллина

а также ряда передовых хребтов на северной периферии системы. Наивысшая отметка Джунгарского Алатау — 4464 м. Для высоких хребтов, как и для всего Тянь-Шаня, характерен альпийский рельеф с узкими гребнями, крутыми, скалистыми склонами, прорезанными многочисленными ущельями с

бурными речками, осыпями, а для наиболее высоких вершин и цепей — вечные снега, ледники и созданные их деятельностью элементарные формы. Отдельные хребты разделены межгорными впадинами, заполненными рыхлыми отложениями в низкогорье и с увалистым эрозионным рельефом — в высокогорье. Иногда межгорные впадины прорезаны каньонами горных рек.

Хребет Тарбагатай и прилегающий к нему с северо-востока хр. Саур отделяют Балхаш-Алакольскую впадину от Зайсанской. Хр. Тарбагатай (максимальная высота 2991 м) представляет собой гряду, вытянутую широтно примерно на 300 км, с резко асимметричными склонами. Северный склон пологий, слаборасчлененный, плавно переходит в предгорья, южный — крутой, уступообразный, скалистый, глубокорасчлененный. Вершины хребта уплощенные, являющиеся реликтами древней поверхности выравнивания.

Горная система Алтая состоит из многих различно ориентированных хребтов. Самый высокий — Катунские белки с главной двухвершинной горой Белухой. Западная вершина имеет отметку 4580 м, восточная — 4620 м. Вершины покрыты вечными снегами и ледниками. Из хребтов, направленных к долине Иртыша, выделяются Курчумский и Нарымский с отдельными вершинами до 4000 м, на которых местами сохраняются вечные снега, а в ущельях небольшие ледники. Для гор Алтая характерен сильно расчлененный рельеф с крутыми склонами, глубокими врезами речных долин, остроконечными или гребневидными вершинами, сочетающимися с плоскими вершинами (рис. 19).

Гидрография. Своебразна речная сеть Казахстана. Реки его северо-восточной части относятся к бассейну Северного Ледовитого океана, остальные принадлежат бессточным бассейнам Каспийского и Аральского морей, оз. Балхаш и других, более мелких озер. Распределение речной сети крайне неравномерно. Наиболее крупные реки — транзитные. Начинаясь за пределами Казахстана, они уходят за его пределы или впадают в озера и моря, имея минимальное число притоков.

Наибольшая из рек — Иртыш. Она получает питание с гор Алтая, а после выхода из гор принимает лишь один приток — р. Чаган, сбрасывающий воду только в половодье. Среднегодовой расход Иртыша у г. Павлодара $830 \text{ м}^3/\text{с}$. Иртыш в пределах Алтая перекрыт двумя плотинами, третья строится. В равнинной части берет начало канал Иртыш — Караганда — Джезказган, играющий большую роль в водоснабжении Центрального Казахстана. Транзитными являются реки Урал, самый крупный, но маловодный приток которого — река Илек — протекает по территории Казахстана, и Сырдарья,

практически не имеющая поверхного питания в пределах Казахстана.

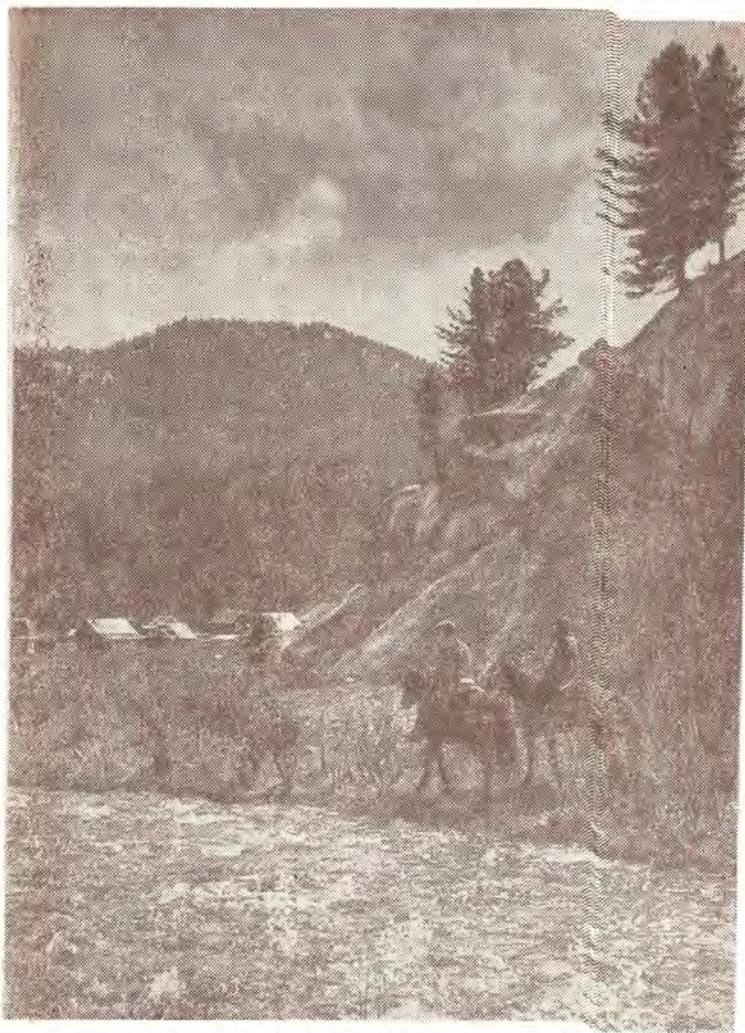


Рис. 19. Алтай. Средневысотные горы

Реки, стекающие с хребтов Тянь-Шаня, при выходе из гор многоводны, но быстро теряют свои воды или совершенно исчезают в предгорных и межгорных владинах. Лишь самые крупные имеют постоянный сток. У одной из них — р. Или — среднегодовой расход у бывшего пос. Или составляет $454 \text{ м}^3/\text{с}$, а максимальный, приходящийся на летний паводок — время

таяния снегов в горах, — 1600 м³/с. Такого же типа реки Талас, Чу, Карагатал, Лепса, Тентек, берущие начало в высоких горах и или впадающие в озера, или теряющиеся в песках предгорных пустынь.

Реки Северного Казахстана — Ишим, Тобол и их притоки — имеют преимущественно снеговое или смешанное питание, и потому минимальные расходы приходятся на лето. Среднегодовой расход р. Ишим у г. Петропавловска 57 м³/с, минимальный — 2 м³/с. Среднегодовой расход р. Тобол у г. Кустаная 13 м³/с. Притоки этих рек большей частью сезонные.

Из рек Центрального Казахстана самые большие Нура и Сарысу. Среднегодовой расход Нуры у г. Темиртау 58 м³/с, Сарысу у разъезда № 57 — 2,7 м³/с. Нура имеет постоянное течение, минимальное в летний сезон, а Сарысу разбивается на ряд отдельных плёсов. Другие реки Центрального Казахстана, несмотря на хорошо выработанные долины, сохраняют постоянные водотоки лишь в период половодья или на отдельных небольших интервалах, а в основном представляют собой цепочки изолированных плёсов (Токрау, Жамши, Кусак, Тундук, Талды и др.).

Огромные площади Казахстана — Мангышлак, Устюрт, Прикаспийская низменность (если исключить р. Урал), плато Бетпак-Дала, обширные участки Кызылкумов, Приаралья, Чу-Сарысуйской и Балхаш-Алакольской впадин, совершенно лишены рек.

Озер в Казахстане довольно много. Наиболее крупные из них — Каспийское и Аральское моря, Балхаш, Алаколь и др. Расположены они преимущественно на равнинах, но их немало и в районах Казахского мелкосопочника и даже высоких гор (оз. Маркаколь). Есть проточные (Зайсан) и бессточные, в горных районах — завальные, в пустынях — сильно засоленные, самосадочные, с поваренной и сульфатной солями. Некоторые уже высохли и сейчас покрыты мощной коркой поваренной соли (оз. Арыс). Пресные озера расположены в основном в Северном Казахстане, меньше их в Центральном, вблизи низкогорных массивов, около гор Кокшетау, Баянаул, в горах Каркаралы и др.

Следует отметить, что резко выраженная континентальность климата, контрастные температуры с высоким летним максимумом, неравномерное распределение осадков в разных географических регионах, особенно крайне малое количество их в пустынной и полупустынной зонах, а также связанные с своеобразным климатом характерные орогидрографические черты, определяют некоторые геологические особенности Казахстана. В частности, все это обуславливает формирование специфических четвертичных отложений (например, лёссов),

распространение самосадочных озер и месторождений солей — химического сырья. Ими объясняется развитие аллювиальных и аллювиально-пролювиальных россыпных месторождений, преимущественно в горных районах повышенного увлажнения на востоке и юге, почти полное отсутствие их в пустынных и полупустынных регионах Центрального Казахстана. Малое количество осадков определяет специфические черты зоны гипергенного изменения месторождений рудных полезных ископаемых — наличие растворимых и других специфических минералов, слабое развитие зоны вторичного сульфидного обогащения и т. п.

Глава 2

АНАЛИЗ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Дореволюционный этап. В далекий доисторический период на территории современного Казахстана жили народности касы и саки, позже объединившиеся в одну — «кассак», или «казах». Эти народы умели добывать золото, олово, медь, изготавливать из них предметы домашнего обихода, оружие. Заброшенные горные выработки — свидетели работ древних рудокопов, следы примитивных обогатительных фабрик и плавильен с остатками шлаков разбросаны по всей территории Казахстана. По этим следам найдены многие рудные месторождения на Алтае, в Северном, Центральном и Южном Казахстане.

Добыча руд продолжалась и позднее, периодически затухая в периоды войн с захватчиками, и совсем прекратилась в XVI и XVII вв. В это время добычей занимались лишь одиночки, использовавшие легко превращаемые в металлы церусситовые и купритовые руды, а также самородные медь и золото.

Первые сведения о полезных ископаемых Казахстана в письменных источниках мы находим в «Книге Большого Чертежа», составленной во второй половине XVI в. Наиболее древние картографические изображения территории, на которых показаны месторождения и древние разработки, приводятся в атласе «Чертежная книга Сибири», составленном сыном боярским Семеном Ремезовым в 1701 г.

Первые геологические экспедиции посетили Казахстан в 1715—1722 гг. по непосредственному указанию великого преобразователя России Петра Первого. Экспедиции И. В. Бухгольца (1715 г.), С. Лихарева (1720 г.) и И. Унковского (1722 г.) изучили бассейн р. Иртыш до оз. Зайсан, горные системы Тарбагатая и Джунгарского Алатау. Детальнее и шире исследования отдельных районов, главным образом Западного Казахстана, проводились в 1733—1771 гг. экспедициями

Российской Академии наук и Русского географического общества. В составе этих экспедиций находились видные ученые, подлинные энтузиасты науки, которые не имели ничего общего с колонизаторскими, захватническими целями царизма и внесли большой вклад в познание географии и геологии огромной страны (С. Г. Гмелин, П. С. Паллас, И. П. Фальк и др.). Некоторые районы Западного и Центрального Казахстана описал военный топограф П. И. Рычков (1755—1771 гг.). Большую ценность представляют его указания о горных богатствах Улутауских гор. В частности, о Джезказгане он писал: «Медной руды там множество. Киргизцы мнят, якобы, тут золота и серебра много». Экспедиция М. Поспелова и Т. С. Бурнашева, выехавшая из Семипалатинска в 1800 г., прошедшая через реки Сарысу и Чу до Ташкента, дала первые сведения о свинцовых рудах Карагату.

Наиболее развитым горнорудным районом в XVIII—XIX вв. был Алтай. Уже в первой половине XVIII в. была начата эксплуатация его полиметаллических месторождений, особенно усилившаяся в первой половине XIX в. Из окисленных руд месторождений Риддера, Сокольного, Зыряновского и др. извлекали не только свинец и медь, но также золото и серебро — тогда наиболее ценные компоненты. К концу столетия богатые окисленные руды были отработаны, и интенсивность эксплуатационных работ резко снизилась.

Изучение Казахстана оживилось с 1815—1820 гг., когда царская Россия, победоносно завершив войну с Наполеоном, обратила свое внимание на восток. В этот период в Казахстан были посланы многие экспедиции. Особенно ценные результаты получены экспедициями И. П. Шангина, работавшими в Северном и Центральном Казахстане, Э. А. Эверсмана — в Мугоджарах, Челкаре и Каракумах, Л. С. Берга — в Северном Устюрте, А. Гумбольдта и Г. Розе — на рудных месторождениях Алтайских гор. Наконец, А. А. Левшин в книге «История киргиз-кайсацких орд и степей» дал первую сводку истории казахов и географии Казахстана.

В середине XIX в. экспедиция Н. А. Северцева и И. Г. Борцева открыла выходы нефти в Доссоре, в пределах теперешнего Урало-Эмбенского бассейна. В 1856—1857 гг. горные системы Заилийского и Кунгей Алатау исследовал П. П. Семенов-Тян-Шанский, а несколькими годами позже, в период подготовки к знаменитой экспедиции в Алтышар (Синьцзян) — первый казахский ученый Чокан Валиханов. Данные о геологии и полезных ископаемых Джунгарского Алатау собрал горный инженер А. Р. Влангали.

Начиная с первой половины XIX в. энергичные русские проспекторы и промышленники — Поповы, Ушаковы и др. — по следам древних рудных разработок и с помощью местного

населения «открывали» и делали заявки на многие месторождения полезных ископаемых. Так, уже в 50-х годах горный промышленник С. И. Попов кустарно разрабатывал Карагандинское месторождение углей. Эксплуатировались многие месторождения меди и свинца — Успенское, Беркара, Самомбет, Каракемир и др., из которых извлекались наиболее богатые и ценные (с серебром) руды.

В 1851 г. А. Р. Влангали составил геологическую карту восточной части Казахстана (Алтай, Қалба, Тарбагатай и Северное Семиречье). На юге Казахстана в 1865—1879 гг. развел энержичные поиски полковник А. С. Татаринов, который открыл Лентер, Кельтемашат и другие месторождения бурых углей. В 1874 г. Е. Н. Барбот-де-Марни установил угленосность юрских отложений полуострова Мангышлак, а в 1871 г. А. Габриель около оз. Зайсан открыл месторождение угля и горючих сланцев — Қендерлық. Для второй половины XIX в. особенно ценны исследования Южного Казахстана, проведенные видными геологами И. В. Мушкетовым и Г. Д. Романовским, обследовавшими Приаралье, Карагату, северные дуги Тянь-Шаня, Южное Прибалхашье, Тарбагатай. Ими была составлена первая геологическая карта Туркестана, включавшая Южный Казахстан, были описаны морфология его поверхности, тектоника, стратиграфия, полезные ископаемые. В 90-х годах в связи со строительством Великой Сибирской железной дороги в Северо-Восточном Казахстане проводились экспедиционные работы, которые возглавляли такие крупные геологи, как А. А. Краснопольский, А. К. Мейстер, Н. К. Высоцкий и др. В итоге были открыты месторождения каменных и бурых углей — Экибастуз, Майкюбень, Сарыадыр и др.

Геологические исследования в Казахстане заметно оживились в XX в. в связи с начавшейся широкой колонизацией края, с проектированием Южно-Сибирской и Туркестано-Сибирской железных дорог, а также в связи с началом нефтедобычи в Западном Казахстане. С 1912 г. Геологический комитет приступил к изучению геологии Эмбенского бассейна при участии Н. Н. Тихоновича, А. М. Замятина, М. В. Баярунаса, С. И. Миронова, а несколько раньше были начаты исследования фосфоритов мезозойских отложений Западного Казахстана в полосе Ташкентской железной дороги (Я. В. Самойлов, А. Д. Архангельский, Д. Н. Соколов и др.). В районах, тяготеющих к проектировавшейся Туркестано-Сибирской железной дороге, работали А. К. Мейстер, П. И. Преображенский и др. Важные результаты были получены гидрогеологическими экспедициями, организованными Отделом земельных улучшений Переселенческого управления, развернувшимися с 1910 г. (Н. Г. Кассин, А. А. Козырев, А. Н. Ниантов, П. В. Матвеев и др.).

Многочисленные экспедиции, работавшие на территории республики до Великой Октябрьской социалистической революции, собрали немало сведений по геологии и полезным ископаемым отдельных районов Казахстана. Но поскольку исследования были преимущественно маршрутными, они не могли дать полного представления о геологии и полезных ископаемых всей территории этого обширного региона. Геологическая структура Казахстана толковалась весьма упрощенно.

До Октябрьской революции в десятиверстном и более крупном масштабах были засняты лишь небольшие площади Калбы, Алтая, Карагату, хр. Кетмень, Эмбы и Прикаспия, в более мелких (обзорных) — Северного и Центрального Казахстана. Не имелось достаточно разработанной стратиграфии, и многие толщи датировались неправильно. Яркой иллюстрацией уровня геологических исследований Казахстана в дореволюционный период может служить сводная геологическая карта «Киргизского края», составленная А. Н. Седельниковым для XVIII тома «Географии России», на которой выделены лишь девон, третичные отложения и изверженные породы неопределенного возраста (рис. 20).

Несмотря на многочисленные находки полезных ископаемых, в капитальной сводной работе по Казахстану «Киргизский край», вышедшей в 1903 г. в виде XVIII тома многотомного издания «Россия. Полное географическое описание» под редакцией Н. П. Семенова-Тян-Шанского, Казахстан охарактеризован как «край, более всего богатый солью».

Царское правительство, проводя колонизаторскую политику, не было заинтересовано в развитии национальных окраин и, по существу, ничего не делало для освоения минеральных богатств Казахстана. До Октябрьской революции на его территории было лишь одно учреждение, которое в какой-то степени занималось вопросами геологии, — Семипалатинский подотдел Западно-Сибирского отделения Географического общества. Но оно было крайне стеснено в средствах и проводило скромные географические исследования лишь в пределах Алтайских гор. Развитие горнозаводской промышленности было отдано в руки иностранных предпринимателей. Месторождения эксплуатировались хищнически, руды добывались только с исключительно богатым содержанием полезных компонентов.

В целом в досоветский период было получено ограниченное количество материалов, характеризующих геологическое строение территории Казахстана и даже его старых горнорудных районов. Мелкомасштабными геологическими съемками и маршрутами было изучено лишь 6,4% его площади. Все, что ныне известно о геологии Казахстана, его полезных ископае-

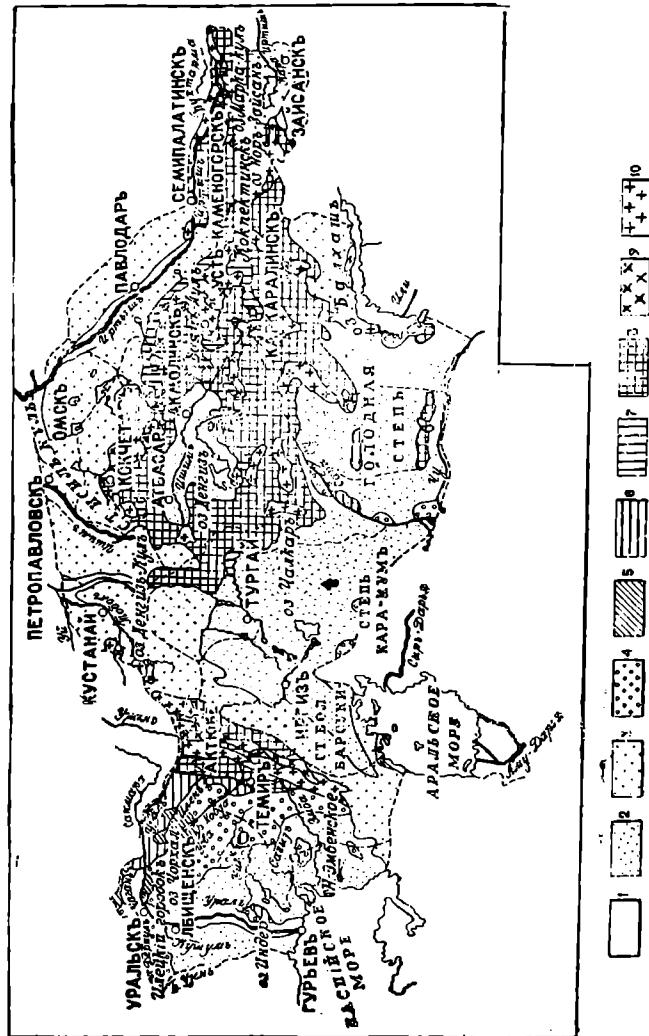


Рис. 20. Схематическая геологическая карта Казахстана по представлениям начала ХХ в. (из кн.: Россия. Полное географическое описание. Киргизский край. 1903 г.)

Отложения: 1 — новейшие аллювиальные (пески, глины), 2 — послетретичные арало-кастийские золовые и др. (пески, глины и пр.), 3 — третичной системы (известники, песчаники, русланки и пр.), 4 — меловой системы (глины, сланцы, песчаники, русланки и пр.), 5 — юрской, 6 — пермской (гипсы, руляки и пр.), 7 — каменноугольной (известняки, песчаники, уголь) и 8 — девонской (песчаники, известняки, сланцы) систем; 9 — диориты, диабазы, сиениты, порфириты; 10 — граниты, порфириты, гнейсы

мых, закономерностях их размещения, есть результат самоотверженного труда советских геологов. По словам Н. Г. Кассина, геологические исследования дореволюционного периода дали «только первый эскиз геологии Казахстана».

Послереволюционный этап. Уже в первые годы после Великой Октябрьской революции в целях обеспечения высоких темпов народнохозяйственного строительства и осуществления мероприятий по претворению в жизнь «Наброска планов научно-технических работ», составленного В. И. Лениным в 1918 г., учеными был выполнен большой объем геологических исследований и обобщений по разным районам Казахстана. Геологические работы в стране, в том числе и в Казахстане, приобрели целесустримленный характер. Маршрутное изучение территории заменила планомерная площадная геологическая съемка. Начиная с 1920 г. в важных в народнохозяйственном отношении районах силами Геолкома проводилась десятиверстная геологическая съемка республики. Работы В. Н. Вебера, А. А. Гапеева, Н. Г. Кассина, М. П. Русакова, П. И. Преображенского, И. С. Яговкина и Д. С. Коржинского — в Центральном и Южном Казахстане, В. К. Котульского, В. П. Нехорошева, И. Ф. Григорьева и др. — на Алтае, М. М. Пригородовского, А. Д. Архангельского и др. — в Западном Казахстане являются блестящим примером результативности геологических исследований этого периода.

Кроме научных результатов первые геологические исследования советского периода привели к ряду крупнейших практических достижений. Так, А. А. Гапеев в 1919—1923 гг. определил значение Карагандинского месторождения как одной из важнейших топливных баз страны. М. П. Русаков в 1921—1924 гг. указал, что широко распространенные в Казахстане вторичные кварциты могут стать источником многих ценных полезных ископаемых, начиная с меди и кончая корундом и оgneупорами. Смелый прогноз М. П. Русакова блестяще подтвердился: в 1928 г. им было открыто крупное Коунрадское месторождение меднпорфировых руд, в 1930 г. Р. А. Борукаев в Северном Казахстане открыл Бошекольское месторождение руд подобного типа. Было обнаружено корундовое месторождение Семизбугу, установлены значительные запасы диаспора, алунита, андалузита, пирофиллита, дюмортьерита. Уровень геологической изученности Казахстана в этот период показан на карте «Геологическая изученность азиатской части России», составленной Геологическим комитетом в 1922 г.

Усилия молодого государства в 20-х годах были направлены на восстановление пришедшего в упадок во время гражданской войны горной промышленности. Обнадеживающие открытия геологов в различных районах Казахской степи привели

к организации в 1924—1926 гг. многих горнoprомышленных предприятий, производственных объединений и трестов.

В 1926 г. при АН СССР был образован Особый комитет по исследованию природных ресурсов союзных и автономных республик (ОКИСАР) под руководством А. Е. Ферсмана и создана Казахстанская экспедиция АН СССР, занимавшаяся статистико-экономическим, геологическим и гидрогеологическим обследованием края. Вузы Российской Федерации взяли на себя миссию по подготовке первых национальных кадров, из которых впоследствии выросли выдающиеся государственные и общественные деятели. Среди них в первую очередь следует назвать имя замечательного геолога К. И. Сатпаева.

В годы первых пятилеток геологические исследования и геологоразведочные работы в Казахстане проводились во все нарастающих темпах. Производственными и научными организациями Ленинграда и Москвы сюда направлялись десятки экспедиций, геологических партий, отрядов, поисковых групп. Только в первую пятилетку здесь их работало свыше 300. Чтобы быть ближе к объектам исследований, была создана территориальная геологическая служба — Казахский геологоразведочный трест (позднее Казахское геологическое управление), геологические службы горнорудных предприятий, а в 1932 г. — Казахстанская база Академии наук СССР во главе с крупнейшим геологом академиком А. Д. Архангельским, которая была позднее преобразована в Казахстанский филиал АН СССР.

В эти годы развернулись планомерные геологические съемки мелких и средних масштабов, в результате которых были выработаны стратиграфические схемы для различных районов, выявлены важнейшие геолого-структурные элементы, установлена их возрастная последовательность и впервые выделены интрузивные комплексы. Были обнаружены важные месторождения полезных ископаемых: хромитовые и никелевые — в Мугоджарских горах, фосфоритовые — в Малом Карагату, свинцово-цинковые — в Карагату (Миргалимсай) и в Джунгарском Алатау (Текели), вольфрамо-молибденовые — в Центральном Казахстане, на Алтае, в Калбе, Чу-Илийских горах. Многие объекты были переоценены, среди них — трудами К. И. Сатпаева и его товарищей — крупнейшее Джезказганское медное месторождение.

В активных геологических исследованиях сформировалась плодотворная казахстанская школа геологов, в которой объединились специалисты Казгеолоупрления (Казгеолтреста), специализированных геологоразведочных предприятий (трестов Казцветметразведка, Казредметразведка и др.) и горнорудных предприятий (К. И. Сатпаев, Р. А. Борукаев, Е. Д. Шлыгин, Ж. А. Айталиев, Г. Ц. Медоев, Г. Е. Быков, Г. И. Водорезов, Г. Л. Кушев, В. П. Гуцевич, И. И. Бок,

Б. И. Борсук, В. Ф. Беспалов, И. И. Машкара, Б. К. Терлецкий, А. Г. Гокоев, В. В. Галицкий и др.). Неоценимую помощь в исследованиях им оказывали геологи Геолкома — ВСЕГЕИ — Н. Г. Кассин, М. П. Русаков, В. П. Некорошев, Ю. А. Билибин, М. М. Юдичев, Г. С. Лабазин, Н. Л. Бубличенко, Н. А. Елисеев, Д. И. Яковлев, Н. Н. Курек, Н. И. Наковщик, И. И. Князев и др. Некоторые из казахстанских геологов впоследствии стали академиками и членами-корреспондентами Академии наук Казахской ССР. В предвоенные годы особенно важную роль в развитии геологии Казахстана сыграли Н. Г. Кассин и М. П. Русаков.

Быстро и целенаправленно развивались научные исследования. В 1934 г. состоялась расширенная III сессия Ученого совета Казахстанской базы АН СССР, посвященная проблемам развития Джезказгана и Рудного Алтая. В ней участвовали академики В. А. Обручев, А. Д. Архангельский, А. А. Байков, Н. С. Курнаков и др. В центре внимания был доклад К. И. Сатпаева «Основные черты геологии и металлогении Джезказганского меднорудного района», а также доклады по Рудному Алтаю, которые были изданы в 1935—1936 гг. («Большой Джезказган» и «Большой Алтай»). Эти работы сыграли большую роль в изучении и промышленном освоении этих районов и заложили основу будущей казахстанской металлогенической школы.

В 1935 г. в Казахстанском филиале Академии наук (КазФАН) был организован геологический сектор, выросший в 1940 г. в институт. Возглавивший КазФАН академик А. Д. Архангельский организовал крупную Казахстанскую геологическую экспедицию, в которую были приглашены видные ученые Геологического института АН СССР Н. С. Шатский, Е. А. Кузнецова, П. Н. Кропоткин, Н. А. Штрейс, Н. Г. Сергиев и др. Многие из них и после окончания работы экспедиции продолжали исследования в Казахстане (В. С. Коптев-Дворников, А. А. Богданов, Н. Г. Маркова, Ф. В. Чухров, И. Ф. Трусова и др.). В Западном Казахстане в 30-е годы начал исследования А. Л. Яншин, успешно проводивший их в послевоенные годы. Большую роль в развитии геологии и металлогении Казахстана сыграли и такие видные ученые, как В. А. Обручев, И. Ф. Григорьев, М. А. Усов, А. Н. Заварницкий, А. В. Пейве, Д. И. Щербаков и др. В эти же годы в Казахстане была начата подготовка специалистов высшей квалификации — инженеров-гидрогеологов и геологов-разведчиков. В 1932 г. было создано первое высшее техническое учебное заведение — Семипалатинский геологоразведочный институт, позднее, в 1934 г., реорганизованный в г. Алма-Ате в Казахский горно-металлургический (ныне политехнический) институт, ставший кузницей высококвалифицированных

кадров и еще одним крупным центром научных геологических исследований.

Коллектив геологов, работавших в Казахстане в 30—40-х годах, вырос за счет выпускников этого, а также Ленинградского горного и других вузов Советского Союза. Среди них можно отметить М. А. Абдулкабирову, М. И. Александрову, С. Г. Анкиновича, Е. А. Анкинович, Н. А. Афоничева, А. С. Ботатырева, Л. И. Боровикова, Г. И. Бедрова, К. Н. Ержанова, А. К. Каюпова, А. К. Конева, Н. Н. Костенко, П. Г. Корейшо, А. С. Кумпана, Н. П. Михайлова, В. К. Монича, А. Ж. Машанова, П. Т. Тажибаеву, М. В. Тащинину, Т. Ч. Чолланкулова, Г. Н. Щербу и др.

Казахстанские геологи в годы первых пятилеток доказали наличие в недрах Казахстана огромных запасов разнообразных и важных видов минерального сырья, что привело к дальнейшему резкому усилению объема и темпов геологоразведочных работ.

Геологическими съемками масштаба 1:1 000 000 и крупнее территории Казахстана была покрыта уже на 87,4%. Более половины площади республики было закартировано в масштабе 1:500 000, а 27,5% ее было охвачено съемками еще более крупных масштабов.

В результате исследований в довоенный период были накоплены обширные сведения по геологии Казахстана, которые нашли отражение в составленной под руководством старейшего геолога Казахстана, заслуженного деятеля науки КазССР Н. Г. Кассина сводке «Геология СССР. Восточный Казахстан», т. XX, изданной в 1941 г., и в «Геологической карте Восточного Казахстана» масштаба 1:1 500 000, выпущенной в 1939 г., а также в сотнях опубликованных статей и монографий. Библиографии геологической литературы по Казахстану предвоенного времени посвящен специальный том, составленный академиком В. А. Обручевым — автором многотомного труда «История геологического изучения Сибири».

В предвоенные годы в Казахстане были открыты многочисленные месторождения разнообразных полезных ископаемых, Казахстан стали называть «жемчужиной» нашей страны, ее «кладовой».

Годы Великой Отечественной войны. Общественный строй, экономика СССР и дружба советских народов выдержали суровую проверку на прочность в годы Великой Отечественной войны. Казахстан стал одним из мощных арсеналов страны, внес достойный вклад в победу над фашизмом. Темпы геологоразведочных работ в годы войны не снижались. В связи с временной оккупацией некоторых горнорудных районов в европейской части Союза перед геологической службой Казахстана была поставлена новая ответственная задача — в крат-

тайшие сроки открыть и разведать месторождения некоторых видов полезных ископаемых, являющихся сырьем для оборонной промышленности. С этим трудным и почетным заданием геологи республики успешно справились.

В годы Отечественной войны Джезказган превратился в важную меднорудную базу республики. Центральный Казахстан с его богатыми месторождениями молибдена стал ведущим поставщиком этого ценного оборонного металла. По качеству и запасам хромитовые руды Казахстана далеко превзошли все известные в Союзе. В Западном Казахстане были открыты месторождения мергелей — естественного сырья для производства портландцемента.

Несмотря на невероятные трудности, были сданы в эксплуатацию Актыбинский завод ферросплавов, Балхашский завод цветного проката, Текелийский полиметаллический комбинат, Джездинский марганцевый рудник, десятки нефтяных скважин на Эмбе, Гурьевский нефтеперегонный завод. Казахстан снабжал фронт и тыл углем, металлом, нефтью, продовольствием, принял и разместил у себя сотни тысяч человек и сотни предприятий из временно оккупированных врагом районов страны.

Война внесла существенные коррективы и в развитие науки в Казахстане. С учетом нужд военного времени была перестроена научная тематика Института геологических наук КазФАНа, который возглавил К. И. Сатпаев. Ученые работали над мобилизацией ресурсов для ускорения победы над врагом. В начале войны в Казахстан были эвакуированы многие научные учреждения, приехали крупные ученые — И. Ф. Григорьев, В. А. Обручев, В. И. Вернадский и др.

Геологи института работали над важными проблемами обеспечения предприятий, производящих различные виды оборонной продукции, формовочными песками, полевым шпатом, марганцевыми рудами и др. Большую роль в деле победы над врагом сыграло использование (по предложению и при участии К. И. Сатпаева) металлургическими заводами страны марганцевых руд месторождения Джезды, так как месторождения Никополя были оккупированы врагом, а связь с кавказскими (Чиатури) была затруднена. Казахстанский марганец полностью заменил никопольский на металлургических комбинатах Урала, и угроза перебоев в работе этих важнейших объектов оборонной промышленности страны была предотвращена.

Примечательно, что в наиболее тяжелые годы войны Президиум Академии наук СССР и его Отделение геолого-географических наук уделяли большое внимание развитию геологической науки в Казахстане. Так, 5 октября 1943 г. на заседании бюро Отделения, проходившего под председательством

академика В. А. Обручева, был заслушан доклад К. И. Сатпаева о работе Института геологических наук КазФАН. В постановлении была высоко оценена работа института, особенно по расширению сырьевой базы важнейших стратегических металлов и освоению их для нужд обороны.

Послевоенный этап. Победоносно завершив Великую Отечественную войну, Советское государство приступило в восстановлению разоренных войной районов, к дальнейшему развитию народного хозяйства, науки и культуры. Уже в 1946 г. Казахстанский филиал АН СССР был преобразован в Академию наук Казахской ССР. Этот акт свидетельствовал не только о признании значения республики, но и о росте местных научных кадров. Образование Казахской Академии явилось новым важным шагом в развитии геологической науки республики.

Несмотря на трудности первых послевоенных лет, геологоразведочной службе Казахстана уделялось огромное внимание: сразу начали поступать новые автотранспортные средства, новая высокопроизводительная буровая техника, горно-проходческое оборудование, геофизическая аппаратура. Укреплялась лабораторная база. На помощь пришла авиация (аэрогеофизические и аэрогеодезические работы). Техническое совершенствование и укрепление материальной базы продолжалось непрерывно, что позволило с большей эффективностью и в более короткие сроки разведывать месторождения и проводить поисково-съемочные работы.

Развитию геологической службы и достижениям в поисках и разведке минеральных ресурсов способствовало проведение важных мероприятий: подготовка местных кадров инженеров и техников геологов; качественный и количественный рост специалистов в производственных и научных учреждениях; развитие научно-исследовательских работ по проблемным вопросам геологической науки и практики; максимальное внедрение новой техники и передовой технологии в разведочные работы; внедрение в практику современных методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых; рациональное комплексирование геофизических, геохимических и аэро-геологических методов поисков, позволяющих эффективно проводить геологические исследования как на открытых, так и на закрытых территориях; широкий обмен опытом проведения геологических работ; привлечение к решению проблем геологоразведочных работ коллективов научно-исследовательских учреждений и видных геологов из братских республик, в первую очередь из РСФСР.

Рост требований к организации геологического производства определил необходимость совершенствования управления геологическими работами. Были созданы территориальные

геологические управлении: Центрально-, Южно-, Восточно-, Северо- и Западно-Казахстанское, проводившие геологические исследования на своих территориях. В целом по Казахстану геологические исследования возглавило союзно-республиканское Министерство геологии. Это позволило направлять усилия геологов на решение наиболее актуальных задач, правильно расставлять кадры и распределять материально-технические ресурсы. Для изучения важных горнoprомышленных районов были созданы территориальные экспедиции, объединившие многие сезонные съемочно-поисковые и стационарные разведочные партии. Кроме того, был создан ряд специализированных организаций — «Казгеофизтрест», Казахское гидро-геологическое управление, тресты «Актюбинефтразведка», «Уральскнефтразведка», «Казахстаннефтразведка», организованы филиалы производственно-научных институтов Министерства геологии СССР — Всесоюзного Института минерального сырья, который затем был преобразован в самостоятельный институт (КазНИИМС), и Всесоюзного института разведочной геофизики (КазВИРГ), Западно-Казахстанский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт в г. Гурьеве.

Изменялась и совершенствовалась методика поисково-съемочных работ. В настоящее время проведение таких исследований не мыслится без использования аэрофотосхем, контактной печати, а в последние годы — материалов высотной и космической съемок. Как правило, геологическую съемку и поиски предваряют геофизические и геохимические (металлогеометрические) исследования, спектрональная аэрофотосъемка и т. п. В результате поисково-съемочных работ практически вся территория Казахстана в настоящее время заснята в масштабе 1:200 000, и почти все площади, не перекрытые мощным горизонтально лежащим кайнозоем, засняты в масштабе 1:50 000.

Последние десятилетия характеризуются обширным потоком информации о строении складчатых сооружений на площадях, закрытых мезозой-кайнозойским платформенным чехлом, полученной в результате геофизических и буровых работ. В районах с маломощным чехлом мезозоя — кайнозоя, прилегающих к освоенным горнорудным территориям, проводится, правда, пока в ограниченных объемах из-за высокой стоимости, глубинное картирование. Эффективно внедряются новые виды региональных геологосъемочных работ — геологическое доизучение, групповые геологосъемочные работы, аэрофотогеологическое картирование.

Широким фронтом ведутся научно-исследовательские работы, в которых помимо ведущего Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР участвуют Казахский

институт минерального сырья, филиал Всесоюзного Института разведочной геофизики, тематические экспедиции и партии территориальных геологических управлений, а также специальные экспедиции и группы из центральных геологических учреждений и вузов: ВСЕГЕИ, ГИН и ИГЕМ АН СССР, МГУ, Московского геолого-разведочного института, ВИМСа, Института геологии докембрия и др. В системе АН КазССР организованы Институт гидрогеологии и гидрофизики, а затем в 1978 г. и Институт сейсмологии, имеющие специфические профили исследований.

В результате целенаправленных исследований получены обширные сведения о геологическом строении Казахстана, особенностях развития его геолого-структурных элементов, о стратиграфии, магматизме, тектонике. Обоснован возраст большинства стратиграфических подразделений палеонтологическими данными, выработаны представления о металлогении отдельных районов, получены сведения о геохимических и геофизических особенностях вулканогенных и осадочных толщ и интрузивных комплексов. Благодаря объединению усилий геологов-производственников и ученых открыты, переоценены и разведаны многие месторождения хромитов, свинца, цинка, меди, бокситов, железа, углей, нефти, фосфоритов и других полезных ископаемых. Среди важнейших достижений геологической службы послевоенного времени необходимо отметить открытие Тургайских железорудных месторождений — Соколовского, Сарбайского, Качарского и других, месторождений бокситов Аркалыкской группы, выявление нефти на полуострове Мангышлак. Важное значение имеет переоценка многих месторождений меди, свинца и цинка, редких металлов, которые переведены в ряд промышленных. Найдены флюоритовые месторождения в Кендыктасских горах. Эти открытия позволили Казахстану занять ведущее положение в стране по разведенным запасам многих полезных ископаемых.

Материалы геологических исследований легли в основу ряда обобщающих работ. Еще в 1944–1949 гг. было завершено издание листов мелкомасштабной «Государственной геологической карты СССР» по территории Казахстана. В 50-х годах была опубликована работа «Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана» под редакцией Л. И. Боровикова и Б. И. Борсука, несколько монографий. В 1956 г. коллективом геологов Института геологических наук АН КазССР при участии геологов-производственников под руководством Г. Ц. Медоева были завершены работы по составлению геолого-структурных карт Центрального Казахстана, которые были начаты по инициативе Н. Г. Кассина. Они явились основой для металлогенических построений, выполненных

под руководством К. И. Сатпаева. Исполнители этих работ были удостоены высокого звания лауреатов Ленинской премии. В последующие годы были созданы металлогенические карты для других регионов Казахстана, более детальные — для отдельных горнорудных районов и специализированные — для наиболее важных металлов.

В 1956—1957 гг. геологами производственных и научных организаций была составлена среднемасштабная геологическая карта Центрального и Южного Казахстана. На востоке она смыкается с подготовленной в те же годы и в том же масштабе геологической картой Алтая. Важным результатом обобщения материалов по региональной геологии и тектонике явились «Геологическая карта Казахской Советской Социалистической Республики и прилегающих территорий союзных республик» (1965 г.) и «Тектоническая карта Казахской Советской Социалистической республики и прилегающих территорий союзных республик» (1971 г.) масштаба 1:1 500 000 под редакцией В. Ф. Беспалова и др., сопровождаемые объяснительными записками (Беспалов, 1971, 1975). В 1976 г. опубликованы «Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий» и «Карта каледонской структуры Казахстана и сопредельных территорий» (главные редакторы А. А. Абдулин и Ю. А. Зайцев).

Большим импульсом в развитии геологической мысли являются всесоюзные и региональные совещания по различным проблемам. Особое значение имело первое Всесоюзное металлогеническое совещание, состоявшееся в г. Алма-Ате в 1958 г. Существенное значение имели региональные совещания по стратиграфии докембрия и палеозоя 1958 и 1971 гг. в г. Алма-Ате, совещание по стратиграфии мезозоя и кайнозоя 1967 г., региональные петрографические совещания 1965 г. в г. Алма-Ате и 1974 г. в г. Балхаше, на которых были выработаны корреляционные схемы стратифицированных толщ и магматических комплексов. В 1971 г. состоялось Литологическое совещание. В г. Алма-Ате проведены Всесоюзные совещания: петрографическое в 1976 г., симпозиум по вулкано-плутоническим формациям в 1966 г., симпозиум «Метасоматизм и оруденение» в 1969 г., и др. Большую роль сыграли выездные сессии Академии наук Казахской ССР в Караганде, Чимкенте, Кустанае, Усть-Каменогорске, Актюбинске, на которых рассматривались актуальные вопросы развития важных промышленных районов, обсуждались геологические проблемы и вопросы, касающиеся перспектив развития минеральных ресурсов.

Среди крупных обобщающих работ по геологии Казахстана следует отметить выпущенные в 1967—1972 гг. тома много-

томного издания «Геология СССР», посвященные крупным регионам Казахстана — Западному, Центральному, Южному, Восточному и Тургайскому прогибу. К ним приложены геологические (а для Восточного Казахстана тектоническая) карты. Многим регионам или специальным вопросам были посвящены обобщающие монографии, десятки сборников, тысячи журнальных статей (в том числе в «Известиях Академии наук Казахской ССР. Серия геологическая» — единственном геологическом журнале, издаваемом в Казахстане).

Успехи в изучении геологического строения Казахстана и его полезных ископаемых получили широкое признание. Ряд исследований и разведочных работ отмечен высокими правительственными наградами — Ленинскими и Государственными премиями. Многие геологи награждены орденами и медалями СССР, а лучшие из них удостоены звания Героя Социалистического Труда. В знак признания заслуг казахстанских ученых ведущая научная геологическая организация республики — Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР — в 1967 г. была удостоена высокой правительственной награды — ордена Трудового Красного Знамени.

Геофизические исследования. Казахстан по праву считается одной из первых республик, где зародилась отечественная геофизика. Уже в 1924 г. основоположником отечественной электrorазведки А. А. Петровским на Риддерском полиметаллическом месторождении Рудного Алтая были проведены первые в Советском Союзе исследования методом естественного электрического поля. В том же году на Белоусовском руднике Алтая Ф. Н. Шклярский выполнил работы методом эквипотенциальных линий на переменном токе. В последующие годы в комплекс электrorазведочных работ включаются методы симметричного профилирования, вертикального зондирования, а с 1937 г. — метод заряженного тела. Расширяется и круг объектов, на которых применяются эти методы (месторождения угля, золота, цветных металлов). В 1928 г. проведены опытные работы с магнитометром конструкции Тиберга — Талена на железорудных объектах Центрального Казахстана, а в 1923—1931 гг. — в Мугоджахах и некоторых районах Восточного, Северного и Южного Казахстана. Исследования с гравитационными вариометрами выполнены в 1935 г. на Кемпирсайском ультрамафитовом массиве. С 1939 г. на Рудном Алтае и в Карагате начат каротаж рудных скважин (А. С. Семенов, О. К. Владимиров).

Кроме рудных районов геофизические методы применялись на нефтегазоносных площадях Казахстана. В 1925 г. были выполнены первые геофизические работы с гравитационными вариометрами на солянокупольных структурах Прикаспия.

С 1929 г. начали проводить сейсмические работы методом первых вступлений, а с 1935 г.—корреляционным методом преломленных волн. В 1932—1934 гг. на промыслах Эмбанефти и Актюбенефти велись каротажные исследования методами КС и ПС (совместно с французской фирмой).

К середине 30-х годов относятся первые региональные геофизические исследования в Казахстане. В 1935—1940 гг. начаты региональные работы методом ВЭЗ на Южном Урале и в Тургайском прогибе. В 1938—1943 гг. в Казахстане выполнены маятниковые съемки по определению ускорения силы тяжести в отдельных пунктах. В 1940 г. в Северном Казахстане проведены первые среднемасштабные гравиметрические съемки, а в 1941 г.—первые аэромагнитные съемки (Центральный Казахстан). Эти работы выполнялись различными организациями Союза в малых объемах с применением в основном импортной аппаратуры и не были достаточно эффективны.

Начало самостоятельной геофизической службы в Казахстане относится к 1940 г., когда при Казахском геологическом управлении была создана геофизическая группа, которую возглавлял М. Д. Морозов. Наиболее интересны и эффективны исследования, проведенные в 1940—1944 гг. М. Д. Морозовым и А. В. Строителевой в районе Атасусских железорудных месторождений.

В 1947 г. в Алма-Ате был создан Средне-Азиатский (позднее Казахский) геофизический трест. В проведении геофизических исследований наступил новый этап, характеризующийся существенными количественными и качественными изменениями. За 10 лет (с 1948 по 1958 г.) объем геофизических работ возрос более чем в 40 раз, составив свыше 15% общих затрат на геологоразведочные работы. Исследования отличались планомерностью и комплексностью. Наибольшее развитие получили крупномасштабные геофизические работы, охватившие основные рудные районы Казахстана. В комплексе с геофизическими исследованиями проводились либо химическая съемка по вторичным ореолам (металлometрия) и горно-буровые работы, что резко повысило поисковую эффективность комплекса. Комплексирование геофизических, геохимических и геологических методов стало с этого времени руководящим принципом работы казахстанских геологов. Металлometрическая съемка, создателем которой был один из первых казахстанских геофизиков С. Д. Миллер, впервые в стране была применена в комплексе с геофизическими методами при поисковых работах в Центральном Казахстане.

Ранний послевоенный этап отличается высокой поисковой эффективностью; с помощью геофизических методов были открыты или переоценены многочисленные рудные месторож-

дения, большая часть из которых впоследствии получила промышленную оценку (железорудные месторождения Соколовское, Качарское, Алешинское, Шагыркольское, Сорское, Коржункольское, Каражал, Жумарт, Ктайская группа; хромитовые — «40 лет КазССР», Восход; медные — Космурун и Акбастау; полиметаллические — Жайрем, Бестюбе, Кужал, Алайыр, Узунжал, Шалкия; месторождения бокситов — Мамыркольское, Таунсорское, Северо-Ливановское; редких металлов — Южный Коктенколь, Аксарлы, Верхнее Кайракты, Батыстау, Саран, Июльское, Восток). Высокая эффективность обусловлена резким расширением объемов поисков в слабоизученных районах. Наиболее эффективной была металлометрическая съемка, позволившая выявить значительное число рудных объектов, залегающих вблизи дневной поверхности.

В первое десятилетие послевоенного этапа по сравнению с довоенным комплекс применяемых геофизических методов существенно не изменился. В основном использовались магниторазведка и электроразведка, нацеленные на прямые поиски рудных залежей. Однако начавшийся серийный выпуск отечественной геофизической аппаратуры позволил проводить работы во все возрастающих объемах. С появлением отечественной аэрогеофизической станции АСГМ-25 в 1955 г. начались комплексные аэромагнитные и аэрорадиометрические крупномасштабные съемки, которые уже в 1957 г. проводились на значительных площадях в различных районах. Возобновились региональные геофизические работы. С 1946 г. были начаты гравиметрические работы на отдельных участках. В 1950—1954 гг. Сибирский геофизический трест провел на значительной территории Казахстана среднемасштабные аэромагнитные съемки, которые благодаря высокой точности не потеряли значения и в настоящее время. Изучение строения земной коры начато в 1949 г. Институтом физики Земли (Г. А. Гамбурцев). С 1956 г. такие работы продолжались Казгеофизтрестом и Институтом геологических наук АН КазССР. Расширились объемы геофизических работ в нефтегазоносных районах Казахстана. Основным видом геофизических исследований здесь стал сейсмический метод отраженных волн.

К концу 50-х — началу 60-х годов в большинстве районов Казахстана фонд легко открываемых месторождений практически был исчерпан. Перед геофизиками всталая, сложная задача — поиски глубокозалегающих или слабопроявленных с поверхности рудных месторождений. Поставленная задача определила необходимость перехода от прямых поисков рудных залежей к изучению рудоконтролирующих факторов (структур рудных полей и районов, литологического и

магматического контроля оруденения, связи оруденения с особенностями глубинного строения, околоврудных изменений имеющих пород и т. п.), т. е. к решению разнообразных вопросов геологического картирования. Это потребовало внедрения новых геофизических методов. С 1958 г. начал применяться метод вызванной поляризации, а с 1960 г.— крупномасштабной гравиметрической съемки. Эти методы оказались высокоеффективными и на стадиях детальных поисков и поисково-оценочных работ. Позднее стали внедрять гамма-спектрометрическую съемку (в основном в аэроварианте) и электроразведочный метод переходных процессов.

Сложность решаемых задач и расширение круга применяемых геофизических методов привели к разработке оптимальных комплексных методик применительно к конкретным типам месторождений и определенным геологическим и экономическим условиям. К наиболее эффективным следует отнести комплексы методов при поисках бокситов, черных (железо, хромиты) и редких (вольфрам, молибден) металлов. Применение информативных, но вместе с тем и более трудоемких геофизических методов и повышение степени геофизической изученности потребовали более обоснованного выбора площадей для постановки поисковых работ. Поэтому уже с конца 50-х годов были начаты работы по обобщению геофизических материалов, проводившиеся сначала в помощь при составлении и редактировании геологических карт, а затем в целях средне- и мелкомасштабного прогнозирования на различные полезные ископаемые. Геофизические данные позволили определить основные глубинные факторы контроля различного оруденения в Центральном и Северном Казахстане, воды в Северном Казахстане, железа и бокситов в Тургайском прогибе, хромитов Кемпирсайского массива, медноколчеданного оруденения Орь-Илекского междуречья, комплекса полезных ископаемых Атасуйского рудного района, меднопорфирового оруденения. Уже в начале 60-х годов тематические партии и группы по обобщению геофизических данных были созданы почти во всех геофизических экспедициях, что позволило приступить к анализу материалов региональных геофизических съемок одновременно и по единой программе для всей территории Казахстана с составлением структурно-геофизической карты.

Соответственно с новыми задачами поисковых работ изменилось направление региональных геофизических исследований. От изучения разреза земной коры методами ГСЗ и ГСП по отдельным профилям исследователи перешли к комплексному изучению крупных регионов, выполняемому большими коллективами геологов, геофизиков и геохимиков. Наиболее

наглядным примером нового подхода явилось комплексное изучение Успенской зоны, когда наряду с широкими геологическими исследованиями, выполненными ИГН АН КазССР и Центрально-Казахстанским ГУ, силами Казгеофизстрста и ИГН АН КазССР был проведен объем геофизических исследований, позволивший выявить связь поверхностных структур и оруденения с особенностями строения глубинных слоев земной коры. Позднее подобные исследования были выполнены в Чу-Илийском регионе.

На этом же этапе завершилось создание геофизической службы в территориальных геологических управлениях, были организованы Казахский филиал Всесоюзного научно-исследовательского института разведочной геофизики (КазВИРГ) и опытно-экспериментальный завод геофизического приборостроения («Казгеофизприбор»).

Уже к концу 60-х годов в Казахстане были почти завершены среднемасштабные геофизические съемки, более 30% территории республики было покрыто наземными и аэрогеофизическими съемками крупного масштаба.

Научно-технический прогресс, охвативший в последние 10—15 лет все отрасли народного хозяйства, обусловил коренные сдвиги и в геофизических исследованиях, и в обработке получаемой информации, причем этот процесс продолжается и в настоящее время. Успехи геофизического приборостроения позволили осуществить техническое перевооружение геофизической службы. Новая аппаратура отличается лучшей разрешающей способностью, высокой точностью, большей проникаемостью на глубинах и помехозащитными свойствами. Многие приборы выдают информацию в виде, пригодном к непосредственному вводу в ЭВМ для последующей автоматизированной обработки.

Появление новой аппаратуры поставило на повестку дня вопрос о проведении поисковых геофизических работ на ранее опиcкованных площадях. Так, выпуск протонных и квантовых аэромагнитометров с точностью измерения модуля полного вектора магнитного поля в первые гаммы обусловил возможность проведения во многих районах высокоточных аэромагнитных съемок, дающих качественно новую по сравнению с ранее проведенными аэромагнитными съемками геологическую информацию. С применением новых гравиметров проводятся высокоточные гравиметрические съемки с целью изучения структур рудных полей и выявления рудных залежей. На новом техническом уровне выполняются геохимические работы, комплекс методов которых значительно расширился (глубинные геохимические съемки, газовые съемки). Разработка новых каротажных, скважинных геофизических, ядерно-физических и физико-химических методов и создание

соответствующей аппаратуры резко повысили роль геофизических методов при разведке месторождений.

Широкое внедрение ЭВМ позволило автоматизировать трудоемкие процессы обработки и интерпретации геофизических материалов. Созданы автоматизированные системы по обработке материалов, создаются — для моделирования рудных объектов и прогнозирования. Применение ЭВМ повысило информативность геофизических данных и потребовало пересмотра полученных ранее материалов, в связи с чем возобновились в широких объемах работы по обобщению и анализу геофизической информации, причем основным назначением этих работ является создание модели глубинного строения отдельных рудных узлов, металлогенических провинций, а также помочь в металлогенических исследованиях и прогнозировании различных масштабов.

* * *

Детальные исследования геологического строения Казахстана позволили опубликовать в последние 10—15 лет ряд крупных сводок: в целом по Казахстану — тома союзного издания «Геология СССР» (1967—1972), монографии В. Ф. Беспалова (1971, 1975), Тектонические карты (1971, 1976), сборники «Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным» (1969), «Допалеозой и палеозой Казахстана» (1974), «Магматические и метаморфические комплексы Казахстана» (1976), «Металлогения Казахстана», «Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозоид» (1977) и др., многочисленные статьи.

Особенно обширна литература по Центральному и Южному Казахстану, включающая такие работы, как «Геология и металлогения Джунгарского Алатау» (1966), «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны» (1967), «Вопросы геологии Центрального Казахстана» (1971), «Геология и металлогения Северного Прибалхашья» (1972), «Геология и металлогения Жаман-Сарысуйского антиклиниория» (1975), «Чу-Илийский рудный пояс» (1980) и др.; монографии С. М. Бандалетова «Силур Казахстана» (1969), И. Ф. Никитина «Ордовик Казахстана» (1972), М. А. Абдулкабировой «Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана» (1975). Количество журнальных статей, освещающих стратиграфию, тектонику и магматизм, очень велико. О геологии Мугоджар и смежных регионах Казахстана подробные сведения можно найти в монографиях «Геология Мугоджар» (Абдулин, 1973), «Металлогения Мугоджар» (Абдулин и др., 1976), в сборнике «Материалы по

геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана» (1966) и в других работах. Изучение Восточного Казахстана также завершилось составлением ряда монографий и сборников (Некорошев, 1966; Каюпов и др., 1973; Кузебный, 1975; Щерба и др., 1976; «Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклиниория», 1977; «Геологическая карта КазССР. Серия Восточно-Казахстанская. Объяснительная записка», 1979 и др., «Проблемы тектоники Казахстана», 1981).

Из работ по Прикаспию и прилегающим районам можно отметить монографии Г. Е.-А. Айзенштадта «Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины» (1967), Ю. М. Васильева «Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти в ее недрах» (1968), Ш. Е. Есенова, Э. К. Азнабаева, М. М. Маташева и др. «Геология и нефтегазоносность юго-востока Прикаспийской впадины» (1971), Н. В. Неволина, Н. Я. Кунина, А. П. Андреева, Ю. А. Воложа и др. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материалов по геофизическим данным» (1977), сборник «Геология и нефтегазоносность Прикаспийской впадины» (1974). Геология Туранской плиты, Мангышлака, прилегающих районов освещена в монографиях И. С. Вольковского, Р. Г. Гарецкого и др. «Тектоника Туранской плиты» (1966), Р. Г. Гарецкого «Тектоника молодых платформ Евразии» (1972), А. А. Абдулина, Б. С. Цирельсона и др. «Тектоника области сочленения Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана» (1976), в сборниках «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня» (1969), «Проблемы геологии Западного Казахстана» (1976) и во многих других публикациях.

Глава 3

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория Казахстана занимает обширные площади Евразиатского материка, захватывая значительные части глобальных геолого-структурных элементов — Восточно-Европейской платформы и Урало-Монгольского складчатого пояса.

Восточно-Европейская платформа, расположенная на обширных пространствах европейской части СССР и Скандинавского полуострова, в пределы Казахстана условно входит своей юго-восточной частью, граничащей с Урало-Монгольским поясом. Зоны их сочленения перекрыты мощным мезозой-кайнозойским осадочным чехлом. Поэтому граница рассматриваемых структурных элементов проводится, по данным геофизических исследований, по серии разрывных дислокаций, протягивающихся у Мугоджарских гор строго на юг, а затем, примерно с широты ст. Кандагач, меняющих направление на юго-запад-западное (Яншин, 1965; Вользовский, Гарецкий и др., 1966; Абдулин, 1973, Шлезингер, 1974). Нижний этаж Восточно-Европейской платформы сложен архейскими и протерозойскими складчательными комплексами и рассматривается в качестве ее фундамента. Верхний этаж образуют горизонтально залегающие отложения рифея, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Рельеф фундамента платформы резко расчленен. Однако юго-восточная ее часть, входящая в Казахстан, по мнению некоторых исследователей, местами не имеет архей-протерозойского сиалического фундамента (океанская земная кора).

Урало-Монгольский складчательный пояс отделяет Восточно-Европейскую эпипротерозойскую платформу от Сибирской, а последнюю от Таримской и Китайско-Корейской платформ. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский в статье, положившей начало тектоническому районированию территории Союза, в 1933 г. назвали область палеозойских складчатых структур

между Восточно-Европейской и Сибирской платформами Урало-Сибирской палеозойской плитой, включив в ее состав Западно-Сибирскую низменность, Турагайскую впадину и Приаралье. Н. С. Шатский в лекциях называл ее также Урало-Тянь-Шаньской складчатой областью, а позднее Урало-Саянской. Территорию Монголии А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский рассматривали как вероятное продолжение палеозойской Урало-Сибирской складчатой области, хотя в то время о геологии Монголии было мало что известно. После появления первых работ по тектонике Монголии стало ясно, что складчатые структуры Северной Монголии продолжают структуры Восточного Саяна и Тувы, а складчатая область Центральной и Южной Монголии имеет много общего с Казахстаном. Таким образом, складчатые области, расположенные между Восточно-Европейской, Таримской и Китайско-Корейской платформами с запада и юга и Сибирской — с востока и севера, принадлежат единому складчатому поясу, который был назван М. В. Муратовым (1965) Урало-Монгольским.

Урало-Монгольский пояс, так же как и Аппалачско-Грампианский, Альпийско-Гималайский (Средиземноморский) и Тихоокеанский, относится к большим складчатым поясам Земли. Он протягивается в виде огромной дуги в середине Евразиатского материка. С востока он обрамлен глубинными разломами, отделяющими его от меридиональных структур Сихотэ-Алиньской складчатой области Тихоокеанского пояса, на юго-западе по Мангышлакско-Таримской системе нарушенний граничит с Альпийско-Гималайским поясом. Большая часть Урало-Монгольского складчатого пояса образует фундамент эпигерцинской платформы.

На раннем этапе развития эпигерцинской платформы на территории Казахстана в триас-юрское время существовали прогибы типа авлакогенов, нередко обрамленные поднятиями, имевшие меридиональную (Турагайские прогибы), северо-западную (Каратай, Панфиловская впадина) или субширотную (Караганда, Майкюбень) ориентировку. Позднее, в меловом и палеогеновом периодах, режим был типично платформенным на всей территории, и отложения этих периодов несут все признаки платформенного чехла. Но в неогене (или чуть ранее) на востоке и юго-востоке стал формироваться эпиплатформенный орогенный пояс, в пределах которого возникли высокие горные хребты (до 3000—4000 и даже 7000 м) и глубокие предгорные и межгорные впадины, мощность осадков в которых достигает 5000 м, а состав осадков (грубозернистые терригенные рыхлые породы, вплоть до валунно-галечников) свидетельствует об активном орогенном режиме.

На оставшейся площади платформенный режим сохранялся, хотя следы молодых поднятий можно видеть в Казахстане почти повсюду — в Кокчетавском районе, на Балхаш-Иртышском водоразделе. Среди неотектонических структурных элементов эпигерцинской платформы в пределах территории Урало-Монгольского пояса выделяются Казахский щит, Туранская и Западно-Сибирская плиты (частично на территории Казахстана), линейное поднятие Мугоджар (продолжение Уральского поднятия), Тургайский прогиб.

Неоднородное геологическое строение территории Казахстана подмечено было давно и отражено как в работах исследователей, обобщавших сведения о геологическом строении СССР (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, Д. В. Наливкин, А. Е. Ферсман, А. А. Богданов, Б. А. Петрушевский, С. С. Шульц и др.), так и в работах геологов, непосредственно изучавших геологическое строение территории Казахстана (Н. Г. Кассин, К. И. Сатпаев, А. А. Богданов, Р. А. Борукаев, В. Ф. Беспалов, Л. И. Боровиков, Б. И. Борсук, Е. Д. Шлыгин и др.).

Н. Г. Кассин (1934, 1947, 1960) впервые установил линейно-блоковое строение Казахстана, несовпадение общего структурного плана каледонских и варисских складчатых структур и подчеркнул зависимость их ориентировки от очертаний впервые выделенных им докембрийских устойчивых массивов. Основываясь на существовании несогласий и совокупности палеогеографических, магматических, метаморфических и складчатых процессов, он построил тектоно-палеогеографические схемы и установил периодичность тектонических движений с фазами и подфазами.

Для докембра он наметил положение устойчивых блоков (материковых частей) и подвижных зон (геосинклиналей и субгеосинклиналей) (рис. 21), для фанерозоя нарисовал еще более сложную картину тектонического строения, выделив, кроме того, зоны шельфа, геоантеклиналей (высоких гор) и т. д. (рис. 22). По его мнению, эти структурные элементы смешались в пространстве и развивались во времени. Его идеи о сочетании линейных и блоковых структур легли в основу современных представлений о тектоническом развитии Казахстана.

Тектоническая активность в палеозое проявлялась пульсационно. Н. Г. Кассин выделил несколько фаз и подфаз. Салаирская фаза фиксируется в позднем кембрии, таконская — между карадоком и лландовери. Силуро-девонская фаза с подфазами, по его мнению, главная, приведшая к интенсивному горообразованию и консолидации каледонских структурных сооружений.

Складчатые зоны Алтая, Тарбагатая, Чингиза и Северной

Джунгарии Н. Г. Кассин считал наиболее интенсивно дислоцированными областями, а Центральный Казахстан — областью распространения брахискладок. Он подчеркивал, что складчатость в названных районах сопровождалась интрузиями. Джамбулский и Карагандинский районы выделялись как менее дислоцированные участки в каледонское время. Складки в этих районах пологие, широкие, куполообразные, интрузии незначительны. В результате каледонских дислокаций, закончившихся в начале девона, большая часть Восточного Казахстана оказалась занятой горными массивами и приподнятыми плоскогорьями, а море покинуло эту территорию.

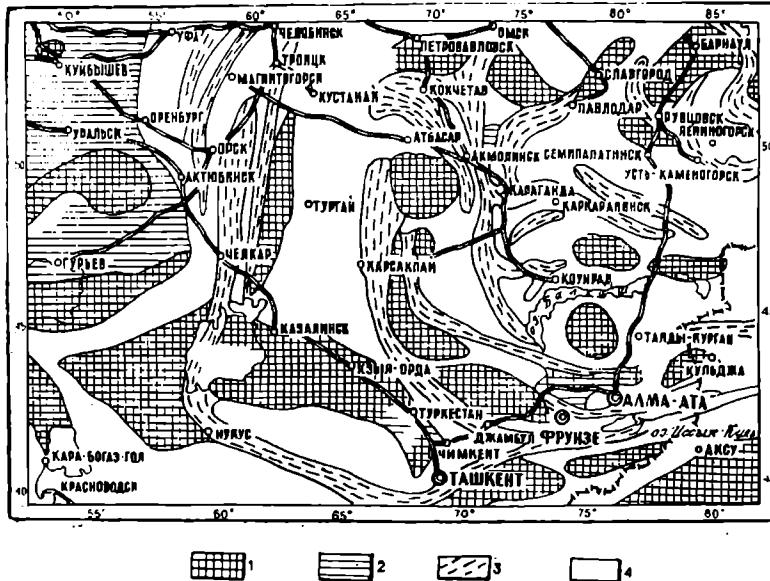


Рис. 21. Схема примерного распределения структурно-морфологических элементов в докембрии (по Н. Г. Кассину, 1960)

1 — древнейшие и 2 — предполагаемые материковые части; 3 — геосинклинали и субгеосинклинали; 4 — области с невыясненным строением

Вновь морские осадки стали накапливаться в конце раннего девона, сначала на востоке и севере, затем и в более западных районах. В карбоне продолжалось формирование осадочных толщ, причем в раннетурнейское время морем были покрыты огромные площади. Н. Г. Кассин отмечал, что подвижная платформа Казахстана в это время находилась в постоянном движении, в основном эпейрогенического характера. В большинстве районов толщи девона и карбона отлагались как будто бы согласно, но, возможно, местами с перерыва-

иами. В Семипалатинском, Тарбагатайском, Джунгарском, Илийском, Кетменском районах, Центральном Казахстане мощность их составляет несколько километров; в Кокчетавском, Нижнешидертинском, Прибалхашском и Улутауском — они имеют небольшие мощности; умеренные мощности толщ девона установлены в Карагату и Мугоджахах, незначительные — в Киргизском хребте, Голодной степи. В зависимости от мощностей девона и карбона в Восточном Казахстане развились соответствующие тектонические формы. Н. Г. Кассин указывал, что с конца каледонских движений (ранний девон) до середины карбона на отдельных участках Казахстана про-

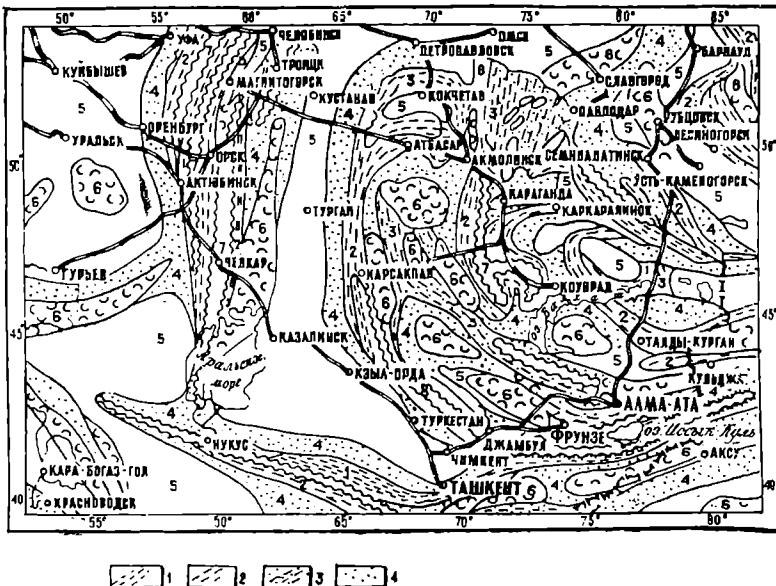


Рис. 22. Схема распределения структурно-морфологических элементов в нижнем палеозое — кембрий и ордовик (по Н. Г. Кассину, 1960)

1 — геосинклиналь; 2 — субгеосинклиналь; 3 — подвижный шельф; 4 — платформа (мелкоморье). Цифры на схеме: 5 — низменная (равнина) и 6 — возвышенная суша (нагорье); 7 — субгеосинклиналь, горные гряды, невысокие хребты; 8 — геоантиклиналь, высокие хребты. 1, 2, 7 и 8 — области сильно подвижные, 3 и 6 — умеренно подвижные, 4 и 5 — слабоподвижные или устойчивые

исходили не только эпейрогенические, но и орогенические движения, но, по имеющимся данным, они были незначительными. В Центральном Казахстане они указываются для начала и конца среднего девона и перед отложением фаменских слоев; в Мугоджахах — для нижней части среднего девона и

менее отчетливые — перед поздним девоном; в Алтае — между средним девоном и карбоном.

Мощное горообразование с отчетливыми, а местами (Саур, Алтай, Джунгарский Алатау) и резкими несогласиями прослежено Н. Г. Кассиным по всему Восточному Казахстану для среднего карбона. По его мнению, эти тектонические движения сопровождались интрузиями, и значительная часть биотитовых и биотит-рогоовообманковых гранитов, гранодиоритов, известных во всех частях Восточного Казахстана, относится к среднекарбоновой эпохе. Складки этой тектонической фазы, в Центральном Казахстане, как и последующей, брахиформные. В Мугоджахах, Карагату, Калбе, Кетменском хребте, Джунгарском Алатау, Алтае они линейные, вытянуты на значительные расстояния, и здесь, следовательно, развиты настоящие складчатые зоны. При этом Н. Г. Кассин показал, что в этих районах варисские складки очень часто прилегают к каледонским, придерживаясь, с небольшими отклонениями, их направлений, тогда как длинные оси брахискладок в Центральном Казахстане ориентированы чаще под углом или даже перпендикулярно направлению каледонских складок, т. е. в данном случае мы имеем перекрещивание складчатости. В то же время Н. Г. Кассин отмечал, что в Северном Улутау, Атбасар-Кокчетавском районе складки девонских и карбоновых пород обычно пологие. Образование пологих складок он объяснял наличием здесь древних щитов из докембрийских пород, которые размещались вблизи поверхности и тем самым предопределили тектонические формы структур среднего и позднего палеозоя, располагавшихся на докембрийских блоках тонким (1—2 км) плащом. Только вблизи зон разломов в средневерхнепалеозойских породах видны интенсивные складки.

Вторая мощная фаза в варисскую эру имела место в первом в Центральном Казахстане, Калбе, Сауре, в западной части Джунгарского Алатау и Илийской долины. Она сопровождалась гранитными интрузиями аляскитового типа. Эта фаза проявилась слабее в Атбасар-Карсакпайской впадине (к востоку от Улутау), на западных склонах Мугоджар. Направление складок этой фазы тектогенеза в общем то же, что и карбоновых.

Помимо указанных пермских дислокаций Н. Г. Кассин установил тектонические перемещения в земной коре, происходившие до накопления рэти-лейасовых отложений. Эти движения выражались, главным образом, в разрывных дислокациях. Разрывы имеют широтное простижение в центральной части Казахстана, северо-западное — в Прииртышье, Прибалхашье, Карагату и меридиональное — в Мугоджахах, Улутау, Целиноградском, Ерементауском районах. Часто наблюдаются сопряженные с этими надвигами перпендикулярные к ним или на-

правленные под косым углом сдвиги. Надвигами и сдвигами глыбы разбиты на более мелкие глыбы, клинья, блоки. Тектонические движения сопровождались слабыми вулканическими явлениями (мандельштейны Калбы, базальты Семиречья). Этой фазой завершилось формирование варисских складчатых сооружений.

Мезозойские дислокации выразились преимущественно в разломах, передвижении глыб и в пассивной складчатости мезозойских осадков. Вблизи взбросов и надвигов подстилающего фундамента мезозойские отложения часто интенсивно смяты. На остальных площадях развития они залегают полого. Масштаб глыбовых движений был значителен. Об этом, по данным Н. Г. Кассина, свидетельствуют такие факты: например, в Байконуре мезозойские толщи залегают впритык с протерозойскими, в Kokчетавском районе (р. Бурлук) — с палеозойскими. В мезозойской истории тектонического развития Казахстана Н. Г. Кассин установил ларамийскую фазу, которая, по его мнению, распространена достаточно широко.

На поздних этапах геологического развития, по представлениям Н. Г. Кассина, рельефно выделяются дислокации, которые проявились на границе между палеогеном и неогеном на востоке и юге региона. Главнейшими формами этих дислокаций были разрывы сбросового, взбросового и надвигового типа. Такие же формы дислокаций проявлялись вплоть до настоящего времени, а сейчас тектонические движения выражаются землетрясениями.

Выделение важнейших фаз тектогенеза и эволюции земной коры Казахстана, приведших к завершению определенных геосинклинальных циклов и вместе с тем к формированию горно-складчатых систем, потерявших былую подвижность, положены Н. Г. Кассиным в основу тектонического районирования и анализа геологического развития. Предложенный им историко-геологический подход при тектоническом районировании в общем соответствует принципу выделения структурных элементов по возрасту завершающей фазы складчатости. Этот принцип, как известно, успешно развивали в СССР А. Д. Архангельский и его ученик Н. С. Шатский при составлении тектонических карт СССР и Европы.

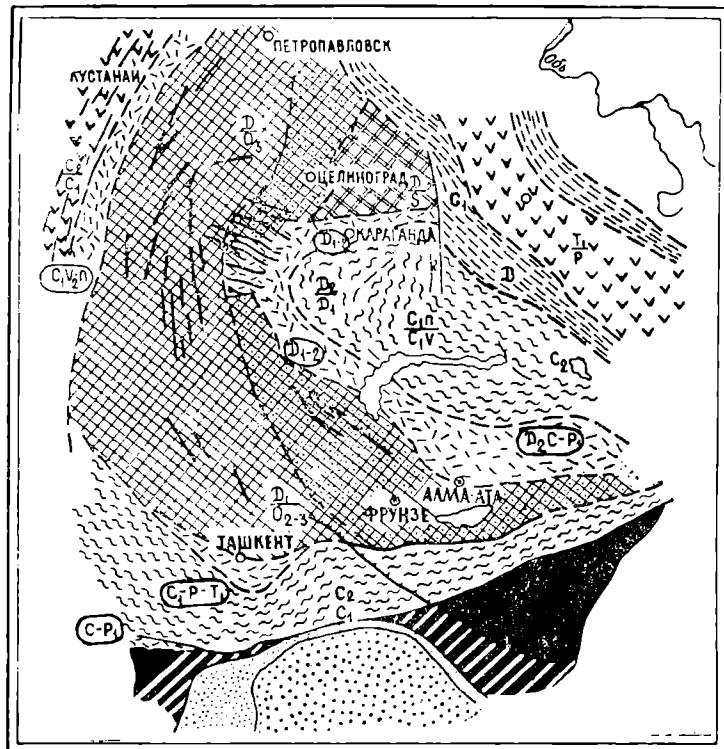
А. А. Богданов (1965), сохраняя принцип районирования по главной фазе складчатости, завершающей геосинклинальное развитие, выделил, кроме того, зоны, характеризовавшиеся эвгеосинклинальным и миогеосинклинальным режимами развития. Помимо этих зон он обосновал зоны с промежуточным типом развития, которые называл, вслед за швейцарским геологом Р. Трюмпи, лептогеосинклинальными. Выделение зон, обладавших различными тектоническими режимами, как отмечал А. А. Богданов, производится прежде всего на основе фор-

мационного анализа их разрезов, особенностей проявлений магматизма, анализа общих закономерностей изменения мощностей, а также характера и времени проявления тектонических деформаций.

Далее в основу тектонического расчленения складчатых сооружений А. А. Богданов положил стадийность развития геосинклинали (стадия юности и стадия зрелости). В эвгеосинклинальных зонах стадия юности фиксируется по развитию оффюлитового и спилито-кератофирового магматизма, стадия зрелости, как и в многоеосинклиналях, — по появлению флишевой формации.

Вслед за завершающей складчатостью и поднятиями, замыкавшими геосинклинальные бассейны и превращавшими их в складчатые области, устанавливаются новые тектонические режимы, соответствующие постгеосинклинальной стадии развития земной коры («квазикратонное состояние», по Г. Штилле; «полуплатформенная» стадия, по Д. Г. Сапожникову и т. д.). Постгеосинклинальная стадия, нередко выделяемая под названием орогенической, может выражаться в орогенной и субсеквентной формах. Первая характеризуется резко выраженным контрастными по знаку вертикально направленными движениями, приводящими к развитию глыбовых тектонических нарушений и в конечном счете к горообразованию. В эту стадию в предгорных и межгорных владинах формируются молассы. Вторая, субсеквентная («последующая за главной складчатостью») форма орогенического этапа отличается более слабыми и менее резко дифференцированными восходящими движениями, не приводящими к горообразованию, но сопровождаемыми проявлениями наземного магматизма («андезитового») с мощным развитием как вулканизма, так и комагматических интрузий. Кроме того, при тектоническом районировании А. А. Богданов обратил внимание на соотношения складчатых областей и зон различного возраста, следовательно, разного времени консолидации (рис. 23). Он установил, что древние консолидированные ядра обрамляются своеобразными шовными зонами, в которых широко развита субсеквентная вулканическая деятельность. Эти зоны А. А. Богданов выделил под названием краевых вулканических поясов.

Палеозойский массив Центрального Казахстана, занимающий срединное положение среди складчатых областей, имеет более древний (калевонский) возраст, чем обрамляющие его системы варисцид, которые он делит на две ветви: юго-западную (Южно-Тянь-Шаньско-Уральскую) и восточную (Джунгаро-Алтайскую). Предполагается, что эти две ветви сливаются как на востоке Тянь-Шаня, в Центральной Азии, так и в пределах Западно-Сибирской низменности, к северу от рас-



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

Рис. 23. Схема тектонического районирования Центрального Казахстана и Средней Азии (по А. А. Богданову, 1965)

1 — докембрийские массивы; 2 — то же, погруженные под чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород; каледониды, зоны: 3 — миогеосинклинальная, 4 — лептогеосинклинальная, 5 — эвгеосинклинальная; варисциды: 6 — миогеосинклинальные зоны, 7 — мегантиклинории, 8 — эвгеосинклинальные зоны, 9 — краевые вулканические пояса; 10 — альпиды и их краевые прогибы; 11 — возраст завершающей складчатости; 12 — возраст вулканических образований, слагающих вулканические пояса; 13 — простиранье; 14 — некоторые разрывные нарушения

сматриваемого массива. От массива Центрального Казахстана уралиды, по мнению А. А. Богданова, отделяются глубинным швом Тургайского разлома, скрытым под платформенным чехлом. Далее на юго-восток (в Кызылкумах) южное

продолжение Уральской складчатой системы образует большую дугу и переходит в систему широтных складчатых структур Южного Тянь-Шаня.

Южная граница массива проходит по так называемой «линии Николаева», которая трассируется по южному склону Терской Алатау и севернее оз. Сонколь. Восточная граница имеет сложные очертания. Южное продолжение ее совпадает с Текелийским разломом Джунгарского Алатау и заходит в Западное Прибалхашье и в район карагандинских дислокаций в виде девонского краевого вулканического пояса.

Каледонский массив Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня имеет в плане серповидную, выпуклую на юго-запад форму. В его пределы входят на севере Бощеколь-Баян-аульские складчатые сооружения, антиклинорий Ерементау, Кокчетавский и Шатский массивы, антиклинории Улутау и примыкающие к ним с востока Тенизская впадина, Сарысу-Тенизское поднятие, Джезказганская впадина; на юго-западе — северо-восточные окраины Туранской плиты, антиклинорий Карагату, Чуйская впадина и складчатый массив Бетпак-Далы; на юге и юго-востоке — Чаткальский, Таласский и Киргизский хребты, Заилийский и Кунгей Алатау, хр. Кетмень и юг Джунгарии, значительная часть Терской Алатау.

В пределах массива А. А. Богданов различает три крупные структурные зоны, располагающиеся параллельно друг другу вдоль простирания образующих его складчатых систем. Западная зона (Кокчетав-Улутау-Карагату-Чаткальская) характеризуется миогеосинклинальным развитием, средняя (Степняк-Бетпак-Дала-Северо-Тянь-Шанская) — лептогеосинклинальным, восточная, эвгеосинклинальная (Бощеколь-Баянаульская), занимает ограниченное пространство на северо-востоке Казахстанского массива.

Западная (миогеосинклинальная) зона охватывает большую часть каледонского массива. Разрезы допалеозойских и палеозойских образований этой зоны лучше всего изучены в Улутауском и Таласо-Карагатуском районах. В Улутау разрез делится на две неравные части: нижняя в объеме докембрий — ордовик характеризует геосинклинальную стадию развития, а верхняя (девон — пермь) соответствует постгеосинклинальной.

Нижняя часть разреза расчленяется на пять комплексов, разделенных региональными несогласиями. Самый нижний (архейский) представлен кристаллическими сланцами, слагающими ядра антиклиноирных структур. Следующие два комплекса охватывают серии метаморфических сланцев (7000—8000 м), развитых по вулканогенным породам нижнего протерозоя и нижнего рифея. Эти образования могут сравниваться с карельскими и готскими образованиями (включая иотний).

Балтийского щита. Метаморфические серии протерозоя принимаются А. А. Богдановым за эвгеосинклинальные образования. Они смяты в систему сжатых линейных складок, образующих дугу, совпадающую с общими очертаниями западной зоны.

С резким несогласием выше располагаются байкальский (5000—5500 м) и каледонский (3000—4000 м) складчатые комплексы, охватывающие разрез рифейских, вендских, кембрийских, ордовикских отложений. Оба эти комплекса тесно связаны единством структурного плана. В основании байкальского комплекса обособляется мощная порфировая формация, на которую с несогласием налегают красноцветные конгломераты, сформированные на границе рифея и венда. Это несогласие обусловлено проявлением раннебайкальской фазы складчатости. Для более высоких частей разреза байкальского комплекса характерны тиллитоподобные терригенные, кремнисто-сланцевые ванадиеноносные и фосфатоносные образования с пачками ленточных известняков.

Каледонский складчатый комплекс состоит из тиллитоподобных терригенных, кремнистых и фосфатоносных толщ кембрия, местами обогащенных марганцем и железом. Вверх по разрезу эти толщи сменяются кремнисто-терригенной, терригенной флишиоидной формациями, которые иногда венчаются осадочно-вулканогенной серией (андезитовые и диабазовые порфиры) верхнего ордовика. Байкальский и каледонский комплексы смяты в систему линейных складок. На байкальские и каледонские комплексы в миогеосинклинальной зоне с резким несогласием налегают варисцийские орогенные формации. Это свойственно всем зонам каледонид Казахстана.

Средняя (миогеосинклинальная) зона прослеживается широкой полосой от Северного Тянь-Шаня на юге до Степнякского прогиба на севере Центрального Казахстана. Геосинклинальная стадия развития зоны на примере Северного Тянь-Шаня распадается на готскую, раннебайкальскую, позднебайкальскую и каледонскую эпохи. Каждая из них выражена складчатым комплексом мощностью от 4000 до 10 000 м, разделенными большей частью резко выраженными несогласиями. Общая мощность всех комплексов достигает 25 000 м, т. е. вдвое превышает мощность разрезов миогеосинклинальной зоны. На протяжении готской, ранне- и позднебайкальской тектонических эпох в Северном Тянь-Шане происходила смена мио- и эвгеосинклинальных условий развития с установлением эвгеосинклинального состояния в рифее и раннем кембрии, завершившегося образованием настоящей офиолитовой формации. Однако в последующем в среднем кембрии — ордовике во время собственно каледонской тектонической эпохи здесь установился миогеосинклинальный режим, отклонением

от которого может считаться только андезито-базальтовая серия среднего (?) ордовика. Каледонская эпоха завершилась накоплением терригенных флишоидных и близких к морским молассам красноцветных песчаниковых отложений верхнего ордовика. Завершающие тектонические движения близки к та-коинской фазе.

Далее к северо-западу, в пределах Сарысу-Тенизского водораздела, известны изолированные участки выходов каледонского складчатого комплекса. Кембрий здесь сложен как осадочными, так и зеленокаменными вулканогенными толщами. Ордовик (средний и верхний) имеет очень большие мощности и сложен кремнисто-терригенными породами, основными и средними вулканитами. В позднем ордовике внедрялись средние и кислые интрузии. Широкое развитие имел силур, представленный мощной граувакковой формацией. На крайнем севере, в Степнякском синклиниории, мощность разреза ордовика увеличивается, он включает несколько вулканогенных толщ.

Рассмотренные разрезы отличаются от разрезов миогеосинклинальных образований западной зоны резким увеличением мощностей, а также появлением на разных уровнях мощных толщ вулканогенных пород. На юге появляется даже офиолитовая формация. В то же время в Казахстане имеются зоны с более полно выраженными эвгеосинклинальными комплексами. Это заставляет, по представлению А. А. Богданова, выделять переходные (лентогеосинклинальные) зоны.

Восточная (эвгеосинклинальная) зона охватывает сравнительно небольшую площадь к востоку от антиклинального Ерементау-Нязского сооружения. Эта область выделяется полным разрезом верхнего докембра и нижнего палеозоя. В разрезе выше метаморфических сланцев раннего докембра расположен комплекс осадочных и вулканогенных пород (13 000 м), относимых к рифею и нижнему кембрию. На северо-востоке Центрального Казахстана, в районах гор Ерементау, Тектурмас, а также в отрогах хр. Чингиз, развиты мощнейшие толщи яшм и вулканитов, ассоциирующие с основными интрузиями. Эти типичные эвгеосинклинальные серии начинают единый формационный ряд, продолжающийся вплоть до силура.

Нижний комплекс по времени формирования соответствует байкальской тектонической эпохе, которая в Центральном Казахстане и Тянь-Шане соответствовала стадии юности в развитии древней геосинклинали и не привела к замыканию геосинклиналей. Верхний комплекс, теснейшим образом связанный с нижним, соответствует собственно каледонской эпохе — зрелой стадии развития геосинклинали. Заключительная стадия ее развития приходится на силурское время. Движе-

ния этого времени привели к общей регрессии и установлению континентального режима, к образованию поверхности несогласия и к последующему коренному изменению хода геологических процессов.

Существовавший на протяжении девонского, каменноугольного и пермского времени тектонический режим А. А. Богданов называл орогенным, подчеркивая этим широкий размах глыбовых тектонических движений. Они начались мощным горообразованием, накоплением грубых красноцветных моласс в наложенных на каледонский массив межгорных впадинах раннего девона, которые возникли вдоль отдельных разломов. В это время проявлялся субсеквентный магматизм (формирование вулканогенных толщ андезитового и липарито-дацитового состава и внедрение гранитов).

Дифференцированные глыбовые движения полностью затухли во второй половине фамена — намюра. В фаменском веке началось общее постепенное погружение, и значительные пространства страны оказались покрытыми морскими бассейнами, в которых накапливались карбонатные отложения. В начале этого процесса (в фамене) формировались даже соленосные осадки, с которыми связаны соляные купола низовьев рек Сарысу и Чу. Конец раннекаменноугольной эпохи ознаменовался регрессией и накоплением угленосных толщ. Новая мощная волна тектонических движений (рудногорская, астурийская, саурская и другие фазы) привела к формированию варисийских складчатых областей, обрамляющих консолидированный каледонский массив.

Затем наступила новая и последняя в палеозое горообразовательная стадия, приведшая к созданию горных сооружений и накоплению позднепалеозойских моласс в обширных межгорных впадинах. Именно в этот период сформировались многие впадины Северного Тянь-Шаня, а также Чуйская, Джезказганская и Тенизская впадины Казахстана. Эти структуры А. А. Богданов сопоставляет с германотилными тектоническими структурами Центральной Европы. Подобные структуры характеризуются линейной ориентировкой структур (горст-антиклинали и грабен-синклинали), резким наложением («пересечением») по отношению к структурному плану складчатого фундамента.

Р. А. Борукаев и Г. Ф. Ляпичев (1964) предложили производить тектоническое районирование на основе выделения складчатых комплексов (в понимании А. А. Богданова), которые отличаются друг от друга особенностями структурного плана, набором формаций, их вещественным составом, мощностями, геохимией и разделяются региональными несогласиями. Складчатые комплексы, в свою очередь, предлагается делить на структурные этажи, которые соответствуют стадиям

развития геосинклиналей. Нетрудно заметить, что в основе предложенного ими принципа тектонического районирования складчатых областей Казахстана также лежит выделение крупных структурных элементов (комплексов) по признаку проявления завершающей фазы складчатости. С позиций изложенного Р. А. Борукаев и Г. Ф. Ляпичев выделили ряд складчатых комплексов и структурных элементов земной коры Восточного Казахстана в позднем докембрии и палеозое (рис. 24).

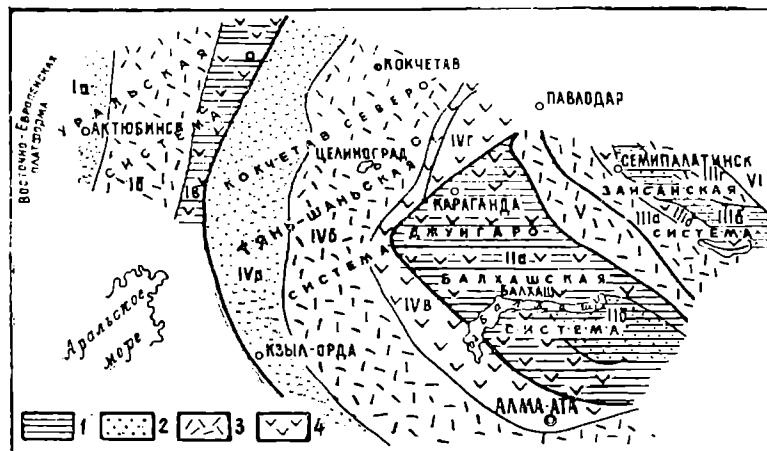


Рис. 24. Тектоническая схема казахстанской части Урало-Сибирского складчатого пояса (по Р. А. Борукаеву, Г. Ф. Ляпичеву, 1968)

1 — каледонские срединные массивы; 2 — миогеосинклинали; 3, 4 — эвгеосинклинали (3 — полициклические, 4 — моноциклические). В арифметические системы (цифры и буквы на схеме): I — Уральская (*a* — Западно-Уральская миогеосинклиналь, *b* — Центрально-Уральская полициклическая эвгеосинклиналь, *v* — Кустанайская эвгеосинклиналь); II — Джунгаро-Балхашская (*a* — Алаколь-Северо-Прибалхашская эвгеосинклиналь, *b* — Южно-Балхашская миогеосинклиналь); III — Зайсанская (*a* — Жарминская полициклическая и *b* — Чарская эвгеосинклинали, *v* — Калбинская миогеосинклиналь, *g* — Рудноалтайская полициклическая эвгеосинклиналь). Каледонские системы: IV — Кокчетав-Северо-Тянь-Шанская (*a* — Ишим-Улутау-Каратаяская миогеосинклиналь, *b* — Степняк-Бетпак-Дала-Залийская полициклическая эвгеосинклиналь, *v* — Селеты-Чу-Илийская эвгеосинклиналь, *g* — Бощекольская эвгеосинклиналь); V — Чингиз-Тарбагатайская; VI — Алтае-Саянская

Байкальский комплекс — наиболее древний для фанерозоя. К началу рифейского времени в Восточно-Казахстанском сегменте Урало-Саянской геосинклинальной области, по данным Р. А. Борукаева и Г. Ф. Ляпичева, наметились (с запада на восток): Тургай-Кызылкумский, Моюнкумский, Тенизский, Карагандинский, Джунгаро-Балхашский и Иртыш-Зайсанский

срединные массивы и расположенные между ними Северо-Тянь-Шаньская, Чу-Балхашская, Селеты-Бощекольская и Чингиз-Тарбагатайская геосинклинальные системы. Срединная (Каратай-Таласская) зона Северо-Тянь-Шаньской системы развивалась в рифеи и нижнем палеозое как миогеосинклиналь. Здесь нижний структурный этаж байкальского структурного комплекса представлен аспидной формацией (нижний рифей, кокджотская серия, кетменьтюбинская свита), средний — флишоидной (верхний рифей, каройская серия), а верхний — красноцветной молассовой формацией венда. В Улутау-Терской зоне Северо-Тянь-Шаньской системы нижний этаж представлен терригенно-карбонатной, спилитовой и спилито-кератофировой формациями нижнего—среднего рифея, верхний этаж — порфировой формацией верхнего рифея. В Байконур-Чаткало-Нарынской зоне развит лишь нижний структурный этаж байкальского комплекса, сложенный диабазо-кератофировой формацией среднего рифея. В Чу-Балхашской, Селеты-Бощекольской и Чингиз-Тарбагатайской системах байкальский комплекс является эвгеосинклинальным. В основании лежит акдымская кварцитовая формация нижнего рифея, образование которой совпадает с началом расчленения дорифейской платформы.

Каратаяуский миогеосинклинальный складчатый комплекс был образован в течение салаирской и сарыаркинской эпох складчатости (кембрий, ордовик) в Каратай-Талассской и Байконур-Чаткало-Нарынской зонах Северо-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы. Осадочные толщи его свидетельствуют о непрерывном осадконакоплении на продолжении кембрия и ордовика. Нижний структурный этаж этого комплекса представлен своеобразной терригенно-кремнисто-сланцевой вандиеносной формацией (венд, кембрий, нижний ордовик), средний сложен флишоидной формацией среднего и верхнего ордовика, верхнему в одних зонах соответствует осадочно-вулканогенная андезитовая, в других — морская сероцветная молассовая формации верхнего ордовика. В Малокаратаяуской подзоне рассматриваемый комплекс целиком сложен карбонатной формацией кембрия — ордовика.

Салаирский складчатый комплекс объединяет, по мнению Р. А. Борукаева, два типа разрезов: эвгеосинклинальный и промежуточный между эв- и миогеосинклинальным. Промежуточный разрез развит в Сарытумской зоне и, вероятно, в Тектурмас-Акчатауской ветви Чу-Балхашской системы. Нижний этаж салаирского комплекса в эвгеосинклинальных структурах представлен спилит-кератофировой формацией нижнего кембрия и чизов среднего кембрия, а в Сарытумской и Чу-Балхашской геосинклинальных зонах — андезитовой формацией. Мощность его значительно меньше, чем в других эвге-

синклиналях. Средний этаж в эвгеосинклиналях сложен флишоидной формацией среднего кембрия, а в Сарытумской зоне — кремнисто-карбонатной формацией конца нижнего кембрия и всего объема кембрия — аренига. Верхний этаж в зонах промежуточного типа неизвестен. В других зонах он сложен осадочно-вулканогенной молассой верхнего кембрия — тремадока.

Сарыаркинский комплекс, широко распространенный в Центральном Казахстане, сформирован в завершающий этап жизни каледонских геосинклиналей. В эвгеосинклиналях (в Чингиз-Тарбагатайской геосинклинальной системе) его нижний структурный этаж сложен диабазовой и диабаз-порфировой формациями нижнего — среднего ордовика, средний — флишоидной формацией среднего — верхнего ордовика, а верхний — вулканогенно-молассовой формацией верхнего ордовика (ашгилл). В многоеосинклинальных зонах (Селетинской, Чу-Илийской и др.) нижний этаж сарыаркинского комплекса сложен преимущественно граувакковой формацией (нижний и средний ордовик), средний — флишоидной (средний, верхний ордовик), а верхний там, где он известен, представлен, подобно эвгеосинклинальным зонам, вулканогенной молассовой формацией ашгиллского яруса.

В позднем ордовике каледонские геосинклиналии Восточного Казахстана полностью замкнулись, а некоторые крупные срединные массивы стали ложем варисцийских геосинклиналей, в течение жизни которых были образованы три складчатых комплекса, выделенных Р. А. Борукаевым и Г. Ф. Ляпичевым под названием баканасского, джунгаро-балхашского и зайсанского.

Баканасский комплекс развит в зоне сочленения каледонид и варисцид, в окраинных районах бывшего каледонского срединного массива и в краевых частях каледонских складчатых систем, не успевших потерять подвижность. В последнем случае трудно провести грань между каледонидами и герцинидами, т. е. намечается единый процесс развития палеозойских геосинклиналей, и баканасский комплекс является переходным, связующим звеном между каледонидами и варисцидами. Нижний структурный этаж баканасского комплекса сложен яшмо-диабазовой формацией позднеордовикского возраста, средний — флишоидной формацией позднеордовикско-силиурского возраста. Граница между этажами в разных зонах проходит на разных уровнях и поднимается до середины лудлова. Верхний, орогенный этаж сложен вулканогенной молассовой, так называемой «порфировой» формацией (кайдаульская свита ранне-среднедевонского возраста). Начало формирования формации относится предположительно к позднему лудлову.

Джунгаро-балхашский комплекс, выделяемый в Северо-Балхашской эвгеосинклинальной зоне варисцид, представлен разрезами четырех типов, сходными по формационным комплексам, но различающимися хронологическими уровнями границ между структурными этажами. Разрезы прибалхашского типа, развитые в Северном Прибалхашье, и акжал-аксоранского, характерные для приразломных прогибов на границе каледонид и варисцид, имеют общий с баканасским комплексом нижний структурный этаж. Средний этаж представлен граувакковой флишоидной формацией. Акжал-аксоранский тип разреза охватывает интервал, по-видимому, до эйфеля включительно, а прибалхашский — до франа. Верхний структурный этаж сложен молассовыми формациями, начало образования которых в первом случае приходится на живет — фран (жаксыконская серия), во втором — на фамен — турне. Третий, чубартгауский тип джунгаро-балхашского комплекса свойствен поздним варисцидам, развитым в области смыкания Джунгаро-Балхашской складчатой системы с каледонским обрамлением. Нижний структурный этаж здесь образован кератофиро-спилитовой формацией живетского возраста, средний — граувакковой формацией франа, а верхний — вулканогенно-осадочной формацией фамен-турнейского возраста. В разрезах джунгаро-балхашского комплекса четвертого типа, характерных для Северо-Восточного Прибалхашья и Алакольского района, нижний структурный этаж сложен осадочно-вулканогенной формацией порфиро-диабазового ряда среднего девона — турис, средний — граувакковой формацией: нижнего — среднего визе. Верхний этаж здесь начинается морской вулканогенно-осадочной молассовой формацией верхнего визе — намюра, сменяющейся вулканогенной субаэральной молассовой. Предполагается, что тектоническая зона с подобным типом разреза являла собой блок бывшего каледонского срединного массива, наиболее поздно вовлеченного в геосинклинальный процесс.

В Южно-Прибалхашско-Джунгарской многоэосинклинальной зоне джунгаро-балхашский комплекс имеет простое строение. Нерасчлененные нижние и средние структурные этажи сложены песчано-сланцевой толщей с прослоями известняков, местами флишевой формацией. Нижняя граница формации в разных структурно-формационных зонах колеблется от силура до среднего девона, верхняя поднимается до конца среднего карбона. Верхний структурный этаж по вещественному составу аналогичен таковому эвгеосинклинальной зоны варисцид, но развит крайне ограниченно. Начало формирования орогенного структурного этажа относится к московскому веку.

Зайсанский складчатый комплекс выражен эвгеосинклинальным разрезом двух типов. Один из них характеризует

варисциды, развивавшиеся, по-видимому, на дорифейском складчатом основании Иртыш-Зайсанского срединного массива, другой — поздние варисциды, наложенные на каледониды. Нижний структурный этаж, сформированный на дорифейском комплексе (Чарская структурно-формационная зона), сложен яшмо-спилито-кератофировой формацией верхнего ордовика — фамена, средний — также яшмо-спилитовой формацией визейского возраста. Верхний этаж во всей складчатой системе представлен угленосной осадочно-вулканогенной молассовой формацией, начало формирования которой относится к намюрскому времени, и вулканогенной молассой перми.

В поздневарисцийских зонах, наложенных на каледониды, нижний структурный этаж имеет более молодой возраст: в Рудноалтайской — нижний девон — турне, в Жарминской — живет — фран. В первой зоне он представлен спилито-кератофировой формацией, во второй — исключительно андезито-базальтовой формацией. Средний структурный этаж в этих зонах сложен карбонатно-терригенной и граувакковой формациями. В Рудноалтайской зоне формация среднего структурного этажа охватывает по объему позднетурнейский — визейский ярусы, а в Жарминской — турне — нижневизейский ярусы. В Жарминской зоне разрез среднего этажа венчается яшмо-спилитовой формацией среднего — верхнего визе.

В миogeосинклинальных Калбинской и Южно-Алтайской зонах нижнему структурному этажу зайсанского комплекса соответствуют карбонатно-терригенная и аспидная формации девона — низов турне, а среднему — флишоидная формация турне — нижнего визе. По наличию лав кератофирового состава в разрезе нижнего этажа Южно-Алтайской зоны Р. А. Борукаев был склонен эту зону считать переходной к эвгеосинклинальным.

Типизация тектонических структур Восточного Казахстана на основе предложенных Р. А. Борукаевым и Г. Ф. Ляпичевым принципов показала, с одной стороны, что в палеозояндах Восточного Казахстана четко обособляются каледонские и варисцийские складчатые комплексы, а с другой, что через ранние варисциды (баканасский комплекс) те и другие связаны в непрерывную цепь развития геосинклинальной области. Палеозойское развитие казахстанской части Урало-Монгольского складчатого пояса отражает единый тектонический процесс, начавшийся с распада дорифейской платформы на геосинклинальные системы и разделяющие их срединные массивы через общую инверсию этих геосинклинальных систем до полного их замыкания и превращения вновь в сравнительно стабильную юную платформу.

Е. Д. и А. Е. Шлыгины (1964) предложили в качестве

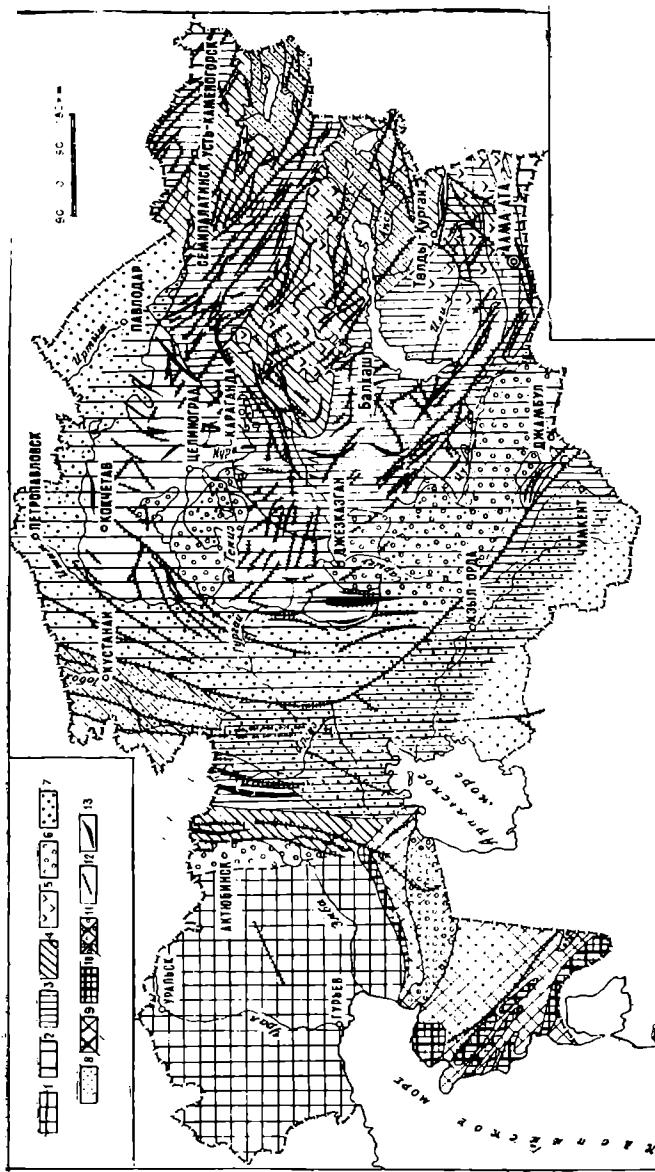


Рис. 25. Схема тектонического районирования Казахстана (по Е. Д. и А. Е. Шлыгным, 1964)

1 — долапеозойская платформа (Прикаспийская впадина); 2—8 — Урало-Сибирский палеозойский складчатый пояс; 2—4 —площади устойчивой каледонской (2) и неустойчивой каледонской (3) и раннегерцинской (4) консолидации, 5—8 — впадины позднегерцинские осадочно-вулканические (5), позднегерцинские молассовые (6), киммерийско-альпийские на эпигерцинской платформе (7) и киммерийско-альпийские на площалях эпигерцинской платформы, вовлеченные в орогенезную зону Средиземноморского складчатого пояса (8); 9—11 — Средиземноморский складчатый пояс; 9 — площади неустойчивой гердинской консолидации, 10, 11 — зоны киммерийских поднятий (10) и прогибов (11) на площалях неустойчивой гердинской консолидации, 12 — разрывные нарушения; 13 — оси важнейших антиклинальных сооружений дачии;

классификационного признака при тектоническом районировании использовать время консолидации земной коры (рис. 25). Во многих случаях оно соответствует главной, или завершающей, фазе складчатости и отвечает переходу к орогенному этапу развития — окончательной инверсии, поднятиям, внедрению крупных гранитоидных масс и смене геосинклинальных осадков орогенными, часто называемыми поздними молассами. Эти авторы отдают предпочтение термину «время консолидации», поскольку переход к орогенному этапу в определенных районах может и не сопровождаться складчатостью и гранитоидным магматизмом, а лишь инверсией и сменой типов отложений (например, в Чу-Балхашском районе).

Пользуясь временем консолидации в качестве классификационного признака при тектоническом районировании территории Казахстана, Е. Д. и А. Е. Шлыгинь предлагают различать области устойчивой и неустойчивой консолидации одной и той же эпохи по длительности периода активных орогенных тектонических движений и магматических процессов. В пределах Казахстана они выделяют область устойчивой каледонской консолидации, в которой активный магматизм завершился в позднем девоне, и область неустойчивой консолидации, где гранитоидный магматизм и местами вулканизм продолжались в карбоне и перми, а тектонические движения в среднем и позднем палеозое были более активными. Последнюю область иногда называют внутренними, или поздними, каледонидами (Маркова, 1964), поскольку она прилегает к области герцинской консолидации и геосинклинальный режим здесь в противоположность первой области продолжался в силурийском периоде.

В работе Е. Д. и А. Е. Шлыгиных (1975) получили дальнейшее развитие идеи Н. Г. Кассина о линейно-блоковом строении Казахстана, исходя из которых они выделяют в казахстанской части Урало-Монгольского складчатого пояса линейные зоны и блоки, заключенные между этими зонами (рис. 26). При этом подчеркивается, что и линейные зоны и блоки испытывают попеременно то погружение, то поднятие. Возникновение указанных структурных элементов, формирование в их пределах тех или иных геологических формаций и складчато-разрывные дислокации, по мнению Е. Д. и А. Е. Шлыгиных, определяются сложным сочетанием глубинных и гипергенных процессов в каждом из выделенных структурных элементов, а также космическими причинами, вызывающими деформацию геоида и, следовательно, горизонтальные перемещения отдельных блоков и обновление глубинных разломов. Этими исследователями высказано предположение о том, что сеть глубинных разломов, начавших развиваться в

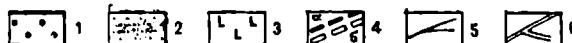
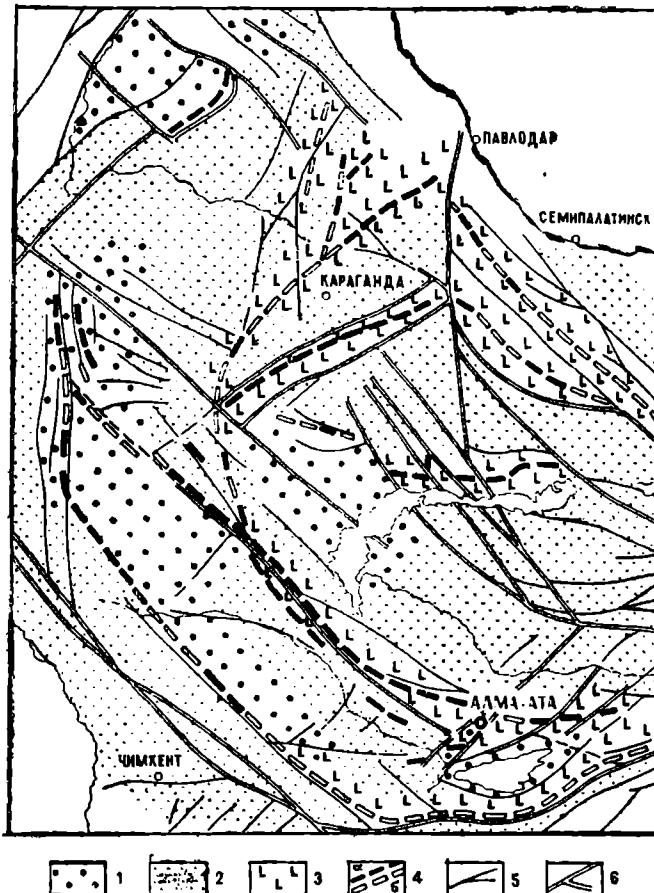
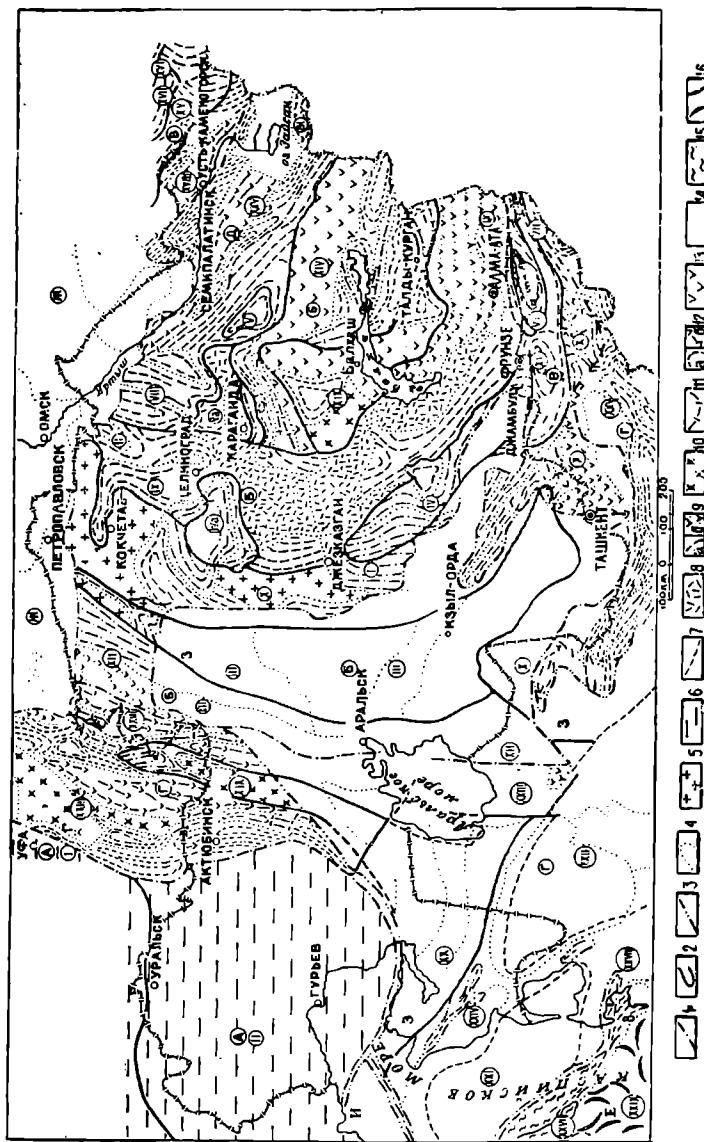


Рис. 26. Схема линейно-блочного строения Центрального и Южного Казахстана в кембрийское — ранноредовикское время (по Е. Д. и А. Е. Шлыгинным, 1975)

1, 2 — относительно устойчивые блоки (1 — участки воздымания и слабого погружения, 2 — участки постоянного погружения); 3 — зоны спилито-диабазового и спилито-кератофирового вулканизма; 4 — глубинные разломы, разделявшие блоки, с ультрамагмитами (а) и без них (б); 5 — крупные разломы; 6 — крупные разломы, по которым после ордовика блоки переместились

позднем протерозое, четко проявилась в кембрийском периоде.

Линейные структурные элементы на современном депуляционном срезе земной поверхности Казахстана фиксируются полосами развития офиолитовой формации или только зонами



ригности спилито-диабазовой и спилито-кератофировой формации без ультрамафитов. Авторы выдвигаемых представлений указывают, что такие пояса нередко продолжают офиолитовые зоны внутри относительно поднятых и наиболее устойчивых блоков западной части Центрального Казахстана. Далее предлагается не именовать блоковые структурные элементы ни геоантиклиналями, ни срединными массивами, так как эти блоки обладают значительной шириной и изометричными формами в плане и нередко прогибаются, являясь площадями накопления мощных осадков и последующей складчатости. Блоки прогибаются неравномерно.

Рис. 27. Схема тектонического районирования Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик (по В. Ф. Беспалову, 1975)

1—4 — границы: 1 — складчатых областей и древних платформ, 2 — складчатых систем и срединных массивов, 3 — плит молодых платформ, 4 — тектонических форм третьего порядка; 5 — область карельской складчатости (чехол древней платформы); 6—9 — области каледонской складчатости; 6 — байкальский комплекс в ядрах антиклиниорев, 7 — геосинклинальный комплекс и нижняя моласса, 8 — верхняя вулканогенная молassa, 9 — комплекс наложенных прогибов (*а* — осадочный, *б* — вулканогенный); 10—13 — области герцинской складчатости: 10 — байкальский и 11 — нижнепалеозойский комплексы в ядрах антиклиниорев, 12 — геосинклинальный комплекс (*а* — осадочный, *б* — вулканогенный), 13 — молassa вулканогенная; 14 — область молодой платформы (плиты); 15, 16 — область альпийской складчатости (15 — комплекс складчатых систем, 16 — современные геосинклинальные прогибы). Тектонические структуры первого и второго порядков. Область карельской складчатости. А — Восточно-Европейская платформа: I — Русская плита, II — Прикаспийская впадина. Области каледонской и герцинской складчатости. Б — Казахстанская складчатая область. Каледонские складчатые системы и срединные массивы. Срединные массивы: III — Урало-Казахстанский (Тургайский), IV — Чуйский (Моюнкумский), IVa — Тенизский, V — Акбастауский, Va — Баянаульский, VI — Иссык-Кульский, VII — Сарыджасский. Складчатые системы: VIII — Чингиз-Тарбагатайская, IX — Ерементау-Заилийская, X — Улутау-Срединно-Тянь-Шаньская, XI — Северо-Тянь-Шаньская, XII — Тургайская. Герцинские складчатые системы и срединные массивы. Срединные массивы: XIII — Балхашский (Атасу-Джунгарский). Складчатые системы: XIV — Джунгаро-Балхашская. В — Алтае-Саянская складчатая область. Каледонские складчатые системы: XV — Горноалтайская, XVI — Западно-Саянская, XVII — Салаирская. Герцинские складчатые системы: XVIII — Рудноалтайская. Г — Урало-Южно-Тянь-Шаньская складчатая область. Герцинские складчатые системы и срединные массивы. Срединные массивы: XIX — Мугоджарский, XX — Северо-Устюртский, XXI — Центрально-Каспийский, XXII — Каракумский. Складчатые системы: XXIII — Уральская, XXIV — Мангышлакская, XXV — Южно-Тянь-Шаньская. Д — Обь-Зайсанская складчатая область. Герцинские складчатые системы: XXVI — Зайсанская. Область альпийской складчатости и современных геосинклинальных прогибов. Е — Копетдаг-Кавказская складчатая область. Складчатые системы: XXVII — Большого Кавказа, XXVIII — Копетдага. Геосинклинальные прогибы: XXIX — Южно-Каспийская впадина. Области эпипалеозойской (молодой) платформы (щиты молодой платформы на схеме не выделены). Плиты: Ж — Западно-Сибирская, З — Туранская, И — Скифская

Палеотектонический режим кембрия выдвигается как наиболее типичный момент деления территории Казахстана на линейные структурные элементы и блоки. В качестве тектонотипа рассматривается Ерементау-Залийская зона разломов (эвгесинклиналь, по В. Ф. Беспалову), которая обособляет группы западных и восточных блоков. Эта зона трассируется на севере, в Ерементау-Ниязских горах, площадями развития кремнисто-базальтовой формации и отчасти массивами ультрамафитов. Ее продолжение намечается к северу от г. Каражал. Далее через некоторый промежуток она отчетливо выражена Джалаир-Найманским разломом и поясом ультрамафитов. Южнее зона, разворачиваясь в субширотном направлении, уходит в Залийский Алатау.

На западе Центрального Казахстана обособились относительно устойчивые блоки, которые частично имели тенденцию к погружению, а частично — к относительному вздыманию: Кокчетавский, Сарысу-Тенизский, Чуйский, Улутау-Карсакпайский, Карагатуский. Эти блоки разделяются глубинными разломами, тектоническая жизнь которых далеко не всегда сопровождалась развитием сопутствующих прогибов. Здесь полностью или почти полностью отсутствовали излияния эфузивных масс инициального типа, а в основном формировались маломощные осадки без перерывов. Отвечающие этим блокам структурно-формационные зоны выделяются как многоесинклинальные.

Инверсионный этап, начавшийся в раннем ордовике, привел в Ерементау-Залийской зоне к складкообразованию в оphiолитовых поясах и в прогибах с вулканитами. В результате линейные прогибы были превращены в антиклиниории. При этом складчатость внутри блоков не проявлялась. Подчеркивается, что западная группа блоков отличалась более высокой мобильноностью, чем восточная. В ордовике прогибы развивались по периферии возникших антиклиниориев, накладываясь на краевые части блоков, причем терригенные и вулканогенные прогибы располагались на разных крыльях поднятий. Дальнейшая эволюция шла путем деконсолидации древних блоков, их вовлечения в геосинклинальные прогибы и новой консолидации после складчатости. Возникновение каледонского консолидированного массива определило новую форму линейно-блокового строения Казахстана на орогенном этапе, отличающуюся от ранней. В то же время положение сети важнейших разрывов сохранилось, и они развивались унаследованно.

Наиболее детальный тектонический анализ геологического строения Казахстана произведен В. Ф. Беспаловым при составлении им тектонической карты масштаба 1:1 500 000 (рис. 27). В основу составления тектонической карты положен

принцип выделения складчатых структур, возникших на месте геосинклиналей, развившихся в течение определенных тектонических эпох: карельской, байкальской, каледонской, герцинской, т. е. В. Ф. Беспаловым также сохраняется принцип, учитывающий время проявления главной фазы тектогенеза, приводящей к замыканию геосинклиналии.

Соответственно указанным принципам тектонического расчленения на территории Казахстана выделяются области карельской, каледонской и герцинской складчатости. Складчатые структуры байкальского возраста составляют основание (фундамент) палеозойских складчатых систем. Байкальские структуры обнажаются в ядрах палеозойских антиклиниориев. В зонах развития оphiолитовых комплексов древнее складчатое основание не установлено. Карельские складчатые структуры слагают фундамент юго-восточной части Восточно-Европейской платформы.

Каледонские складчатые сооружения занимают основное место в системе палеозойд Казахстана. На структурах каледонид несогласно залегает среднедевонско-триасовый складчатый комплекс, выделенный В. Ф. Беспаловым вслед за Н. С. Шатским (1940) в комплекс наложенных прогибов. Этот комплекс дислоцирован в германотипные формы. А. В. Пейве и В. М. Синицын выделяли эти формы как вторичные геосинклиналии. Некоторые исследователи их относили к платформенным или квазиплатформенным структурам. Вулканические образования, слагающие эти структуры, по мощности не уступают геосинклинальным формациям.

Районы, где геосинклинальное развитие, начавшись в кембро-ордовике, продолжалось в среднем палеозое, определены как герцинские складчатые системы. Они отличаются от каледонских полным морским разрезом силурийских и девонских отложений. Комплекс наложенных прогибов в герцинских структурах отсутствует. В этих структурах после перерыва следует платформенный покров, общий для области палеозойской складчатости.

В складчатых сооружениях Казахстана выделяются четыре складчатых области: Урало-Южно-Тянь-Шанская, Казахстанская, Обь-Зайсанская и Алтас-Саянская.

Казахстанскую складчатую область составляют следующие складчатые системы и срединные массивы:

а) внешние, раннекаледонские — Урало-Казахстанский (Тургайский) и Сарыджасский срединные массивы, Улутау-Срединно-Тянь-Шанская и Тургайская складчатые системы;

б) внутренние, позднекаледонские — Чуйский (Моюнкумский), Иссык-Кульский, Акбастауский, Баянаульский средин-

ные массивы, Ерементау-Залийская, Северо-Тянь-Шаньская, Чингиз-Тарбагатайская складчатые системы;

в) герцинские — Атасу-Джунгарский (Балхашский) срединный массив, Джунгаро-Балхашская складчатая система.

Внешние каледониды — это наиболее древние и консолидированные структуры Казахстанской складчатой области. Палеозойская история рисует эту область как древнейшую часть континента, поднявшуюся ранее других. Ядро внешних каледонид составляют Урало-Казахстанский (Тургайский) и Сарыджасский массивы, сложенные докембрийскими метаморфитами. Их складчатая структура имеет в общем дугообразную форму, согласную с системой складок палеозоя. Возраст массивов, возможно, раннепротерозойский, так как структура Урало-Казахстанского массива по геофизическим характеристикам близка к структуре Сибирской платформы, а складки байкальского комплекса подчиняются их внешним контурам.

Улутау-Срединно-Тянь-Шаньская складчатая система Казахстанской складчатой области отличается раннепалеозойскими выдержаными линейными складчатыми зонами миогеосинклинального типа и прослеживается от Кокчетавского мегантиклиниория через запад Центрального Казахстана, Большой и Малый Карагату в Срединный Тянь-Шань и далее на восток. В строении системы отмечаются следующие складчатые комплексы: а) байкальский и, возможно, более древние позднего докембра, обнажающиеся в ядрах антиклиниориев; б) каледонский; в) наложенных прогибов (варисский).

Тургайская складчатая система объединяет структуры фундамента Тургайского прогиба, которые сочетают в себе черты строения каледонид запада Центрального Казахстана и герцинид Восточного Урала. Здесь выделяются байкальский, каледонский комплексы, а также комплексы наложенных прогибов. Нижние комплексы установлены по отдельным обнажениям и буровым скважинам. Они сопоставляются с рифеем и кембрием Улутау-Срединно-Тянь-Шаньской складчатой системы. Основную часть вскрытой площади Тургайской складчатой системы слагают среднедевонско-триасовые вулканогенно-осадочные комплексы наложенного прогиба, разделенные саурской и московской складчатостями на три этажа.

Чуйский и Иссык-Кульский массивы внутренней зоны каледонид принадлежат к одному структурному поясу, который, продолжаясь восточнее, видимо, составляет древнее ядро Тянь-Шаня. В центральной части Чуйского массива скважины подсекают метаморфические сланцы предположительно верхнего докембра непосредственно ниже девонских отложений; в восточной части массива мощность вендских, кембрийских и

ордовикских (?) кремнистых, терригенных и карбонатных отложений, залегающих несогласно на докембрий, достигает 2000 м.

Акбастауский массив перекрыт слабо дислоцированными отложениями ордовикского флиша, но на его простирации вскрыты ванадиеносные породы среди структур, сложенных вулканогенным комплексом кембрия. Предполагается, что Акбастауский массив разбит раздвиговыми нарушениями и перекрыт на большей части надвигами эвгеосинклинального комплекса.

В системе эвгеосинклинальных каледонид выделен Атасу-Джунгарский (Балхашский) срединный массив. По-видимому, как таковой он продолжал существовать и в системе герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинали и поэтому включен в герцинскую структуру.

Ерементау-Зайлийская, Чингиз-Тарбагатайская и Северо-Тянь-Шаньская складчатые системы внутренних зон представляют собой эвгеосинклинальные каледониды Восточного Казахстана. Они образуют единый пояс вокруг Балхашского массива и в то же время различаются мощностью и составом отложений. Ерементау-Зайлийская и Северо-Тянь-Шаньская системы имеют согласное расположение с Улутау-Срединно-Тянь-Шаньской и тесно с ней связаны. Чингиз-Тарбагатайская система является структурой алтае-саянского типа. Рассматриваемые системы включают те же складчатые комплексы горных пород, что и системы многоеосинклинальных каледонид: байкальский в ядрах антиклиниориев, геосинклинальный, орогенный и наложенных прогибов.

В целом эвгеосинклинальные внутренние каледониды в отличие от внешних обладают так называемым мозаичным строением. Мозаичность проявляется во взаимном косом расположении отдельных антиклиналей и антиклиниориев, сложенных нижним этажом геосинклинального комплекса, в том числе породами офиолитовой ассоциации. В большинстве случаев, как отмечает В. Ф. Беспалов, нижний геосинклинальный этаж образует короткие блоки, оборванные сбросо-сдвигами, смешенные и повернутые относительно друг друга, однако в целом укладывающиеся в общие линейные зоны согласно с общей складчатостью. Более поздние структуры ордовикского флиша и моласс ордовика и силура нарушены сдвигами меньше, а в карбоне и перми сдвиги не выходят за пределы первых километров. При этом позднекаледонские и герцинские структуры повторяют ориентировку раних каледонид, обволакивают антиклинальные поднятия, сложенные вендом и кембрием, образуя короткие, прихотливо очерченные синклиниории, затушевывая блоковое строение нижнего геосинклинального этажа.

Джунгаро-Балхашская складчатая система объединяет разнородные тектонические структуры преимущественно эвгеосинклинального типа. В целом система подчинена структуре внутренних каледонид, продолжает и завершает их развитие. Граница рассматриваемой складчатой системы с обрамляющими каледонидами проводится по внешнему контуру распространения морских зеленоцветных отложений нижнего девона. Байкальский складчатый комплекс слагает ядра Текелийского, Актауского и Сарысу-Моинтинского (Атасу-Моинтинского) антиклиниориев и представлен маломощными терригенно-карбонатной и липаритовой (субсеквоййтной) вулканогенной формациями. Часто отложения оgneйсованы. Геосинклинальный комплекс разделен на три структурных этажа и сложен мощными морскими зеленоцветными отложениями венда — нижнего палеозоя, включая породы оphiолитовой ассоциации. Силуро-девонские зеленоцветные терригенные и нижнекарбоновые карбонатно-терригенные образования также морские и составляют геосинклинальный комплекс. Орогенный комплекс включает в основном магматические образования верхнего палеозоя — нижнего триаса.

Урало-Южно-Тянь-Шаньская складчатая область занимает пространство между Казахстанской складчатой областью, Восточно-Европейской и Таримской платформами. Складчатые структуры в ней разделены обширными площадями срединных массивов, погруженных под осадочный чехол мезозоя и кайнозоя, на три отдельные складчатые системы: Уральскую, Южно-Тянь-Шаньскую и Мангышлакскую. Из складчатых систем этой складчатой области в пределы Казахстана входят лишь южная часть Уральской системы (Мугоджары) и в полном объеме Мангышлакская.

В ядрах антиклиниорных структур Уральской складчатой системы обнажается байкальский складчатый комплекс, на западе (Башкирский мегантиклиниорий), представленный мелководно-прибрежными терригенными и органогенно-хемогенными, местами эфузивными отложениями. На востоке системы, в пределах эвгеосинклиналей, полные разрезы неизвестны. Видимая часть разреза сложена осадочно-эфузивными образованиями, метаморфизованными в зеленосланцевой (Уралтауский антиклиниорий) и амфиболитовой (Мугоджарский, Зауральский антиклиниории) фациях. Орогенный комплекс байкалид развит только в многоеосинклинальных зонах.

Геосинклинальный комплекс уральских складчатых зон включает отложения от венда или низов кембрия до среднего карбона. В эвгеосинклинальных зонах (на востоке Урала) он имеет вулканогенный состав, а во всех остальных зонах сложен терригенными, карбонатно-терригенными образова-

ниями с подчиненными прослойями вулканитов. Породы орогенного комплекса в Мугоджахах распространены неравномерно. Основной район их накопления — Предуральский передовой прогиб, затем внутренние впадины в пределах собственно складчатого Урала.

Дальнейшее развитие идеи тектонического районирования по принципу выявления возраста завершающей складчатости и особенностям палеотектонического режима получили в работах А. А. Абдулина, Ю. А. Зайцева и др. (1973) при разработке легенды к тектонической карте палеозоид Казахстана масштаба 1:1 500 000 («Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий». Главные редакторы А. А. Абдулин, Ю. А. Зайцев, 1976). В легенде прежде всего учтено, что геосинклинальное развитие палеозоид Казахстана и сопредельных территорий Средней Азии закончилось в разное время. Большое внимание уделено правильному выбору фазы складчатости, по которой определяется время консолидации. Именно по этому вопросу чаще всего возникают дискуссии, так как эпоха завершающей складчатости охватывает длительный период и включает несколько тектонических фаз от инверсий и до последних затухающих складчатых движений орогенного этапа. При этом время проявления тектонических фаз орогенного тектогенеза бывает не всегда выдержано даже в одной складчатой системе. Кроме того, не все местные угловые несогласия могут иметь тектоническую природу, а выбор фазы довольно произволен, поскольку ни интенсивность, ни широта распространения еще не могут быть основанием, чтобы считать ту или иную фазу ведущей в завершающей складчатости. Следует учитывать также, что на поднятиях орогенного этапа, где отсутствуют орогенные комплексы, орогенные складчатые фазы почти не фиксируются, хотя о их проявлении свидетельствуют интрузии гранитоидов. Поэтому за четкий репер предлагается принимать начало эпохи завершающей складчатости.

Такими реперами тектонического режима в одних районах считаются раннекаледонская (таконская) фаза складчатости в конце ордовика, позднекаледонская — в середине силурийского периода и варисцийская. Поздневарисцийская складчатость характерна для Уральской и Южно-Тянь-Шаньской систем. Джунгаро-Балхашская и Иртышско-Зайсанская варисцийские складчатые системы имеют более сложное развитие. Главная складчатость здесь постепенно смешалась в их внутренние части, а последние фазы завершающей складчатости проявились в перми и раннем триасе. Учитывая это, среди палеозоид Казахстана выделяют области ранне- и позднекаледонской, ранне- и поздневарисцийской складчатос-

ти (или ранние и поздние каледониды, ранние и поздние варисциды).

Вслед за проявлением главной складчатости в том или ином районе устанавливались платформенные или близкие к ним условия. Отдельные участки земной коры, где после складчатости без установления платформенного режима вновь возникали геосинклинальные условия, следуя принципу районирования по возрасту завершающей складчатости, отнесены к областям более молодой складчатости, окончательно завершившей геосинклинальное развитие.

Авторы, выделив участки с растянутым орогенным этапом, указывают, что их нельзя параллелизовать с площадями «тектонической активизации», поскольку орогенные этапы не разделяются периодами платформенного (или квазиплатформенного) режима и активная тектоническая жизнь в них не прерывалась. Так, например, развитие Илийского орогенного прогиба продолжалось в девоне, карбоне, позднем палеозое и не прерывалось периодами стабильного режима.

Считается целесообразным разделение палеозоид по палеотектоническому режиму на эвгеосинклинали, хемиэвгеосинклинали и миогеосинклинали в первоначальном значении этих понятий.

В пределах складчатых систем палеозоид выделяются: комплекс основания (фундамент), главные складчатые комплексы, орогенные складчатые комплексы, структурные этажи.

Основание в разных областях имеет различный возраст. На площадях каледонской складчатости Казахстана и Северного Тянь-Шаня оно состоит из докембрийских складчатых комплексов (докарельского, раннекарельского и среднерифейского). В областях варисцийской складчатости основание в основном выведено на поверхность в периферических районах. Здесь оно включает, помимо докембрийских, также отчасти и каледонские складчатые комплексы.

Главные складчатые комплексы выделяются по возрасту проявления главных складчатостей и именуются по соответствующей тектонической эре (например, позднекаледонский складчатый комплекс) или фазе тектогенеза, если фаза прерывает собственно геосинклинальное развитие, сменяемое орогенным этапом (например, саурский и тельбесский складчатые комплексы). Объемы входящих в складчатый комплекс стратиграфических подразделений в разных частях системы могут различаться. Так, например, раннекаледонский складчатый комплекс может включать и позднедокембрийские толщи; варисцийский, в тех случаях, когда отсутствует каледонское несогласие, наряду с толщами среднего и верхнего палеозоя может охватывать и нижнепалеозойские отложения.

Орогенные комплексы включают толщи пород, образовавшиеся в течение орогенного этапа и именующиеся по принципу лежности к определенным частям тектонических эр.

Разный стратиграфический объем структурных этажей, представляющих собой разделенные несогласиями части складчатых комплексов, отражает специфику различных структурно-фацальных зон внутри данной геосинклинальной системы. Выделяются дислоцированные чехлы срединных массивов и платформ. Указывается время деформации структур чехла срединных массивов и платформ, которое обычно соответствует времени складкообразования в соседней геосинклинальной области.

Одним из наиболее важных для Центрального Казахстана является вопрос о структурной позиции районов, где установлены активные дислокации девонских и раннекаменноугольных отложений, их повышенные мощности, но в то же время хорошо выражена позднеордовикская складчатость, выпадают силурийские отложения, отсутствуют или слабо развиты каменноугольные гранитоиды и т. д. Так, Ю. А. Зайцев такие районы (Сарысу-Тенизский водораздел, Большой Каратай) относит к площадям среднегерцинской складчатости (рис. 28).

В качестве основы тектонического районирования в большинстве рассмотренных схем используется «тип геологического разреза» определенных геолого-структурных элементов, т. е. тип «структурно-формационного комплекса» или, что то же самое, тип историко-геологического (формационного) ряда. Наиболее подробная классификация рядов предложена Г. Ф. Ляпичевым («Металлогения Казахстана. Типы структурно-формационных комплексов...», 1977). Обзор существующих схем тектонического районирования казахстанских палеозоид убеждает в том, что между ними нет принципиальной разницы в отношении выделения самих зон; различия в основном касаются трех аспектов: границ складчатых систем и зон, соподчиненности их и понимания стадийности формирования геолого-формационных рядов. Однако разногласия не имеют принципиального значения, а вызваны лишь оттенками смысла, вкладываемого авторами в то или другое понятие, зависят от точности, а главное от определенности в формулировках понятий и строгости формационного анализа.

Тектоническое районирование казахстанских палеозоид, выполненное Г. Ф. Ляпичевым, основывается на представлении, что магматические формации являются не только прямыми и самыми надежными индикаторами тектонической эволюции земной коры, но только они позволяют объективно и однозначно расчленять историко-геологические формационные ряды на части, отвечающие естественной стадийности

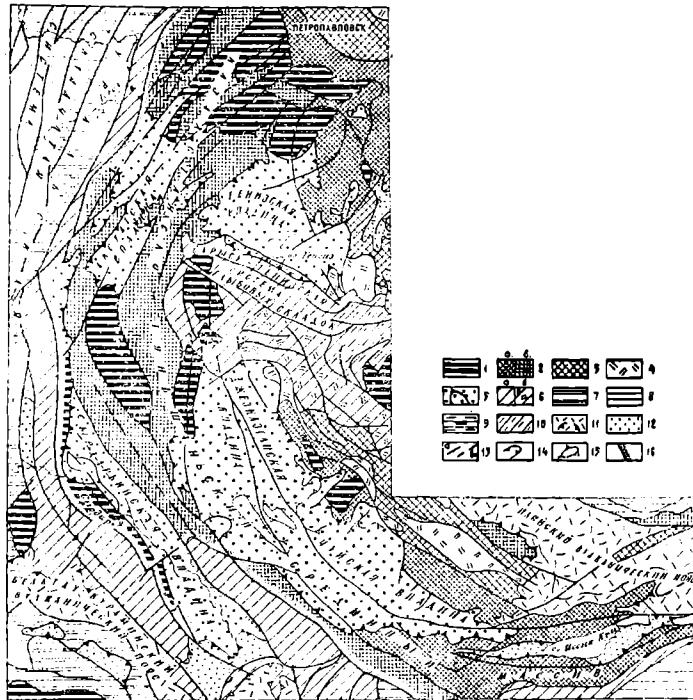


Рис. 28. Схема тектонического районирования домезозойского фундамента Центрально-Казахстанской складчатой области [по Ю. А. Зайцеву (Ханн, 1977)]

1 — наиболее крупные выступы докембрийского гранито-метаморфического фундамента; 2—5 — области каледонской складчатости: 2 — раннекаледонские складчные системы (конец ордовика) эвгеосинклинальные (а) и хемиэвгесинклинальные (б), 3 — позднекаледонские складчные системы (середина силура) эвгесинклинальные, 4 — позднекаледонский (девонский) краевой вулканический пояс, 5 — эпикаледонский дислоцированный чехол Казахстанско-Тянь-Шаньского срединного массива; 6—10 — области герцинской складчатости: 6 — среднегерцинские складчные системы (конец среднего карбона) миогеосинклинальные (а) и эвгесинклинальные (б), 7 — позднегерцинские складчные системы (складчатость в конце карбона) эвгесинклинальные и хемиэвгесинклинальные, 8 — участки более ранней саурской (средневизейской) складчатости внутри поздних варисид, 9 — эвгесинклинальные и хемиэвгесинклинальные, 10 — миогеосинклинальные; 11 — позднегерцинские краевые вулканические пояса; 12 — герцинские орогенные молассовые впадины; 13 — главнейшие разрывные нарушения во всех складчатых комплексах (а) и в каледонском фундаменте (б); 14 — контуры наложенных внутренних впадин, малых краевых прогибов, вулканических поясов; 15 — контуры поднятий внутри впадин чехла; 16 — внешние ограничения Казахстанско-Тянь-Шаньского срединного массива

процесса формирования земной коры, т. е. того процесса, в результате которого возникают геосинклинально-складчатые области.

Вертикальные (историко-геологические) формационные ряды прежде всего делятся на три группы. В одну из групп входят формационные ряды, развитые на древней континентальной коре, а для двух других такое основание не устанавливается. Среди них различаются ряды, содержащие вулканогенные или вулканогенно-осадочные члены оphiолитовой ассоциации и ряды, не содержащие их. Такое расчленение магмоформационных рядов основано на структурно-вещественных признаках, которые легко распознаются и однозначно понимаются. Выделенные три группы рядов не привязаны к каким-либо гипотетическим геотектоническим или тектономагматическим представлениям. Их Г. Ф. Ляпичев называет парагеосинклинальными — ряды с формациями древней континентальной коры в основании, медиогеосинклинальными — все другие ряды без оphiолитовых вулканитов, ортогеосинклинальными — ряды с оphiолитовыми вулканитами.

Формационные ряды выделенных групп классифицируются по набору магматических формаций; по времени появления первых липаритовых и (или) гранитовых формаций, а также формаций щелочно-полевошпатовых или фельдшпатоидных сиенитов и их эфузивных аналогов, по количеству разновозрастных групп липаритовых и (или) гранитовых формаций, формаций сиенитов и (или) трахитов и их фельдшпатоидных разностей. Кроме того, в каждом выделенном по перечисленным признакам типе формационных рядов по соотношению магматического и осадочного материала различаются: а) супермагматические, содержащие преимущественно магматические образования (75—100% общего объема); б) плиомагматические (35—75%); в) миктомагматические (10—35%); г) миомагматические (до 10%).

Построенная по этой классификации геолого-формационных рядов схема общего тектонического районирования казахстанских палеозойдов (рис. 29) представляет собой, в сущности, схему размещения зон с различным составом, строением и возрастом вертикальных формационных рядов.

Для схемы тектонического районирования Г. Ф. Ляпичева, а также некоторых других исследователей (Антонюк и др., 1977; Зоненшайн, 1972 и др.), характерно признание существования земной коры океанического или близкого к нему типа. Однако, признавая возможность существования подобной коры, исследователи нередко расходятся в оценке размеров и форм площадей ее распространения, причин ее появления. А. Е. Шлыгин (1967), впервые предложивший существование океанической коры в пределах Казахстана, не отрицая

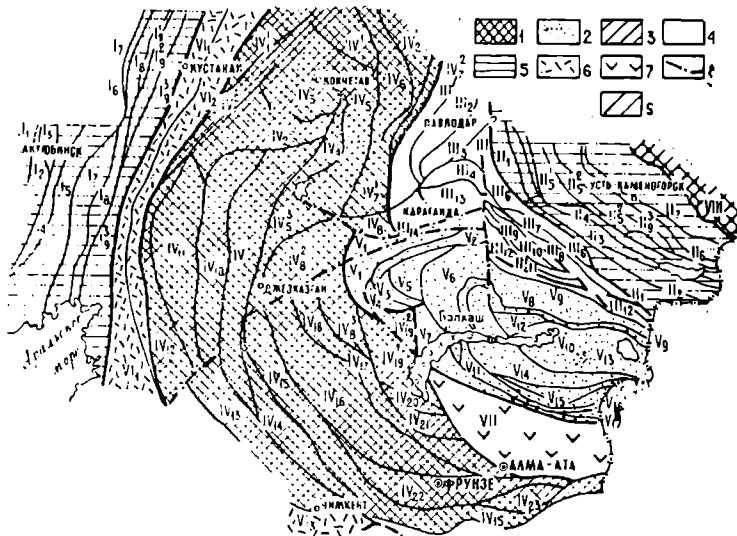


Рис. 29. Складчатые системы и структурно-формационные зоны Казахстанских палеозоид [по Г. Ф. Ляпичеву («Металлогенез...», 1977)]

1—3 — системы мозаичного типа: 1 — Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская, 2 — Джунгаро-Балхашская, 3 — Алтае-Саянская; 4, 5 — системы линейного типа: 4 — Чингиз-Тарбагатайская, 5 — Уральская (I) и Зайсанская (II); 6 — зона сочленения Уральской и Южно-Тянь-Шаньской систем с Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской; 7 — Илийская зона верхнепалеозойского вулканического пояса; 8 — фрагменты некоторых разломов; 9 — границы складчатых систем (a) и структурно-формационных зон (b). Цифрами обозначены структурно-формационные зоны: I — Уральская система, зоны: I₁ — Зилимская, I₂ — Сакмарская, I₃ — Уралтаская, I₄ — Западно-Мугоджарская, I₅ — Урало-Тобольская, I₆ — Карталы-Брединская, I₇ — Улгасын-Джетыгинская, I₈ — Троицкая, I₉ — Кустанайская (подзоны: 1 — Александровская, 2 — Денисовская, 3 — Валерьяновская); II — Зайсанская система, зоны: II₁ — Жарминская (Жарминско-Южно-Саурская), II₂ — Сарсазан-Северо-Саурская, II₃ — Кояндинско-Аркалыкская, II₄ — Чарская, II₅ — Калба-Нарымская (подзоны: 1 — Юго-Западная, 2 — Центральная, 3 — Северо-Восточная), II₆ — Иртышская, II₇ — Рудноалтайская; III — Чингиз-Тарбагатайская система, зоны: III₁ — Ерементауская, III₂ — Бощекольская, III₃ — Кендыктинская, III₄ — Баянаульская, III₅ — Майкинская, III₆ — Аркалыкская, III₇ — Чунайская, III₈ — Центрально-Чингизская, III₉ — Саргалдакская, III₁₀ — Коксентирская, III₁₁ — Акчатауская, III₁₂ — Космуринская, III₁₃ — Северо-Карагандинская, III₁₄ — Темиртауская; IV — Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская система, зоны: IV₁ — Марьевская (подзоны: 1 — Демьяновско-Макушинская, 2 — Стерлитамакская), IV₂ — Калмаккольская, IV₃ — Кокчетавская, IV₄ — Степнякская, IV₅ — Степняк-Жаксыконская (подзоны: 1 — Петропавловская, 2 — Крыккудукская, 3 — Жаксыконская), IV₆ — Аксуйская, IV₇ — Бестюбинская и Приселтинская (1 — Бестюбинская, 2 — Приселтинская), IV₈ — Приатасуйская (блоки: 1 — Прикарагандинский, 2 — Восточно-Сарысу-Тенизский, 3 — Жайльминский), IV₉ — Улутауская, IV₁₀ — Байконурская, IV₁₁ — Южно-

роли раздвигов, допускал возможность метасоматической переработки древней континентальной коры в субокеаническую в относительно узких зонах. Р. А. Антонюк, Г. Ф. Ляпичев и др. (1977), Г. Ф. Ляпичев («Металлогенения...», 1977) предполагают существование на определенных площадях реликтов океанических акваторий. Л. П. Зоненшайн (1974) высказал мысль, что «среднепалеозойские океанические бассейны... являются аналогами либо средиземных, либо окраинных морей», а в рифейско-раннепалеозойское время к востоку от Кокчетавского массива и гор Улутау существовал Азиатский палеоокеан.

Помимо рассмотренных принципов тектонического районирования территории Казахстана, в основе которых лежит концепция геосинклинальной эволюции земной коры в модификациях фиксистских и мобилистских гипотез, в последние годы предложены новые принципы тектонического районирования, базирующиеся на своеобразных теоретических представлениях.

Так, например, Г. Н. Щерба развивает представление о ступенчатом развитии земной коры (рис. 30): в течение истории Земли на разных участках литосферы возникают и проходят определенный цикл развития глубинные подвижные зоны. В результате формируется геотектоноген — новая геологическая структура, уходящая корнями в мантию. Своим строением она отличается от соседних блоков. Понятие «геотектоноген» объединяет складчатые и магматические пояса и блоки земной коры, орогены, глубинные разломы, зоны «активизации», линейные геосинклинали и т. п., представляющие лишь отдельные формы и стадии развития геотектоногенов. По возрасту выделяются рифейские, каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские геотектоногены, часто развивающиеся унаследованно с образованием полициклических их разновидностей.

Тургайская, IV₁₂ — Среднесырдарьинская, IV₁₃ — Карагатауская, IV₁₄ — Малокаратауская, IV₁₅ — Терскойская, IV₁₆ — Чуйская, IV₁₇ — Жалаир-Найманская, IV₁₈ — Кенжебайская, IV₁₉ — Западно-Моинтинская (1 — Бурунтауский и 2 — Кызылэспинский блоки), IV₂₀ — Сарытумская, IV₂₁ — Жельтауская, IV₂₂ — Агалатас-Чонкеминская, IV₂₃ — Иссык-Кульская; V — Джунгаро-Балхашская система, зоны: V₁ — Атасу-Нуринская, V₂ — Южно-Успенская, V₃ — Акжал-Аксоранская, V₄ — Атасу-Моинтинская, V₅ — Жаман-Сарысуйская, V₆ — Токрауская, V₇ — Восточно-Моинтинская, V₈ — Калмакэмель-Баканасская, V₉ — Причингизская, V₁₀ — Северо-Саянская, V₁₁ — Котырасанская, V₁₂ — Северо-Балхашская, V₁₃ — Северо-Джунгарская, V₁₄ — Саркандская, V₁₅ — Центрально-Джунгарская, V₁₆ — Бороталинская, V₁₇ — Южно-Джунгарская; VI — зоны сочленения Уральской и Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской систем: 1 — Боровская, 2 — Убаганская; VII — Илийская зона верхнепалеозойского пояса; VIII — Алтае-Саянская система

В развитии геотектоногенов выделяются три стадии. Особенности тектонических режимов каждой из стадий выражены в своеобразии формационных тел, в морфологии

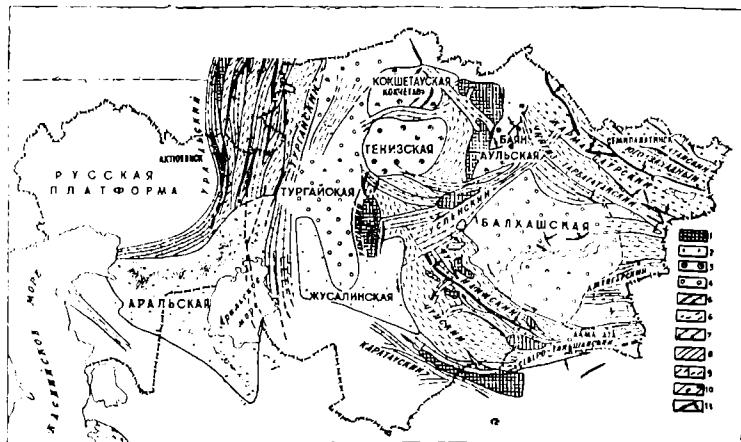


Рис. 30. Обзорная схема размещения основных геотектоногенов, металлогенических провинций и поясов Казахстана. Составил Г. Н. Щерба, 1970

1 — выступы континентальной коры докембра; 2—4 — металлогенические провинции (на месте каркасных геотектоногенов): 2 — каледонские и 3 — каледонско-герцинские на протерозойском основании, 4 — герцинские на каледонском основании; 5—10 — металлогенические пояса (на месте линейных геотектоногенов): 5 — каледонские, 6 — каледонско-герцинские, 7 — герцинские, 8 — герцинско-киммерийские, 9 — киммерийские (магматогенные, седиментные), 10 — альпийские; 11 — зоны прорезий гипербазитов из метабазальтового слоя; стрелками показано направление движения

структур. Так, например, структурно-формационные геотектоногены характеризуются поясовым развитием определенной группы формаций — осадочных (геосинклинальных, геоантеклинальных, платформенных), вулканогенно-осадочных. Структурно-магматические геотектоногены — пояса вулкано-плутонические, интрузивные, разделяющиеся по составу магматитов (геомагматогены). Структурные геотектоногены — пояса линейной складчатости, трещиноватости (дизъюнктивов), грабенов, разнофациального динамотермального метаморфизма.

Учитывается существующая номенклатура структурных форм. Кроме того, различаются линейные и каркасные геотектоногены. К линейным геотектоногенам относятся Успенская тектоническая зона, Чу-Илийский, Алтайский, Тянь-Шаньский, Чингиз-Тарбагатайский и другие, к каркасным — Балхашский, Кокчетавский и другие.

При формировании геотектоногенов возникают магмати-

ческие пояса (в линейных) и магматические узлы (в каркасных), каждый из которых отличается определенной последовательностью и набором формаций и серий магматитов. Каркасные геотектононогены развиваются обычно по более древним блокам, рассеченным глубинными подвижными зонами третьего-четвертого порядков разных направлений с относительно ограниченными амплитудами вертикальных движений, но интенсивной магматизацией. Характерны пропитывания блоков древних пород молодыми магматитами, внутренняя неоднородность, «стертость» чисто геосинклинальных признаков, преобладание восходящих сводово-блочных движений. Различаются геотектононогены и по типу структур основания.

В Казахстане Г. Н. Щерба выделяет следующие геотектононогены, которые в современном структурном плане рассматриваемой территории представляют собой в целом горст-антиклинальные системы: Уральский, Улутауский, Чу-Илийский, Чингиз-Тарбагатайский, Алтайский юго-западный, Тектурмасский, Джунгарский, Северо-Тянь-Шаньский, Северо-Прибалхашский.

В качестве примера иного понимания механизма образования складчато-разрывных структур Казахстана, а следовательно, иного теоретического подхода при районировании этих структур можно привести представления Б. С. Зейлика (1975, 1976) о космогенной природе ряда структур Казахстана. К космогенному типу структур он относит кратер Ишимской структуры (фрагментом которого являются Тенизская впадина размером в поперечнике до 350 км), кратер Прибалхашско-Илийской структуры (351×720 км), Токраускую структуру, Инталы, Каиско-Чуйскую, Джезказгансскую, Горномангышлакскую, Северо-Каспийскую, Южно-Прибалхашскую, Жуантобинскую, Северо-Коунрадскую и др. Эти структуры хорошо выражены на картах аномального магнитного поля.

Аномалии магнитного поля, фиксирующие космогенные структуры, по мнению Б. С. Зейлика, обусловлены магматическими магнитно-активными телами, возникшими на фоне инверсий магнитного поля Земли в зонах дугообразных кольцевых и полукольцевых, а также прямолинейных и прямолинейно-ломанных радиальных глубинных разломов, которые возникли в результате катастрофических взрывов при столкновении с Землей метеоритов, астероидов или комет. С формированием взрывных космогенных кратеров связано образование кольцевых и радиальных разломов, которые распространяются на большие расстояния от кратера, значительно превышающие его поперечник. Эти сопряженные со взрывным космогенным кратером структуры, представленные в форме грабенов и глыбовых складок, образуют внешнюю

широкую (до 120—200 км в поперечнике) непрерывную рифтовую зону, окружающую кратер, и хорошо запечатлены в радиально-кольцевом магнитном поле. Б. С. Зейлик отмечает, что отдельные формы космогенных структур не всегда четко выражены в магнитных аномалиях. К таким формам относятся блоки древних комплексов в зоне центральных куполов, центробежные надвиги, окружающие кратеры, и др. Эти структуры можно проследить на примере Токрауской космогенной структуры. По его мнению, в центральном поднятии Токрауской структуры обнажены докембрийские (?) кристаллические сланцы и кварциты, а по соседству с этим древним комплексом расположены типичные импактиты. Необходимо, однако, отметить, что в кристаллических сланцах никаких следов ударного метаморфизма обнаружить не удалось.

В настоящее время установлено, что импактиты действительно образуются при столкновениях с Землей метеоритов, астероидов, комет. Выявлено немалое количество участков распространения импактитов на территории СССР, в частности, и в Казахстане. Изучать эту группу пород, безусловно, необходимо, но вместе с тем следует подвергнуть сомнению представление, допускающее преобладающую роль ударно-взрывных процессов космогенной природы в формировании складчатых сооружений Казахстана.

Из приведенного обзора работ, посвященных тектоническому районированию территории Казахстана, можно видеть, что во взглядах большинства исследователей не существует столько-нибудь принципиальных разногласий. Общим для большинства исследований является исторический подход к вопросу тектонического районирования территории Казахстана. Этот принцип, как отмечает В. Ф. Беспалов, заключается в том, что за основу структуры земной коры континентов принимаются складчатые системы, возникшие на месте геосинклиналей, развившихся в течение определенной тектонической эпохи (карельской, каледонской, герцинской, альпийской). Существуют разногласия лишь в определении возраста завершающей фазы складчатости и, следовательно, в понимании временного объема эпигеосинклинально-орогенного структурного комплекса. Исключение из рассмотренных представлений составляют работы Г. Н. Щербы и Б. С. Зейлика. В вопросе формирования основных структур Казахстана эти авторы стоят на совершенно иной теоретической позиции.

Если о причинах различия в строении крупных геологических элементов Казахстана и особенностях их геологического развития, так же как и о положении некоторых границ, существуют различные представления, то в выделении самих элементов большинство тектонистов придерживается единого мнения. Следуя ему, территорию Казахстана можно

отнести, как уже сказано, к двум глобальным структурным элементам фанерозоя: Восточно-Европейской платформе и Урало-Монгольскому складчатому поясу.

Из крупных структурных элементов Восточно-Европейской платформы к Казахстану относится только Прикаспийская впадина — очень своеобразный элемент, специфически развивавшийся в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя и отличающийся от других районов платформы глубинным строением.

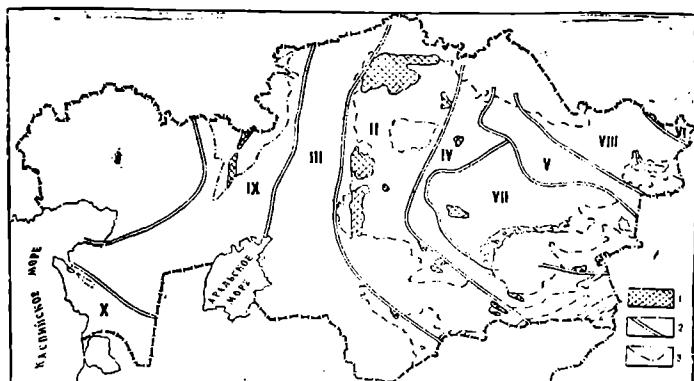


Рис. 31. Схема размещения региональных досреднетриасовых (для Манышлака — доюрских) геолого-структурных элементов

1 — выходы архейско-протерозойского фундамента каледонских и герцинских складчатых систем; 2 — границы региональных досреднетриасовых (для Манышлака — доюрских) геолого-структурных элементов; 3 — границы выходов досреднетриасовых (для Манышлака — доюрских) пород на дневную поверхность. Цифры на карте: I — Восточно-Европейская платформа, Прикаспийская впадина, II—X — Урало-Монгольский пояс: II—IV — каледонские складчатые системы (II — центральные, III — западные, IV — восточные геолого-структурные элементы Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской), V — Чингиз-Тарбагатайская, VI — Алтае-Саянская, VII—IX — герцинские складчатые системы (VII — Джунгаро-Балхашская, VIII — Зайсанская, IX — Уральская), X — Манышлакская

В составе Урало-Монгольского складчатого пояса выделяется несколько складчатых систем (рис. 31). В каледонскую тектоническую эпоху сформировались Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская, Чингиз-Тарбагатайская и заходящая на небольшой площади на территорию Казахстана Алтае-Саянская. Первая обладает сложным строением, и целесообразно рассматривать ее центральные и западные геолого-структурные элементы отдельно от восточных, обладающих специфическими особенностями строения. Герцинские складчатые системы разобщены, выделяются Джунгаро-Балхашская, Зайсанская, Уральская системы. Особое положение занимает Манышлакская складчатая система, консолидация которой

завершилась в позднем триасе. Ее можно относить с некоторыми оговорками к герцинским или рассматривать, как предлагает Е. Д. Шлыгин, в качестве раннекиммерийской.

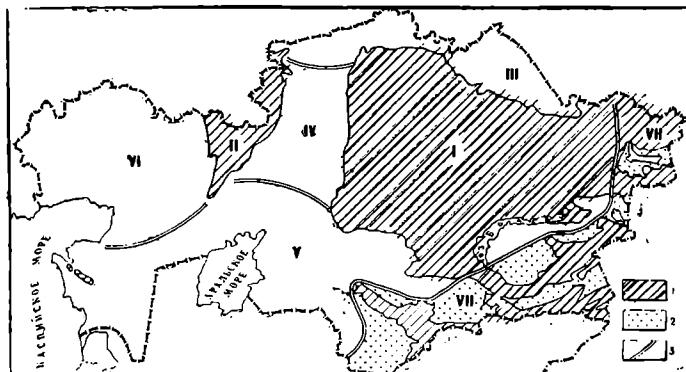


Рис. 32. Схема размещения региональных мезозой-кайнозойских геологических структурных элементов

1 — выходы досреднетриасовых (для Мангышлака — доюрских) пород; 2 — предгорные впадины альпийского эпиплатформенного орогенного пояса; 3 — границы региональных мезозой-кайнозойских структурных элементов. Цифры на карте: I — Казахский щит, II — Мугоджарское (Южно-Уральское) поднятие, III — Западно-Сибирская плита, IV — Тургайский прогиб, V — Туранская плита, VI — Прикаспийская впадина, VII — альпийский эпиплатформенный орогенный пояс

При районировании возникшей после консолидации Урало-Монгольского пояса эпигерцинской платформы на площади бывшего пояса целесообразно описывать отдельно стабильные районы (Казахский щит, Мугоджарское поднятие, Туркменскую и Западно-Сибирскую плиты, Тургайский прогиб) и отдельно альпийский эпиплатформенный орогенный пояс вместе с предгорными впадинами (рис. 32).

Переходя к описанию выделенных крупных геолого-структурных элементов, следует напомнить, что их выделение основано на объективных различиях состава и условий залегания слагающих их геологических образований. Принятое районирование не связано с какими-либо тектоническими гипотезами и допускает различные представления о происхождении тех или иных структурных элементов. Более зависит от тектонических представлений положение границ этих элементов. Они могут проводиться по-разному. Могут изменяться собственные названия или терминологические определения выделенных областей. Однако само обособление рассматриваемых далее крупных геолого-структурных элементов едва ли может вызвать какие-либо возражения.

Глава 4

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА. ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Крайний северо-западный район Казахстана занимает своеобразный геолого-структурный элемент, выделяющийся мощностью горизонтально залегающих отложений кайнозоя, мезозоя, палеозоя и, по-видимому, верхнего протерозоя и широким развитием солянокупольных структур. Этот структурный район получил название Прикаспийской впадины.

Тектоническая природа Прикаспийской впадины окончательно не выяснена, что объясняется ее недостаточной геолого-геофизической изученностью. В 30—40-х годах текущего столетия многие исследователи полагали, что докунгурские породы Прикаспийской впадины собраны в систему антиклинальных и синклинальных складок, возраст формирования которых соответствует герцинской или каледонской эпохам тектогенеза. Одни рассматривали Прикаспийскую впадину как современную геосинклиналь, другие считали ее субгеосинклиналью. В настоящее время большинство исследователей пришло к мнению, что Прикаспийская впадина относится к Восточно-Европейской платформе и представляет собой ее часть с глубоко погруженным фундаментом.

В последние годы на территории Прикаспийской впадины выполнен большой объем региональных сейсмических работ ГСЗ—КМПВ. Обобщение их результатов позволило Н. Я. Кунину, Ю. А. Воложу, В. А. Циммеру и др. (1974) обосновать принципиально иную точку зрения на природу впадины. По их мнению, впадина гетерогенна; ее северо-западная часть расположена на структурах Восточно-Европейской платформы, центральная является реликтовой океанической структурой, а юго-восточная лежит на континентальном массиве, слагающем остов Туранской плиты. Юго-восточная граница Восточно-Европейской платформы проходит вдоль линии выклинивания гранитно-метаморфического слоя, протягивающейся

параллельно северо-западному борту впадины на расстояние 50—100 км к юго-востоку от него.

Данные о крайне малой мощности гранитно-метаморфического слоя или его полном отсутствии на значительной части впадины серьезно подрывают идею о ее принадлежности к Восточно-Европейской платформе. Безоговорочно эту идею можно принять лишь в том случае, если допустить возможность исчезновения этого слоя путем метасоматической переработки земной коры или растяжения в период накопления мощных осадочных отложений. Если предположить гетерогенность фундамента, то придется признать существование постепенного перехода между блоком платформы с мощной континентальной корой и блоком с корой океанического типа и структурное единство разнородных спаянных блоков в течение длительного геологического времени.

Прикаспийская впадина, или синеклиза, понимаемая как область развития солянокупольной тектоники, охватывает территорию, ограниченную с запада Волгоградской, с севера — Жадовской и Илекской флексурами, с востока — Сакмаро-Кокпектинским, с юго-востока — Южно-Эмбенским и с юга — Северо-Каспийско-Астраханским разломами.

Не ясны особенности восточной и юго-восточной границ впадины. По этому вопросу существуют три основных мнения. Одни считают, что Прикаспийская впадина с востока и юга ограничена полосой погребенных краевых прогибов, выполненных верхнепалеозойскими отложениями. Другие полагают, что к югу от ст. Кандагач Предуральский краевой прогиб выклинивается и отсюда через район Южно-Эмбенского максимума проходит полоса глубинных разломов (краевых швов), которая отделяет Прикаспийскую впадину от расположенных к востоку и югу погребенных палеозойских складчатых сооружений. Наконец, третьи предполагают, что Русская плита продолжается далеко на юг в пределы Устюрта, а Прикаспийская впадина с юга ограничена погребенным палеозойским поднятием платформенного типа, которому соответствует полоса положительных гравитационных аномалий (Южно-Эмбенских). Н. Я. Кунин и Р. Б. Сапожников (1969) приводят сейсмические и другие геофизические данные, подтверждающие наличие под Южно-Эмбенским поднятием комплекса фундамента, слагающего остов восточной части Прикаспийской впадины. На этом основании они считают, что Южно-Эмбенское поднятие является структурой типа авлакогена, заложенного на краю платформы и претерпевшего инверсию в палеозое.

По мнению В. П. Аврова, З. Е. Булекбаева, Р. Г. Гарецкого и др. (1969), вдоль южной и восточной границ Прикаспийской впадины протягивается узкий рифейский (?) — средне-

палеозойский перикратонный прогиб, замкнувшийся в предкунгурское время. Существование этого прогиба доказывается аномальным увеличением мощности докунгурских осадков в прибрежной полосе. Предполагается, что между Прикаспийской впадиной и складчатыми сооружениями Урала краевой прогиб отсутствует и, по мнению названных авторов, слепо заканчивается на широте Оренбурга. Основы этих представлений были заложены А. Л. Яншиным (1962), который считает, что Предуральский краевой прогиб в южном направлении постепенно выполаживается и южнее широты Актюбинска исчезает, переходя по простирианию в участок Русской платформы, не вовлекавшийся в прогибание. Он полагал, что поскольку Уральский хребет к югу в позднем палеозое понижался и погружался, постольку не было условий для возникновения параллельного ему компенсационного прогиба на краю платформы. На периклинальном окончании складчатой системы в это время, по его мнению, могли формироваться только периклинальные прогибы, выполнявшиеся молассами. Один из таких прогибов выделен А. Л. Яншиным в Актюбинском Приуралье в полосе развития линейных складок. Характерной особенностью этого прогиба является положение в пределах складчатой зоны — его фундамент образуют смятые в складки палеозойские отложения Зилаирского синклиниория.

Строение фундамента. В геологическом разрезе Прикаспийской впадины выделяются два структурных этажа — фундамент и осадочный чехол. Строение фундамента в связи с глубоким его залеганием изучено слабо. Не только вещественный состав, но и возраст пород фундамента остаются весьма дискуссионными. Первые соображения о возрасте фундамента Прикаспийской впадины приведены в работах Н. С. Шатского, который полагал, что в юго-восточной части впадины в состав фундамента входят породы байкальского комплекса. Такого же мнения придерживался Э. Э. Фотиади. В работах В. С. Журавлева, А. С. Перфильева, Н. П. Хераскова указывается, что фундамент восточной и западной частей впадины разновозрастный. Обращая внимание на особенности магнитных полей, резко отличные для западной и восточной частей, авторы полагают, что на востоке фундамент имеет карельский, а на западе байкальский возраст. Некоторые считают, что на западе фундамент сложен породами архея, а на востоке карелидами или, возможно, саксаганидами. Данные сейсморазведки последних лет подтвердили, что фундамент юго-восточной и западной частей впадины образуют различные по составу комплексы пород. Судя по значениям скоростей и характера изменения их в разрезе и плане, фундамент западной половины впадины сложен метаморфическими и интрузивными породами основного ряда (амфиболиты, габброиды,

анортозиты и др.), а юго-восточной — различными кислыми гнейсами.

По данным Ю. А. Воложа, Р. Б. Сапожникова, В. А. Циммера (1975), в рельефе поверхности фундамента Прикаспийской впадины представляет собой крупную отрицательную структуру. С запада и севера она ограничена областями неглубокого залегания кристаллических пород (3—6 км)

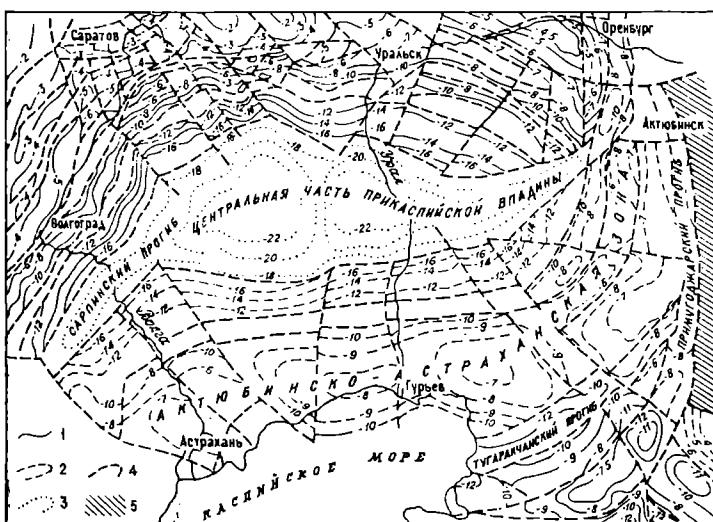


Рис. 33. Гипсометрическая схема поверхности фундамента Прикаспийской впадины (по Н. В. Неволину и др., 1975)

Изогипсы (в км): 1 — преломляющей поверхности с $V_r = 6,2$ — $6,6$ км/с в пределах северного и западного бортов впадины, 2 — с $V_r = 6,2$ — $6,5$ км/с (горизонт Ф) в пределах восточного и южного бортов впадины, 3 — высокоскоростной преломляющей поверхности с $V_r = 6,7$ — $6,9$ км/с; 4 — разрывные нарушения, выраженные в рельефе фундамента уступами; 5 — геосинклинальные образования Урала (Мугоджар) на поверхности

внешней прибрежной зоны, а на востоке обрамляется складчатыми палеозойскими сооружениями Урала и Мугоджар. Южный борт впадины в рельефе поверхности фундамента проявляется нечетко. В целом описываемая поверхность неравномерно погружается от бортов впадины к ее центру. По глубине залегания фундамента, его структуре и предполагаемому вещественному составу в пределах Прикаспийской впадины выделяются две крупные тектонические области: Центрально-Прикаспийская депрессия и краевые ее части (рис. 33).

Центрально-Прикаспийская депрессия имеет площадь

около 240 тыс. км² и представляет собой глубокий прогиб, где поверхность консолидированной коры залегает субгоризонтально на глубинах 18—23 км. В пределах депрессии выделены Хобдинское и Арылсорское поднятия с фундаментом на глубине 19—20 км и Кушумский прогиб. В краевых частях впадины поверхность фундамента залегает на глубинах 5—15 км и погружается в сторону Центрально-Прикаспийской депрессии. Здесь в ее рельефе выделяются Северо-Западная внутренняя прибрежная зона, Восточно-Прикаспийская зона, Северо-Каспийское и Астраханское сводовые поднятия и Восточная краевая зона прогибов. Внутренняя прибрежная зона — это крупная структура, опоясывающая с запада и севера Центрально-Прикаспийскую депрессию. Восточная краевая зона прогибов оконтуривает впадину с востока и юго-востока, примыкая к Уралу. Эта зона состоит из смещенных и приподнятых блоков фундамента, поверхность которого залегает на глубинах 6—10 км. Восточно-Прикаспийско-Астраханская система поднятий занимает восточную часть впадины. На севере она узкой перемычкой отделяется от Соль-Илецкого клина, на юге — Утыбайским выступом от Южно-Эмбенского грабена. Поверхность фундамента Восточно-Прикаспийско-Астраханской системы поднятий обладает наиболее расчлененным рельефом с отметками 6,5—14,0 км. В пределах крупных тектонических элементов (площадью 60—80 тыс. км² каждый) в рельефе поверхности фундамента выделяются выступы (Алгинский, Имбекский, Ачикольский, Бугембайский, Тамдыкольский, Утыбайский, Гурьевский, Новобогатинский, Астраханский) и прогибы второго порядка с амплитудами 1,0—1,5 км, ограниченные, как правило, разрывами.

Строение подсолевого комплекса. В разрезе осадочного чехла Прикаспийской впадины выделяются подсолевой, солевой и надсолевой комплексы. Подсолевой комплекс разделен на два структурных этажа: нижний, доэйфельский, и верхний, эйфельско-артинский. Доэйфельский структурный этаж включает два или даже три структурно-тектонических комплекса: каледонский, байкальский и, возможно, добайкальский, а эйфельско-артинский соответствует герцинскому (Кунин, Волож и др., 1974). В надсолевом структурно-литологическом комплексе выделяются верхнепермско-триасовый, юрско-палеогеновый, среднемиоценовый и плиоценовый структурные этажи.

Породы доэйфельского структурного этажа изучены в основном на северном и северо-западном обрамлениях Прикаспийской впадины, где они представлены отложениями рифея и распространены в депрессиях кристаллического фундамента. Это песчано-сланцевая толща, в нижней части которой встречаются эфузивно-осадочные породы основного

состава. Собственно в Прикаспийской впадине рифейские и, возможно, нижнепалеозойские осадки, выраженные монотонной глинистой толщей, встречены на глубинах около 5000 м в двух скважинах, пробуренных вблизи северного борта. К центру впадины мощность этой толщи может увеличиваться. Возможно и изменение литологического состава пород — появление карбонатных образований.

Отложения эйфельско-артинского структурного этажа изучены более полно. Различные по составу породы вскрыты скважинами как в самой Прикаспийской впадине, так и в прилегающих к ним районах. Девонские отложения во впадине обнаружены в Саратовской и Оренбургской областях. В Саратовской области породы девона встречены на глубинах 4455 и 3418 м. Скважины расположены в пределах собственно Прикаспийской впадины, на северном ее борту, в нескольких километрах к югу от бортового уступа. В одной из них разрез девона начинается со среднего отдела (часть мулинских слоев животского яруса) незначительной мощности (первые метры). Выше залегают аргиллиты кыновско-пашийского возраста, перекрытые нерасчлененной карбонатной толщей девона — нижнего карбона. Мощность верхней, карбонатной пачки (известняки и доломиты) составляет 100 м, нижней, терригенной — 170 м. Эта скважина, вскрывшая всю толщу девонских пород, находится в районе предполагаемого поднятия, чем, видимо, объясняется неполнота разреза. Из него выпали терригенные осадки нижнего девона, обычная мощность которых в пограничных районах составляет несколько сот метров. От среднего и верхнего девона осталась только часть мулинских слоев и терригенная кыновско-пашийская толща. Мощность карбонатной толщи франко-фаменского возраста резко сокращена. Не исключено, что девонские отложения центральной части Прикаспийской впадины имеют в основном терригенный состав. На это указывает закономерное увеличение к югу глинистости толщи девона в Оренбургской области. Терригенный состав девонских отложений характерен и для юго-восточной окраины впадины. В зоне юго-восточного обрамления впадины на Чушкальской, Кокпектинской, Жанасуйской площадях средний девон представлен толщей основных эфузивов и обломочных пород мощностью более 1188 м. Верхний девон состоит из переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников, аргиллитов, мергелей, известняков; вскрытая мощность 1600 м.

Отложения карбона на разную мощность вскрыты скважинами на западном, северном, восточном и юго-восточном бортах Прикаспийской впадины. Известны все отделы. Нижний карбон вскрыт только на юго-востоке и севере. На юго-восточном борту нижний карбон сложен мощной толщей терриген-

ных пород (в том числе грубообломочных) турнейского, нижнекарбонового и намюрского ярусов. Общая вскрытая мощность 792 м. По мере продвижения к северу терригенная толща визе — намюра резко выклинивается и замещается карбонатной мощностью 492 м. На северном борту нижний карбон представлен только тульским горизонтом нижневизейского подъяруса и турнейским ярусом. Сложен он в основном терригенно-карбонатными породами мощностью менее 100 м. Карбонатная толща верхнего визе — намюра из разреза здесь выпадает, что, скорее всего, связано с местными изменениями мощностей осадков, вызванными локальными осложнениями структурного плана.

Отложения среднего карбона вскрыты значительно большим числом скважин, чем нижнекарбоновые. Их разрез стратиграфически более полный. Это в основном известняки и доломиты. Терригенные отложения, характерные для нижней части разреза, отнесены к каширскому и верейскому горизонтам. Бурение на западном борту указывает на увеличение мощности терригенных осадков во впадине. Так, на расстоянии 5 км от бортового уступа мощность терригенного комплекса верхнебашкирского подъяруса и верейского горизонта увеличивается по сравнению с региональным значением мощностей этих осадков в Нижнем Поволжье более чем в три раза (с 250 до 930 м). Параллельно с этим возрастает глинистость осадков.

Отложения верхнего карбона Прикаспийской впадины известны по разрезам скважин, пробуренных в прибрежных ее частях, и по выходам этих пород на поверхность в районе Актюбинска. Для них характерны два типа разрезов: карбонатный и терригенный. Карбонатный тип распространен на северо-западе впадины, в ее прибрежной зоне. На восточном борту впадины верхнекарбоновые отложения представлены известняками, ангидритами и аргиллитами. Терригенные породы преобладают в верхней части разреза. Оренбургский ярус сложен аргиллитами с подчиненными прослоями известняков (мощность 130 м), в гжельском ярусе мощностью 158 м развиты ангидриты и известняки. По мере продвижения к востоку количество карбонатных пород уменьшается, и они встречаются только в основании гжельского яруса. С своеобразный разрез вскрыт скважинами, пробуренными к югу от северо-западного бортового уступа впадины. Здесь под галогенными осадками нижней перми залегает пачка (190 м) темно-серых глинистых пород, переслаивающихся с известняками. Возраст ее палеонтологически слабо обоснован. Нижняя ее часть, видимо, фациально замещает мощную (до 1200 м) нижнепермско-каменноугольную карбонатную формацию

внешней бортовой зоны, а верхняя соответствует новой толще, по всей вероятности, отсутствующей на севере.

Нижнепермские подсолевые отложения развиты повсеместно и вскрыты всеми скважинами, достигшими подошвы соли. Представлены они всеми тремя ярусами: артинским, сакмарским, асельским. В пределах впадины установлены три типа разрезов нижней перми: преимущественно карбонатно-сульфатный, карбонатно-терригенный и терригенный.

Первый тип распространен на северном борту впадины, второй — в районе Западного Примугоджарья и Южно-Эм-

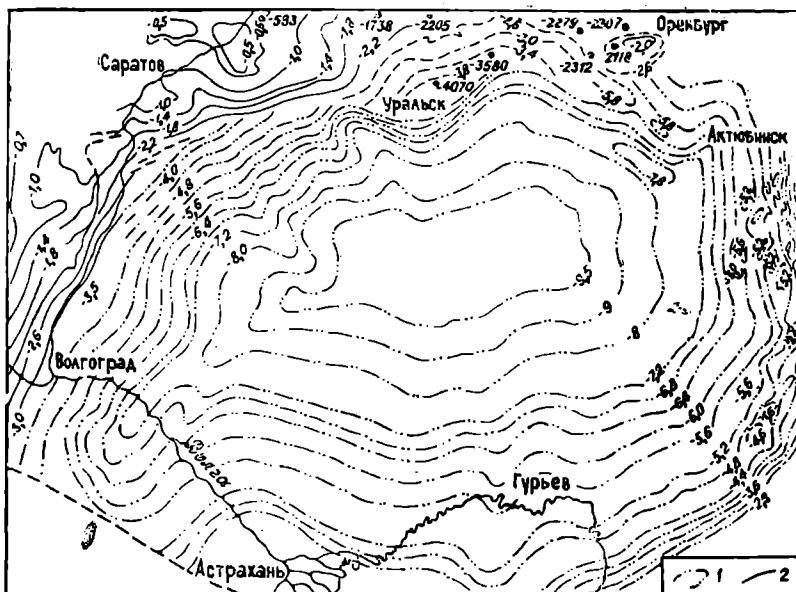


Рис. 34. Гипсометрическая карта докунгурского подсолевого ложа Прикаспийской впадины (по Н. В. Неволину, 1978)

Изогипсы (в км): 1 — по отражающему горизонту D_1 ; 2 — по верейскому горизонту

бенского поднятия, третий — в Актюбинском Приуралье и в Астраханском Поволжье. Суммарная мощность нижнепермских пород достигает 2930 м. Область максимальных мощностей тяготеет к восточному борту впадины (Актюбинское Приуралье). На северном борту, в районе г. Уральска, вскрытые мощности нижней перми не превышают 300—400 м и, возможно, уменьшаются к центру впадины. Вторая зона повышенных мощностей подсолевых нижнепермских пород:

отмечается в районе Астрахани *. Здесь вскрыты терригенно-сульфатные породы сакмарско-артинского возраста суммарной мощностью 2000 м. Увеличение мощности отложений сопровождается возрастанием песчанистости и появлением прослоев грубообломочных пород.

Обобщая сказанное, отметим, что существовавшее ранее мнение о простом строении подсолевого комплекса Прикаспийской впадины, незначительном изменении состава пород и мощности малообоснованно. Скважины, пробуренные в последние годы, показывают, что породы, слагающие впадину, существенно отличаются от одновозрастных отложений внешней прибортовой зоны. По мере продвижения к впадине с севера и запада отмечается некоторое увеличение мощностей всех горизонтов подсолевого комплекса, однако непосредственно за бортовым уступом эта закономерность нарушается. Так, вдоль северо-западного борта впадины резко выклинивается мощная нижнепермская карбонатная формация, выпадают из разреза или резко сокращают мощность карбонатные отложения нижнего карбона и верхнего девона. Последние в районе Оренбурга представлены уже мощной терригенной толщей. Уменьшаются мощности терригенных нижнепермских и верхнекаменноугольных отложений к западу и югу от Актюбинского Приуралья, постепенно замещающихся карбонатно-терригенными породами.

Согласно последним материалам бурения и сейсморазведки МОВ, Прикаспийская впадина по поверхности подсолевого ложа представляет собой изометрическую, близкую к округлой структуру (рис. 34). Центральная депрессия в ней несколько смешена к северо-западу, вследствие чего южный и юго-восточный борта впадины более пологие, а северо-западный крутой. Границы между центральной и бортовыми частями впадины нечеткие и условно проводятся по изогипсе минус 7000 м. В пределах северо-западного борта выделяются внешняя и внутренняя прибортовые зоны. Граница между ними проходит по бортовому уступу, которому соответствует флексурное погружение кровли подсолевых отложений и резкое увеличение мощности надсолевого комплекса. На юго-восточном борту впадины аналогом внешней прибортовой зоны является область неглубокого залегания подсолевых отложений (соответствующая северному склону Южно-Эмбенского палеозойского поднятия), ограниченная с северо-запада флексурным погружением кровли подсолевых отложений от 3 до 4 км. Эта зона уверенно фиксируется по всем сейсмическим профилям от купола Кенкияк на севере до купола Буранколь на юго-западе.

* В районе Астрахани к сакмарско-артинским отложениям относят породы, возраст которых ранее считался кунгурским.

Сравнение гипсометрических карт рельефа подсолевого ложа и фундамента свидетельствует о их значительном структурном несоответствии. Самые резкие различия отмечены на юге и востоке Прикаспийской впадины. Так, зоне неглубокого залегания подсолевых отложений, образующих южный и восточный борта впадины, в рельефе поверхности фундамента соответствует система окраинных прогибов. Утыбайский и Восточно-Прикаспийский выступы кристаллического фундамента в рельефе подсолевого ложа не проявляются. Наблюдаются и более мелкие несоответствия структурных планов. Например, в Актюбинском Приуралье по кровле подсолевых отложений отмечаются антиклинальные складки с амплитудой от 500 до 2000 м, однако, по данным КМПВ, в поверхности фундамента эти складки не проявляются. Преломляющая граница, соответствующая поверхности фундамента, без каких-либо заметных ундуляций моноклинально погружается к востоку, залегая резко несогласно с кровлей артинских отложений. Последнее указывает на то, что складки Актюбинского Приуралья являются внутричехольными и, скорее всего, представляют собой систему чешуйчатых надвигов.

Строение соленосного комплекса. Соленосный комплекс образован каменной солью с прослоями ангидритов, доломитов, калийных солей, а также терригенных пород. Количество несолевых прослоев меняется как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Данные бурения указывают на закономерное изменение состава соленосной толщи от периферии к центру Прикаспийской впадины от терригенно-сульфатно-карбонатного до преимущественно галогенного с маломощными прослоями ангидритов и терригенных пород. В подошве соленосного комплекса, как правило, прослеживается пачка терригенных и карбонатно-сульфатных пород. Скважины под соленосными комплексами вскрывают отложения нижней перми и верхнего карбона. На этом основании возраст соли определяется как раннепермский. В. Д. и Д. В. Наливкины и другие указывают на возможность присутствия в центральной части Прикаспийской впадины второго соленосного комплекса — девонского, однако фактических данных, которые подтверждали бы эту точку зрения, пока нет.

Современное залегание соленосного комплекса своеобразно: он образует крупные локальные скопления соляных пород мощностью до 10 км, в промежутках между которыми их мощность резко уменьшается вплоть до полного выпадения из разреза. Многочисленные следы течения в кернах буровых скважин соляных пород, резкие перепады мощностей свидетельствуют о том, что современные условия залегания соли

определены соляной тектоникой. Первоначально отложения соленосного комплекса залегали пластообразно и были распространены повсеместно. Их начальная мощность в центре впадины, согласно проведенным расчетам, составляла около 5 км и закономерно уменьшалась к краям солеродного бассейна. Характер изменения первоначальной мощности соленосного комплекса был различен. На западе и особенно на севере она увеличивалась исключительно резко (от 1 до 4 км) на расстоянии не более 50 км. На востоке и юго-востоке ее нарастание было более плавным.

Анализ карт срезов показывает, что в центре Прикаспийской впадины, начиная с глубины 4 км, отдельные выступы соляных масс (диапирсы) связаны системой перемычек и образуют единый массив, внутри которого заключены глубокие локальные депрессии (мульды). В некоторых депрессиях надсолевые отложения залегают непосредственно на подсолевых. В прибрежных частях Прикаспийской впадины площади депрессионных зон увеличиваются, а соляные тела становятся более изолированными. Размеры соляных ядер по мере продвижения к области максимальных первоначальных мощностей соленосного комплекса закономерно увеличиваются.

Строение надсолевого комплекса. Разрез надсолевого комплекса пород Прикаспийской впадины единообразен. Это мелководно-морские, прибрежные и лагунно-континентальные отложения верхней перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена. Комплекс начинается пачкой темно-серых загипсованных глин с прослойями ангидритов, гипса, доломитизированных мергелей и песчаников уфимского яруса. Выше ее залегает толща переслаивающихся пестроцветных глин, песчаников и мергелей казанского яруса, внутри которой во внутренних районах впадины встречаются пачки известняков и мергелей, а на западе — прослои каменной соли. Эти породы характеризуют этап завершения соленакопления. Разрез верхней перми заканчивается мощной глинисто-песчанистой толщей татарского яруса. Ее нижняя часть песчанистая и состоит из чередующихся пластов песков, алевролитов, песчаников и глин. Верхи татарского яруса сложены глинистыми породами с редкими прослойками маломощных песчаников и алевролитов.

Триас представлен песчано-галечниками и пестроцветными глинистыми толщами. До недавнего времени предполагалось, что разрез триаса в Северном Прикаспии неполный и в нем отсутствует средний отдел. Согласно данным последних исследований в центральной части впадины присутствуют морские известняки и известковистые песчаники среднего триаса.

В разрезе юры выделяются нижнеюрские отложения,

среднеюрские в объеме ааленского, байосского и батского ярусов и верхнеюрские в составе келловейского, оксфордского, киммериджского, нижне- и верхневолжского ярусов. Нижнеюрские отложения — грубозернистые терригенные породы, содержащие включения галечников. Характерные среднеюрские отложения состоят из песчано-глинистых пород. Верхнеюрская толща сложена в низах глинистыми породами с небольшими прослойями песчаников, а в верхах преобладают карбонатные породы — известняки, глинистые известняки и мергели с редкими прослойями глин.

Меловые отложения представлены всеми ярусами стратиграфической шкалы, начиная с валанжина и кончая датским. Нижний отдел сложен глинами, алевролитами, песками и песчаниками; верхний отдел, исключая сеноманский ярус, на значительной площади Северного Прикаспия выражен мергелями, мелом, известняками. Сеноман повсюду образуют терригенные породы. Турун и сенон восточной окраины впадины выражены глинами, алевролитами, песками и песчаниками, обогащенными известковым материалом. Песчанистость разреза закономерно увеличивается на восток, по направлению к Мугоджарам.

Палеогеновые отложения образуют однообразную глинисто-мергелистую толщу. В состав палеоценовых образований входят опоковидные глины и известковистые алевролиты, эоценовых — преимущественно глинистые породы, олигоценовых — карбонатные глины. Осадки неогеновой системы распространены в западной части Прикаспийской впадины в составе двух ярусов — акчагыльского и апшеронского. Сложены они глинисто-мергелистыми и песчаными породами.

Мощность надсолевых отложений Прикаспийской впадины резко изменяется по площади и прямо зависит от расположения соляных структур. В отдельных межкупольных зонах вертикальная мощность надсолевого комплекса достигает 9 км. Мощность сводного стратиграфического разреза еще больше и составляет, по данным бурения, 15 км. Однако и эта цифра не может рассматриваться как максимально возможная, поскольку наиболее глубокие мульды не разбурены. В целом для впадины характерно постепенное нарастание мощности надсолевого комплекса к центру. Максимальные мощности надсолевых пород отмечены в межкупольных зонах правобережья р. Урал, в районе куполов Индер, Челкар, Круглый, Лебяжинский, минимальные — на восточном борту впадины. Закономерности распределения мощностей осадков отдельных стратиграфических толщ более сложные. Так, отложения плиоцена распространены в основном в западной части Прикаспийской впадины. Их мощности в центральных районах междуречья Урал — Волга достигают 600 м; при этом сохра-

няется тенденция их увеличения в южном направлении, к району г. Астрахани. На этом фоне существуют отдельные мульды типа Новобогатинской, в пределах которых мощности плиоцен-четвертичных отложений достигают 3000 м.

Особенности изменения мощностей юрско-палеогенового комплекса аналогичны. Наибольшие зафиксированы в межкупольных зонах юго-восточного (Южная Эмба) и юго-западного бортов впадины. В этих районах мощность палеогена составляет 700 м, мела — 1800 м и юры — 1800 м. К северу, по направлению к центру впадины, мощность толщи в целом несколько сокращается. Некоторым исключением являются верхнемеловые и верхнеюрские отложения, мощности которых соизмеримы, а верхнеюрские в центре даже несколько больше, чем на юго-восточном борту. Увеличение мощности палеогена до 2500 м в отдельных межкупольных зонах отмечается в центральной части междуречья Урал — Волга (Тукбайская мульда).

Верхнепермские и триасовые отложения распространены следующим образом. С востока, юго-запада и северо-запада впадина обрамляется зонами, где отложения пермо-триаса отсутствуют. По мере продвижения к центру мощность этих отложений увеличивается. Особенности нарастания мощности неодинаковы. На востоке она увеличивается резко: на расстоянии всего лишь 15—20 км мощность верхней перми и триаса изменяется от 0 до 5000 м. На западе мощность нарастает постепенно: во внешней бортовой зоне выделяется полоса мощностью до 500 м, непосредственно за бортовым уступом она достигает 4000 м. Максимальную мощность пермо-триасовая толща имеет в центре впадины, где в большинстве межкупольных зон, по данным сейсморазведки, она составляет 4500 м, местами до 6000—6500 м. Примечательно, что мощность пермо-триаса в центральных районах впадины соизмерима с мощностью одновозрастных осадков в районах, непосредственно примыкающих к Уралу. Не менее интересно значительное увеличение мощности верхнего триаса в восточном направлении. Хобдинская скважина вскрыла отложения верхнего триаса мощностью 1430 м, в Аралсорской скважине эти же породы имеют мощность 467 м.

Полнота стратиграфического разреза надсолевого комплекса и его значительная мощность указывают на преимущественное погружение Прикаспийской впадины в течение поздней перми, мезозоя и кайнозоя. Перерывы в осадконакоплении были непродолжительными и затрагивали лишь своды куполов. Для надсолевого разреза характерно большое количество угловых несогласий. Наиболее резкие установлены на границах структурных ярусов. Они прослеживаются повсеместно как в сводах куполов, так и в межкупольных зонах и по

времени совпадают с региональными перерывами в осадконакоплении, имевшими место в конце позднего триаса — начале юры, в конце юры — начале раннего мела и перед поздним плиоценом. Количество и время несогласий и перерывов в различных районах впадины неодинаковы. В ее восточной части несогласия установлены между уфимскими и казанскими, казанскими и татарскими, нижне- и верхнетатарскими, верхнепермскими и нижнетриасовыми, верхнетриасовыми и юрскими, юрскими и меловыми, меловыми и палеогеновыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. В Южно-Эмбенском районе основные несогласия отмечены между пермью и триасом, триасом и юрой, юрой и неокомом, неокомом и аптом. В центральной части впадины поверхности несогласия прослежены в подошве верхнего триаса, подошве неокома, кровле турона, подошве палеогена и подошве неогена. Характерно, что от участка к участку изменяется не только количество поверхностей несогласий, но и их значение. Если на востоке впадины наиболее резкое структурное несогласие отмечено в подошве триаса, то на Южной Эмбе — в подошве юры, а в центре впадины аналогичное по значению несогласие прослежено в подошве неогена.

Для надсолевых отложений Прикаспийской впадины характерны следующие особенности.

1. Надсолевые отложения резко дислоцированы. Они целиком либо частично прорваны солью. На большинстве структур соляными массивами прорвана только часть надсолевого разреза, однако имеются и открытые соляные купола, в сводах которых надсолевые осадки отсутствуют. Купола Восточной прибрежной зоны прорываются, как правило, только верхнепермские осадки, и соляные массивы перекрыты трансгрессивно залегающим триасом. На юго-востоке и юге прорваны уже осадки триаса, а иногда и юры, а в центральной части между речьми Урал — Волга — весь мезозойский комплекс и палеоген. Контакты надсолевых отложений с солью могут быть различными. Различают контакты: несогласный, трансгрессивный, когда соль перекрыта породами более молодого осадочного этапа; разрывной, бокового примыкания (разновозрастные породы надсолевой толщи контактируют с солью без тектонических нарушений). Последний тип контакта устанавливается с трудом, и без специальных литолого-фациальных исследований его невозможно отличить от разрывного. Согласные контакты не характерны для соляных структур Прикаспийской впадины. Они встречаются лишь в области развития слабо выраженных соляных куполов. Гораздо чаще можно встретить контакты разрывного типа и трансгрессивные. Характерны также контакты бокового примыкания. Большинство так называемых вдавленных компенсационных мульд, выполненных

неогеном и палеогеном, контактирует с соляными массивами по типу бокового примыкания. Необходимо отметить, что в пределах даже одной структуры встречаются различные типы контактов. Так, нижние горизонты надсолевого комплекса могут контактировать с солью по разрыву, а верхние — трансгрессивно. Например, на асимметричных куполах Южной Эмбы на пологих крыльях надсолевые породы залегают с солью согласно, а вдоль крутых склонов они приведены в текtonический контакт.

2. Широко распространено мнение, что складчатость надсолевого комплекса ближе всего соответствует понятию прерывистой (по классификации В. В. Белоусова). Однако это справедливо далеко не для всей территории Прикаспийской впадины. Выполненный анализ морфологии складчатых структур различных горизонтов надсолевого комплекса показывает, что характер его складчатости изменяется как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Нижние горизонты надсолевого комплекса повсеместно образуют непрерывную систему отрицательных структур, которые заполняют пространство между соляными массивами. Невозможно указать ни одного участка, в пределах которого первоначальная структура надсолевых горизонтов оказалась бы не нарушенной последующими складчатыми движениями, обусловленными миграцией соли. Поля недислоцированных пород установлены только в верхней части разреза, на участках, расположенных на больших расстояниях от сводов соляных массивов. Такие участки приурочены в основном к краевым частям впадины. Во внутренних районах дислоцированность надсолевых отложений возрастает, а стратиграфический диапазон и площади распространения недислоцированных толщ резко сокращаются. Таким образом, типично прерывистая складчатость характерна только для верхних горизонтов надсолевого разреза. Только в них можно обнаружить положительные или отрицательные структурные формы, возвышающиеся либо, наоборот, опущенные над полем недислоцированных пород.

3. Ведущими отрицательными структурными формами надсолевого комплекса являются разнотипные межкупольные прогибы. Их разнообразие во многих случаях связано с осложнением соляными перешейками, отрогами, отходящими от соляных куполов. В зависимости от глубины залегания и массы соли в перешейках и отрогах структурные осложнения в надсолевых породах проявлены с разной интенсивностью. В плане и разрезе межкупольные зоны зачастую расчленены на несколько изолированных мульд, имеющих облик простых по строению изолированных прогибов. Мульды могут быть упавшими (от прогибов подсолевого ложа), компенсационными (вызванными оттоками соляных масс), остаточными

ми (сформированными в результате поднятия соседних куполов). Для межкупольных прогибов Прикаспийской впадины наиболее характерны компенсационные и остаточные мульды. В зависимости от сочетания мульд, входящих в состав единого межкупольного прогиба, последние имеют различное строение.

Условно выделяют два типа межкупольных прогибов: простые и сложные. Простые состоят из одной или нескольких одновозрастных компенсационных мульд, сложные — из нескольких разновозрастных компенсационных и одной остаточной. По морфологии сложные прогибы разделяются на симметричные и асимметричные. Последний тип, наиболее распространенный, включает две разновозрастные компенсационные мульды, прислоненные к противоположным бортам прогиба. Симметричные межкупольные прогибы имеют в центре одну древнюю компенсационную мульду, окруженную более молодыми. В результате этого на месте древней компенсационной мульды формируется навешеное поднятие, затухающее вниз и вверх по разрезу. В своде таких поднятий залегают более древние толщи, выклинивающиеся на крыльях. Молодые породы, наоборот, имеют минимальные мощности в своде и максимальные на крыльях. Сложные межкупольные прогибы распространены как в центре, так и на окраине Прикаспийской впадины, однако возраст их различен. Сложные межкупольные прогибы прибрежных зон впадины сформированы в пермо-триасовое время, тогда как в центральной части их образование началось не ранее мела и продолжается до настоящего времени. Наиболее активный этап их развития относится к палеогену. Молодые компенсационные мульды (Тукбайская, Новобогатинская и др.) имеют палеогеновый и неогеновый возраст. К пермо-триасовым сложным прогибам относятся межкупольные зоны Аккум — Остансук, Кенкияк — Айрансай, Курсай — Кожасай, Чатырлы — Локтыбай и Западное Примугоджарье, прогибы, заключенные между соляными антиклиналями Актюбинского Приуралья, прогиб, установленный на Уральской площади, и прогибы на Троицкой площади в Илек-Утвинской зоне линейных соляных структур. Примеры палеогеновых сложных прогибов столь же многочисленны. Это межкупольная зона Порт-Артур с осложняющим ее поднятием, сформированным в результате развития палеогеновой компенсационной мульды на ее западном крыле, межкупольные зоны Ащекудук — Аукетайчагыл, Аукетайчагыл — Джабага — Барханский, Антонов — Богатыревский — Карлобанский и др.

4. Надсолевые породы в сводах поднятий собраны в куполовидные, брахиантиклинальные и антиклинальные складки, часто разбитые разрывами. Последние возникают в результа-

те растяжения надсолевых отложений, поэтому наиболее характерны нормальные сбросы. Степень нарушенности сбросами надсолевых пород зависит от интенсивности подъема соляного массива. В восточной части Прикаспийской впадины, где рост соляных массивов в мезозое и кайнозое был незначителен, сбросы отмечены только в отложениях пермо-триаса. Слабо нарушены сбросами и неогеновые породы центральных районов Прикаспийской впадины. Основные сбросы ориентированы по простиранию соляных поднятий. Редко встречается один сброс, рассекающий надсолевые отложения на два крыла. Обычно основному сбросу сопутствует второй, оба они образуют грабен. Основной сброс может быть продолжением крутого склона соляного массива. В таком случае антитетический (подсекаемый) сброс «купируется» в него на глубине. Часто оба сброса упираются в широкий плоский свод соляного массива, и грабен лежит на соляном массиве. Отложения в грабенах падают в сторону сбросов. Грабены часто ветвятся соответственно разветвлению соляных массивов.

5. Над всеми соляными куполами надсолевые породы образуют антиклинальные поднятия. Над некоторыми из них сформированы прогибы. Их образование связано с растворением соли в своде массива и проседанием надсолевых отложений. К такому типу структур, по-видимому, принадлежат так называемые «дизъюнктивные мульды», развитые в сводах соляных антиклиналей Актюбинского Приуралья. Специфической формой отрицательных структур, расположенных под сводами соляных массивов, являются вдавленные компенсационные мульды. Они имеют, как правило, изометричную, резко очерченную в плане форму и со всех сторон окружены выступами соляных пород. Выполнены они осадками неогена и палеогена, мощность которых достигает нескольких тысяч метров. Тектонотипом такого рода структур является Новобогатинская мульда, заключенная между соляными массивами куполов Сугур и Новобогатинск.

Для большей части Прикаспийской впадины созданы структурные карты, освещающие строение куполов и межкупольных зон. Наиболее полно изучено строение мезозой-кайнозойского комплекса, внутри которого повсеместно выделяется несколько опорных сейсмических границ, приуроченных к кровле и подошве мела, подошве юры и одному из горизонтов триаса. Ю. А. Воложем на основе этих материалов построены карты региональной поверхности домелового и допалеогенового комплекса пород (рис. 35).

Поверхность домеловых пород в Северном Прикаспии залегает на глубинах от 100 до 3000 м. Максимальные глубины отмечены на юге, в северной части акватории Каспийского моря, минимальные — на северо-востоке. Здесь домеловые по-

роды обнажены на дневной поверхности. Полоса неглубокого залегания меловых пород протягивается вдоль северо-западного и восточного бортов впадины, откуда к центру глубины повсеместно нарастают. Скорость погружения домеловых по-

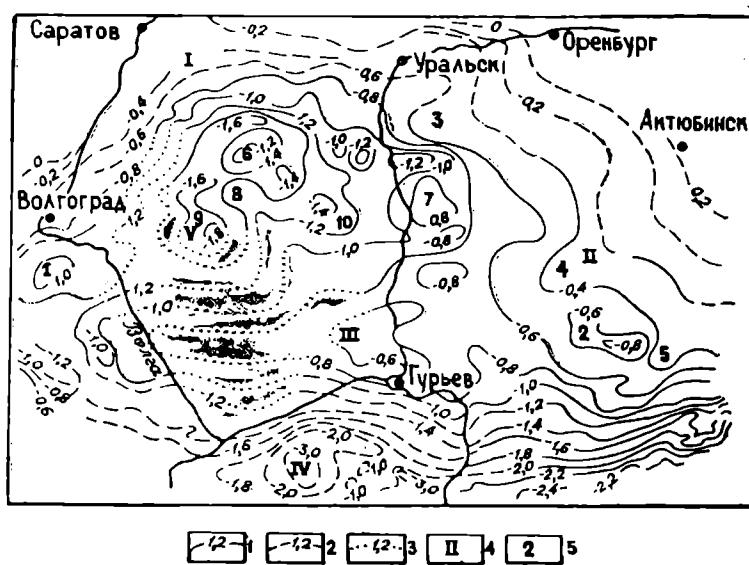


Рис. 35. Региональная карта домеловой поверхности Прикаспийской впадины (по Ю. А. Воложу и Л. В. Журавлевой, 1971 г.)

Изогипсы домеловой поверхности: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые, 3 — условные; 4 — региональные структуры: I — Северо-Западная моноклиналь, II — Восточно-Прикаспийская моноклиналь, III — Прибрежная плакауптиклиналь, IV — Южно-Прикаспийская моноклиналь, V — Центрально-Прикаспийская депрессия; 5 — структуры II порядка: 1 — Волгоградское поднятие, 2 — Сагизский прогиб, 3 — Челкарский структурный нос, 4 — Карабулкельдинский структурный нос, 5 — Ширкалинский структурный нос, 6 — Александровгайское поднятие, 7 — Крыккудукское поднятие, 8 — Ново-казанский структурный нос, 9 — Баскунчак-Эльтонский прогиб, 10 — Кутумский прогиб

род различная. С севера и северо-запада глубины увеличиваются резко, около 1000 м на 100—120 км. На востоке и северо-востоке нарастание глубин происходит постепенно — 500 м на 250 км. На фоне общего моноклинального падения пород в южном направлении в центральной части междуречья Урал — Волга существует локальная впадина глубиной до 600 м. Второе структурное осложнение отмечено на широте г. Гурьева. К югу от этого района поверхность домеловых пород резко увеличивает наклон и круго погружается по направлению к Устьюрту. Таким образом, южный борт Прикаспийской впади-

ны редуцирован и в структуре мезокайнозоя не отражается. В домеловой поверхности в пределах Прикаспийской впадины выделяется несколько крупных структурных зон: Северо-Западная, Восточно-Прикаспийская и Южно-Прикаспийская моноклинали, Центрально-Прикаспийская депрессия и Прибрежная плакантклиналь. Их размеры составляют первые сотни километров.

Северо-Западная моноклиналь протягивается в виде полосы шириной 100—120 км от Волгограда до Уральска. К востоку от Уральска она неглубоким структурным заливом отделена от Восточно-Прикаспийской моноклинали, а на юге через седловину граничит с западной периклиналью Прибрежной плакантклинали. Внутренний край Северо-Западной моноклинали крутой, флексурообразный. С внешней стороны у нее нет четкой границы, и она постепенно переходит на западе в восточный склон Воронежской антеклизы, а на севере сливается с южным крылом Пугачевского свода. Северо-Западная моноклиналь осложнена рядом структурных носов и заливов, а в южной части — широкой террасой, на которой обособляется малоамплитудное изометричное Волгоградское поднятие, слегка вытянутое в юго-западном направлении. Размеры его по оконтуривающей изогипсе 1000 м составляют 40—50 км.

Восточно-Прикаспийская моноклиналь занимает северо-восточную часть Прикаспийской впадины, охватывая Илеко-Утвинское междуречье, район Северной Эмбы и часть Западного Примугоджарья. На востоке она граничит с Актюбинским Приуральем, в пределах которого домеловые породы обнажены на поверхности, а на севере — с герцинским Предуральским прогибом и Соль-Илецким сводом. Южная граница Восточно-Прикаспийской моноклинали проходит вдоль флексурного изгиба слоев в районе широтного течения Эмбы. Домеловая поверхность моноклинали постепенно погружается в юго-западном направлении от отметок плюс 200 м до минус 600 м. Из замкнутых структур второго порядка здесь выделяется субширотно вытянутый Сагизский прогиб. Размеры его по изогипсе 600 м составляют 120×25 км. Положительные структуры образуют структурные выступы, раскрывающиеся к северо-востоку. На севере расположен Челкарский выступ, на западной оконечности которого расположен купол-гигант Челкар. Южнее, в районе Шубаркудука, протягивается Карагулкельдинский выступ. Это наиболее крупная положительная структура второго порядка, длина которой до 200 км.

Центрально-Прикаспийская депрессия занимает центральную часть междуречья Урал — Волга. На западе и севере она граничит с Северо-Западной моноклиналью, на востоке — с Восточно-Прикаспийской. Южная ее граница изучена плохо. Судя по поведению изогипс, она проходит вдоль северной

кромки массивов Рын-песков, ограничиваясь с юга предполагаемым поднятием. Косвенным указанием на наличие в центре массивов Рын-песков положительной структуры могут служить данные геоморфологии, согласно которым здесь выделяется крупное неотектоническое поднятие, не связанное с соляной тектоникой. Центрально-Прикаспийская депрессия имеет в плане округлую, несколько вытянутую широтно форму. Это наиболее погруженная часть Прикаспийской впадины (отметки домеловой поверхности минус 1500—1600 м). Размеры ее по изогипсе минус 1000 м 375×425 км. Внутри ее обособляются несколько положительных и отрицательных структур. Это Александровгайское и Крыккудукское поднятия, Новоказанский выступ, Баскунчак-Эльтонский, Узенский и Кушумский прогибы.

Александровгайское поднятие расположено в центре депрессии, амплитуда его незначительная — около 500 м, размеры по изогипсе минус 1300 м 50×60 км. Поднятие изометричное, слегка вытянутое в северо-восточном направлении. Крыккудукское изометричное поднятие оконтуривается изогипсой минус 800 м. Его амплитуда 200 м, а размеры 60×75 км. Оно расположено на левом берегу Урала в районе куполов Круглый — Лебяжий — Сахарный. Новоказанский выступ вдается в Центрально-Прикаспийскую депрессию с юго-востока, со стороны Прибрежной плакантиклинали. Выступ вытянут в северо-западном направлении. Амплитуда его 200—300 м, длина 150 км. С севера он ограничен Новоузенским, с запада и северо-запада Баскунчак-Эльтонским прогибами. Последний протягивается от купола Баскунчак на юге до Александровгая. Узкий прогиб вытянут субмеридионально, имеет крутые флексурные борта. Размеры его 60×230 км.

Новоузенский прогиб ориентирован в северо-западном направлении и состоит из двух изолированных котловин. На севере он флексурным перегибом отделен от Кушумского прогиба, а на юге и юго-западе узкими горловинами сочленяется с Баскунчак-Эльтонским. Максимальные глубины залегания домеловой поверхности в центре Новоузенского прогиба достигают 1600 м. Субширотно вытянутый (50×150 км) Кушумский прогиб расположен на севере Центрально-Прикаспийской впадины. В центре его домеловые породы залегают на глубине 1300—1200 м, что на 500 м больше, чем на прилегающих территориях. На западе прогиб осложнен изометричной котловиной.

Прибрежная плакантиклиналь выделена с некоторой долей условности. Геолого-геофизическими работами изучены ее восточная часть и западное переклинальное окончание. Территория, занятая Рын-песками, осталась неисследованной. Прибрежная плакантиклиналь расположена на юге между-

речья Урал — Волга. Ее сводовая часть намечается в районе г. Гурьева. С севера она граничит с Центрально-Прикаспийской депрессией, а ее южный склон постепенно переходит в Южно-Прикаспийскую моноклиналь. На востоке узким Досгорским структурным заливом Прибрежная плакантиклиналь отделена от Восточно-Прикаспийской моноклиниали. Минимальные глубины залегания домеловой поверхности (600 м) отмечены в восточной части плакантиклинали, откуда эта поверхность погружается к северу и югу круто, а на запад полого. Восточная периклиналь Прибрежной плакантиклинали имеет форму ласточкина хвоста; одна ветвь ее протягивается на северо-восток и соединяется с Карагульдинским выступом, а вторая — на юго-восток и затухает у северного побережья Каспийского моря. В целом Прибрежная плакантиклиналь вытянута субширотно, ее размеры 150×500 км. Плакантиклиналь может рассматриваться как пограничная структура, отделяющая Прикаспийскую впадину мезозой-кайнозойского времени от Северо-Устюртской.

Южно-Прикаспийская моноклиналь является частью крупной субширотной отрицательной структуры, входящей в состав Северо-Устюртской зоны прогибов (Косбулакская и Бейнауская впадины) и представляет собой ее бортовую часть. В ее пределах поверхность домеловых пород резко погружается в южном направлении. Градиент погружения 1000 м на 100 км.

Соляные структуры Прикаспийской впадины отличаются разнообразием форм и размеров, различным соотношением структурных планов в соли и подсолевых породах, что затрудняет их систематизацию. Классификацией соляных структур, занимались многие. Такая работа была выполнена Н. В. Неволиным и Ю. А. Косягинным, несколько позже В. С. Журавлевым для всей Прикаспийской впадины. Имеются классификации соляных структур для отдельных районов впадины. Детальный разбор схем классификации структурных форм, созданных соляной тектоникой, проведен В. С. Журавлевым (1972). Классификации отличаются неодинаковым подходом к определяющим признакам и полнотой охвата материала. Схемы, разработанные для отдельных районов, наиболее дробные и учитывают большое количество признаков. Группирование соляных структур производится по: 1) форме и размерам соляного ядра, 2) глубине залегания соли в своде, 3) степени изолированности соляных тел, 4) интенсивности прорыва надсолевых пород соляным штоком и стратиграфическому уровню его подъема, 5) особенностям строения купола у дневной поверхности, 6) характеру крыльев купола и степени нарушенности сбросами, 7) глубине размывов и несогласий в надсолевых отложениях, 8) соотношению структурных планов кровли и подсолевых пород. В соответствии с этими признака-

ми и принципами классификационных схем Ю. А. Косыгина, В. С. Журавлева и Н. В. Неволина выделены различные локальные структуры соляного тектогенеза Прикаспийской впадины.

По знаку структуры делятся на положительные и отрицательные. Группа отрицательных структур объединяет мульды различного генезиса и времени формирования. По пространственному расположению выделены два типа. К первому отнесены мульды, расположенные над сводами соляных куполов; это различного рода мульды оседания (дизъюнктивные депрессии, грабены). Мульды, расположенные в межкупольных пространствах, принадлежат второму типу, подробно о них говорилось ранее.

Среди положительных соляных структур выделяются бессолевые поднятия и поднятия, в разрезе которых присутствуют галогенные породы. Бессолевые поднятия представляют собой инверсионные структуры, образующиеся в межкупольных зонах на месте первичных мульд в результате формирования на крыльях куполов вторичных компенсационных прогибов. Положительные структурные формы, содержащие галогенные толщи и собственно соляные структуры, по соотношениям структурных планов подсолевой, соленосной и надсолевой толщ разделяются на три типа: соляные структуры типа платформенных складок, соляные антиклинали и соляные купола (диапирсы).

Соляные антиклинали — сквозные вытянутые складки, проявляющиеся во всех трех комплексах — подсолевом, соленосном и надсолевом. Они развиты на востоке Прикаспийской впадины, в полосе, прилегающей к Уралу. Их отличительная особенность — одновременное формирование складок в подсолевых и надсолевых отложениях, а также соподчиненность форм.

Соляные структуры типа платформенных складок распространены вдоль окраины солеродного бассейна. В их ядрах соль не образует четко выраженных скоплений. Дислоцированность надсолевого комплекса и соли обусловлена локальными поднятиями подсолевого ложа. От обычных куполовидных (платформенных) складок их отличает присутствие соленосной толщи, которая, однако, не играет активной структурообразующей роли. Структуры этого типа широко развиты к северу и западу от бортового уступа Прикаспийской впадины, возможно, аналогичную природу имеет Прорвинское поднятие. В генетическом ряду эти структуры стоят между бессолевыми платформенными поднятиями и «рудиментарными» (по В. С. Журавлеву) куполами.

Соляные купола (диапирсы) — наиболее распространенный тип соляных структур Прикаспийской впадины. По взаимоот-

ионениям соли и надсолевых пород они делятся наrudиментарные и нормально развитые. К категорииrudиментарных относятся глубокие соляные купола, лишь приподнявшие надсолевые слои. Мощность надсолевых горизонтов в их сводах заметно сокращена по сравнению с окружающими пространствами. Развиты они в основном в юго-восточной прибрежной части впадины. Типичные представители таких структур — поднятия Жанажол, Синельниковское, Чудовское, Коктюбес и др.

Среди нормально развитых соляных куполов выделяются скрытопрорванные, прорванные, размытые, открытые, различающиеся соотношениями массивов и надсолевых слоев и глубиной эрозионного среза. Скрытопрорванные купола — структуры с глубоко погруженными соляными ядрами, перекрытые слабодислоцированными толщами мезозоя и палеогена. В их сводах триасовые и юрско-палеогеновые отложения залегают согласно с кровлей соли. Контакты бокового примыкания или тектонические наблюдаются только у асимметричных массивов вдоль крутого склона. Прорванные купола характеризуются редуцированным разрезом нижней части мезозой-кайнозоя. Их соляные массивы в течение продолжительного времени размывались. В своде купола на соли залегают отложения мела, иногда палеогена. Размытые купола отличаются от описанных глубиной преднеогенового среза, который уничтожил надсолевые осадки. В результате в современном разрезе в своде купола на соли непосредственно налегают отложения неогена. Мезозой-кайнозойский комплекс на крыльях размытых куполов залегает согласно с кровлей соли. Открытые купола объединяют соляные структуры, ядра которых выходят на дневную поверхность.

По размерам и форме в плане соляные купола делятся на удлиненные и изометричные. Удлиненные образуют структуры второго порядка — валы и соляные гряды (стены). Соляные валы имеют линейную форму и состоят из нескольких соляных куполов, соединенных общим цоколем, образуют соляные стены, характерной особенностью которых является их ветвистая форма. Изометричные соляные купола на более глубоких срезах также могут объединяться, образуя структуры второго порядка, как правило, амебообразной формы. Эти структуры следует отличать от соляных куполов больших размеров (более 2000 км²), выделяемых в категорию куполов-гигантов (Челкар, Круглый, Лебяжинский, Чингиз, Баскунчак, Индер, Эльтон и др.). В отличие от них купола-гиганты имеют большие размеры соляного массива не только на глубоких срезах, но и на уровне свода.

В Прикаспийской впадине отмечается зональность в раз-

мещении однотипных соляных структур (рис. 36). Соляные антиклинали развиты на границе впадины с герцинской орогенной областью Урала. В других районах они не встречены. Соляные структуры типа платформенных складок приурочены

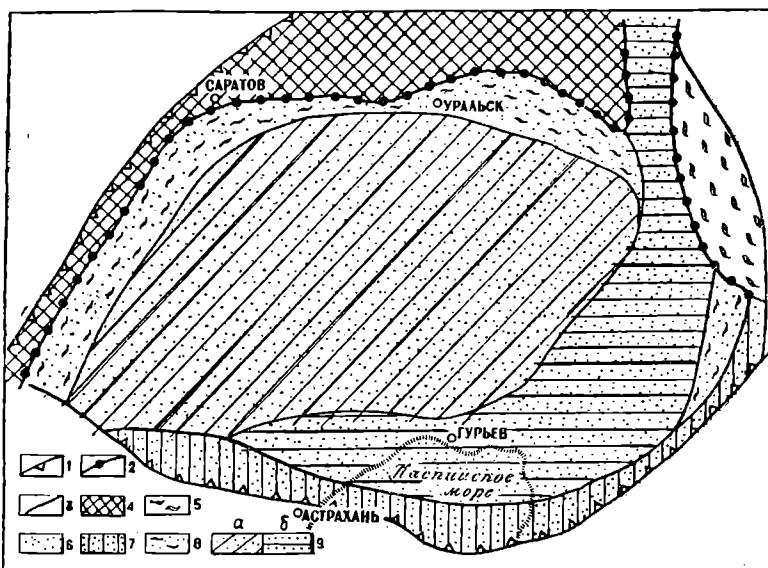


Рис. 36. Схема районирования Прикаспийской впадины по типам соляных структур (по Ю. А. Воложу, 1971 г.)

Границы: 1 — распространения соленосной толщи кунгура, 2 — области развития соляных структур, 3 — солянокупольных структур; области развития: 4 — соляных структур типа платформенных складок, 5 — соляных антиклиналей, 6 — соляных куполов; зоны развития соляных куполов различного типа: 7 —rudimentарных, 8 — линейно-вытянутых, валиобразных, 9 — нормально развитых (*a* — соляных массивов-гигантов и соляных стен, *b* — мелких изолированных)

к краю солеродного бассейна, к области, где мощность материнского пласта соли не превышает первых сотен метров. По мере продвижения к центру впадины появляются соляные купола, вначалеrudimentарные, а затем нормально развитые.

Характерно, чтоrudimentарные купола локализованы вдоль юго-восточного борта впадины, где нарастание мощности соленосной толщи и погружение подсолевого ложа происходят постепенно. В ее центральной части такие структуры отсутствуют. Здесь встречаются отдельные купола с глубоко-погруженными соляными массивами. Однако все они приурочены к отрогам, отходящим от более развитых соляных

массивов, и являются их локальными осложнениями. Дляrudиментарных куполов связь с соседними массивами не характерна. Они, как правило, изолированы.

Интересной особенностью соляных куполов Прикаспийской впадины является небольшая глубина залегания кровли соли в их сводах. За исключением узкой прибортовой полосы, на остальной территории впадины соляные массивы расположены на 500—600 м от дневной поверхности. Причины этого явления не установлены. Ю. А. Косыгин предполагает, что такое строение соляных куполов обусловлено тормозящим действием вершины соляного массива при достижении им зоны с пониженней плотностью надсолевых пород.

Определенные закономерности наблюдаются в размещении скрытопрорванных, прорванных и размытых соляных куполов. Первые обрамляют впадину, вторые характерны для ее центральной части. Размытые соляные структуры расположены в западной, наиболее погруженной части впадины, в центральных районах междуречья Урал — Волга. Открытые купола встречаются реже; они расположены в двух полосах; одна из них протягивается субмеридионально вдоль р. Урал, а вторая — в северо-западном направлении от Гурьева до Баскунчака. Возможно, что открытые соляные купола приурочены к крупным разломам фундамента.

Отмечается прямая зависимость между размерами соляных структур, глубиной залегания подсолевого ложа и мощностью материнского пласта соли. Наиболее крупные структуры расположены в центре впадины, где они образуют сложное переплетение соляных гряд, перемежающихся с куполами-гигантами. В Волгоградско-Астраханском Поволжье и Заволжье располагаются соляные гряды площадью выше 500 км² — Енотаевская, Солево-Займищенская, Эльтонская. В междуречье Урал — Волга и на левобережье р. Урал выделяются массивы Челкар и Индер, Казталовская и Акобская гряды. С переходом к областям с меньшими глубинами залегания подсолевого ложа и меньшими первоначальными мощностями соленосных толщ размеры соляных структур закономерно уменьшаются. Соляные гряды становятся более короткими и прерывистыми, а ветвистые амебообразные структуры сменяются эллиптическими, до округлых, соляными куполами. Возрастает изолированность соляных структур, расширяется площадь межкупольных пространств.

Последовательная смена крупных и протяженных соляных структур мелкими и эллиптическими местами нередко нарушается. Так, на востоке впадины существуют две параллельные гряды, положение которых контролируется Чиркалинской флексурой в подсолевом ложе. Крупная линейная зона протягивается от Илека на севере до берегов Каспийского мо-

ря на юге. Пространственно она тяготеет к уступу в кровле фундамента, ограничивающему с востока Центрально-Прикаспийскую депрессию. Линейные соляные структуры, группирующиеся в линейно-вытянутые зоны, сопровождают северо-западный бортовой уступ Прикаспийской впадины. Отмеченные отклонения от общей закономерности лишь подтверждают ее, показывая, что в условиях спокойного залегания подсолевого ложа распределение типов куполов определяется в основном глубиной до подсолевых отложений и соотношением мощности соли и надсолевых пород.

Описанные особенности строения осадочного чехла и фундамента Прикаспийской впадины позволяют нарисовать картину ее развития.

Существование мощной толщи рифей-нижнепалеозойских пород, имеющей площадное развитие, указывает на то, что Прикаспийская впадина возникла не позднее протерозоя. Первоначально ее размеры были значительно меньше современных и ограничивались Центрально-Прикаспийской депрессией. Постепенно в погружение вовлекались все более обширные территории, и к началу палеозоя впадина приобрела современные очертания. Однако ее центральная часть осталась наиболее погруженной. С этим же отрезком времени — рифей — нижний палеозой — связано формирование краевой зоны прогибов и Восточно-Прикаспийской моноклинали, что отразилось на распределении мощностей подсолевых пород. Судя по значительной мощности осадочных толщ, Прикаспийская впадина в протерозое и нижнем палеозое в отличие от Волго-Уральского региона представляла собой область устойчивого прогибания, внутри которой в ее восточной части временами в виде отдельных островов возвышались участки современного неглубокого залегания фундамента. Существенно иным на этом этапе было и осадконакопление. Если в Волго-Уральской области в рифее накапливались прибрежноморские и эфузивные породы, то в Северном Прикаспии отлагались морские осадки, аналогами которых могут служить рифейские толщи западного склона Урала. Лишь на крайнем юге, в зоне краевых прогибов, в рифее и нижнем палеозое возможно присутствуют эфузивные толщи. Активные каледонские движения, вызвавшие перерыв в осадконакоплении на большей части Русской плиты, видимо, не затронули Прикаспийскую впадину, и здесь продолжали накапливаться морские терригенно-карбонатные породы.

В начале герцинской эпохи тектогенеза, в связи с формированием Уральской геосинклинали, прогибания в Прикаспийской впадине усилились. В условиях общего погружения Восточно-Европейской платформы и сокращения площади размыва это привело к уменьшению объема материала,

способствовало существованию здесь некомпенсированного прогиба и накоплению в его пределах преимущественно тонкозернистых терригенных пород с маломощными прослоями карбонатов (доманиковые фации). В конце девона начался качественно новый этап осадконакопления, главной особенностью которого было появление по соседству с впадиной крупных орографически выраженных горных сооружений Урала. В результате этого глубоководный бассейн Прикаспия оказался ограниченным с востока. Воздымание горных сооружений Урала существенно повлияло на осадконакопление во впадине. Вдоль его подножия откладывались мощные граувакковые толщи, полностью компенсировавшие прогибание прилегающих участков Прикаспийской впадины. В то же время количество материала было недостаточным, чтобы компенсировать погружение впадины в целом. В ее центральных районах и вдоль северо-западного борта прогиб оставался некомпенсированным, и бассейн углублялся.

В послебашкирское время произошло новое усиление прогибания во впадине. Активно погружается вся впадина, включая и несколько приподнятую ранее ее восточную половину. В связи с некоторым успокоением в это время тектонической активности Урала это привело к расширению некомпенсированного бассейна к востоку. В конце среднего карбона и начале верхнего последний, по-видимому, охватывал всю впадину. Новый этап заполнения бассейна начался в конце позднего карбона накоплением вдоль подножия складчатых сооружений Урала и Мугоджар флишоидных толщ верхнего карбона — нижней перми. Длительное и устойчивое существование глубоководной некомпенсированной осадконакоплением депрессии способствовало метаморфизму вод, концентрации в них солей, что в конечном счете послужило основной причиной накопления пермской полициклической, уникальной по мощности соленосной толщи. Верхнепермское осадконакопление полностью скомпенсировало прогибание впадины. В послепермское время во впадине накапливались преимущественно континентальные и прибрежно-морские отложения. Мезозой-кайнозойский этап развития отличался малой интенсивностью движений, амплитуды которых закономерно уменьшаются от одного периода к другому. Однако план распределения зон прогибов и поднятий сохранялся прежним и унаследовал черты палеозойского этапа развития.

Глава 5

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС. АРХЕЙ-ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Характерной особенностью Урало-Монгольского складчатого пояса и, в частности, его казахстанских районов являются выходы метаморфических пород протерозоя и, возможно, архея, представляющие собой фрагменты блоков с архей-протерозойской земной корой континентального типа. Породы древнего докембрия выступают в ядрах линейных антиклиниориев и в отдельных изометрических поднятиях (глыбах, массивах). В строении древних блоков участвуют высокометаморфизованные породы так называемого гнейсового фундамента, а также метаморфизованные, но в меньшей степени, образования верхнепротерозойского протоплатформенного чехла и наложенных верхнерифейских (довендских) структурных элементов. Такие блоки перекрыты относительно маломощным чехлом кремнисто-карбонатно-терригенных отложений раннего палеозоя и более молодых квазиплатформенных и платформенных образований или на них наложены отдельные геосинклинальные прогибы преимущественно инверсионного (но также местами и раннего) этапов с более мощными терригенными, хемогенными и вулканогенными толщами.

Наиболее крупные выходы архей-протерозойского основания на дневную поверхность сосредоточены в Кокчетав-Тянь-Шаньской складчатой системе и, видимо, относятся к единому древнему мегаблоку, отдельные фрагменты которого выступают в Кокчетавском, Улутауском, Чуйском (Моюнкумском) массивах. Менее крупные выходы его имеются в Ешкеольмесском, Ерементау-Ниязском, Бурунтауском, Анрахайском, Карагатауском, Макбельском, Заилийском антиклиниориях. В Джунгаро-Балхашской системе выходов фундамента меньше, они известны в Актау-Моинтинском, Новалы-Кызылэспинском и Джунгарском антиклиниориях. Линейные блоки основания выступают и в Уральской складчатой системе — в Орь-Илекском и Восточно-Мугоджарском антиклиниориях (рис. 37).

Под покровом орогенного и квазиплатформенного чехла девона — верхнего палеозоя распространение докембрийских блоков предполагается на обширных территориях Турагайского

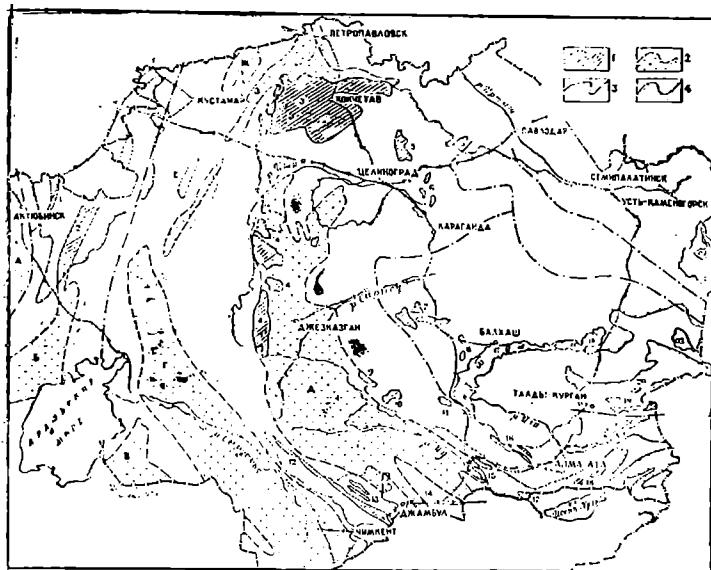


Рис. 37. Схема размещения выступов докеосинклинального довендского основания. Составлена с использованием «Карты каледонской структуры Казахстана и сопредельных территорий» (1976)

Выступы докеосинклинального основания: 1 — на дневную поверхность, 2 — перекрыты платформенным, квазиплатформенным или орогенным чехлом; 3 — границы складчатых систем; 4 — контуры выходов на поверхность домезозойских образований. Выступы докеосинклинального основания на поверхность (антиклиниории, массивы, блоки): 1 — Орп-Илекский, 2 — Восточно-Мугоджарский, 3 — Кокчевастый, 4 — Улутау-Карсакпайский, 5 — Ешкеольмесский, 6 — Ерементау-Ниязский, 7 — Актау-Монтинский, 8 — Новали-Кызылэспинский, 9 — Жуантобинский, 10 — Чуйский, 11 — Бурунтауский (Каракамысский), 12 — Большекаратауский, 13 — Малокаратауский, 14 — Макбельский (Киргизский), 15 — Кендыктасский, 16 — Аирахайский, 17 — Кастанекский-Актизский, 18 — Заилийский, 19 — Текелийский (Южно-Джунгарский), 20 — Центрально-Джунгарский. Массивы и антиклиниории, перекрытые платформенным, квазиплатформенным или орогенным чехлом: А — Прикаспийский блок Восточно-Европейской платформы, Б — Устюртский, В — Северо-Кызылкумский, Г — Сырдарынский, Д — Улутау-Моюнкумский, Е — Ергенекульский, Ж — Демьяновский, З — Заградовский

прогиба, Тенизской впадины, Тениз-Сарысуйского водораздела, Чу-Сарысуйской впадины, где докембрийские метаморфические породы вскрыты буровыми скважинами во многих точках. Наличие скрытых блоков предполагается также в Северном Устюрте, Баянуульском районе и др.

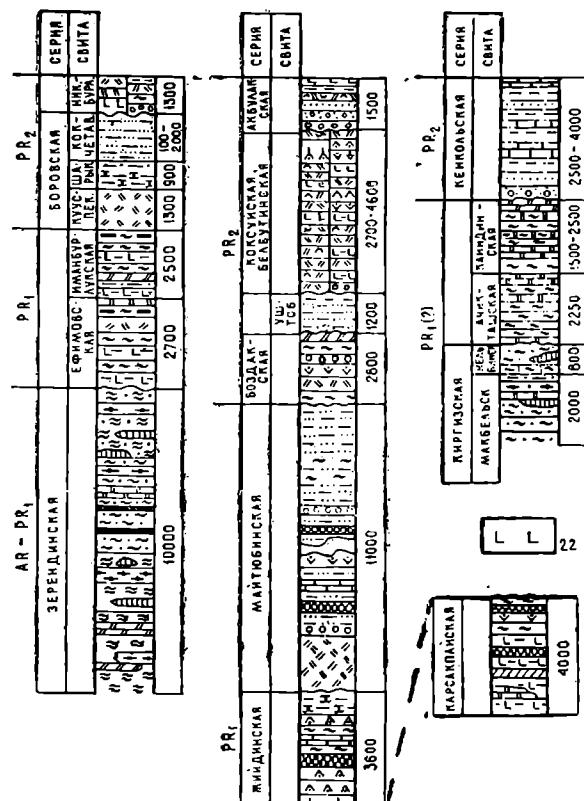
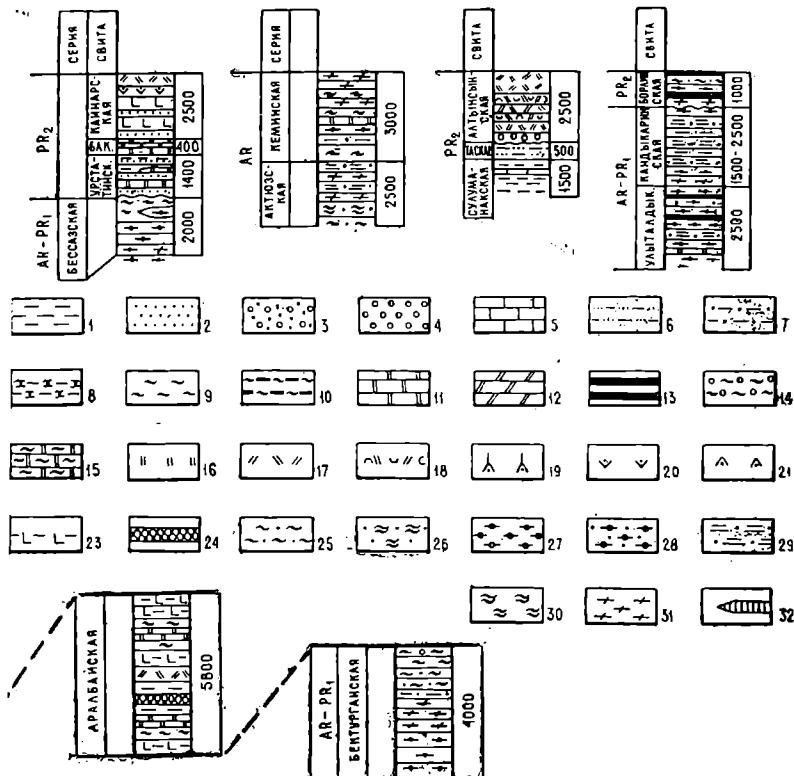


Рис. 38. Схема сопоставления разрезов архейско-протерозойского фундамента складчатых систем Казахстана (Кокчетавский и Улутауский массивы,

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — гравелиты; 4 — конгломераты; 5 — известняки; 6 — кварцito-песчаники, бластопсаммитовые слюдистые кварциты; 7 — филлитизированные углеродистые сланцы; 8 — хлоритовые, серицит-хлоритовые сланцы, 9 — серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые сланцы; 10 — филлитизированные углистые сланцы; 11 — кальцитовые и 12 — доломитовые мраморы; 13 — прослои графитистых кварцитов; 14 — слюдяно-альбитовые и 15 — слюдяно-карбонатные сланцы; 16 — кремнистые породы, яшмы; 17 — порфириоиды; 18 — туфы и туффиты кислого состава; 19 — лавы и туфы трахиалипаратового состава; 20 — андезитовые порфиры и порфири-

Кокчетавский массив. Основы стратиграфии массива были заложены Е. Д. Шлыгиным около 50 лет назад. Сейчас здесь выделяют зерендинскую, ефимовскую, иманбурлукскую, боровскую и никольско-бурулукскую докембрийские серии (рис. 38). В центре массива развиты древнейшие породы зерендинской серии, отложения ефимовской серии распространены на западе и востоке, породы боровской серии с размы-



Макбельский, Карагатуский, Заилийский, Актау-Моинтинский и Восточно-Мугоджарский антиклиниории

тоиды; 21 — дацитовые порфириоиды; 22 — диабазы, спилиты; 23 — рассланцованые диабазы; 24 — железистые кварциты; 25 — кварц-мусковитовые сланцы, иногда с порфиробластами дистена и граната; 26 — андалузит-гранатсодержащие двуслюдянные сланцы; 27 — амфиболиты, амфиболовые гнейсы; 28 — гранатовые амфиболиты; 29 — мелкозернистые кварц-полевошпатовые («аплитовидные») гнейсы; 30 — силлиманит-гранат-биотитовые сланцы с кордиеритом; 31 — биотитовые, гранат-дистен-биотитовые гнейсы, 32 — эклогиты и эклогитоподобные тела

вом перекрывают зерединские. Отложения никольско-бурлукской серии развиты в грабеноподобных впадинах центральной части массива. По периферии Кокчетавского массива они как бы начинают разрезы палеозойских толщ.

Зерединскую серию слагают метаморфические сланцы, из которых более двух третей мощности составляют слюдяные сланцы, нередко сменяющиеся по простиранию гнейсами и

мигматитами. Для сланцев типичны порфиробласти дистена, граната, силлиманита. Низы серии сложены силлиманит-гранат-биотитовыми сланцами с кордиеритом, пластами и линзами почти черных гранатовых (пироп-альмандин) амфиболитов, доломитовых мраморов, плагиоклаз-диопсидовых пород. Характерна находка корунд-гранат-дистеновых пород конгломератовидной структуры. Выше широко распространены кварц-мусковитовые сланцы с порфиробластами дистена и граната, которые встречаются с темными андалузит-гранат-биотитовыми сланцами, дистен-гранат-двуслюдяными сланцами, амфиболитами, кальцитовыми мраморами и пластами кварцитов. Присутствуют пачки графит- и пиритсодержащих сланцев. Для толщи характерны прослои и тела эклогитов и эклогитоподобных пород. О их генезисе существуют противоречивые гипотезы: одни предполагают метаморфическое происхождение за счет мергелистых осадочных пород или габбро, другие считают, что они произошли в результате непосредственной кристаллизации из основной магмы, третьи говорят о приуроченности к взрывным структурам. Суммарная мощность серии грубо оценивается в 10 000 м.

Породы зерендинской серии интенсивно метаморфизованы в амфиболитовой, а по мнению некоторых исследователей, и в гранулитовой фации, а также в фации дистеновых гнейсов (повышенных давлений). В дальнейшем они подверглись активной гранитизации и диафторезу (изменению с понижением уровня метаморфизма) зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации.

Образования зерединской серии обнажены в ядрах крупных (до 100 км в диаметре) куполов, в пределах которых развивалась гранитизация. Возникшие при этом гнейсы имеют возраст 1,0—1,4 млрд. лет, хотя, конечно, эти цифры не определяют возраста седиментации. Условно возраст зерендинской серии считается архей-раннепротерозойским или раннепротерозойским.

Ефимовская серия развита на ограниченных площадях на западе Кокчетавского массива, по р. Ишим. Ее слагают преимущественно вулканиты и в меньшей степени карбонатные и терригенные породы, испытавшие интенсивный метаморфизм зеленосланцевой фации. Нижние части серии мощностью около 2000 м состоят из продуктов трех вулканических ритмов, каждый из которых начинается сланцами по диабазам, сменяющимися хлоритовыми и серицит-хлорит-кварцевыми сланцами. Выше по разрезу следуют порфириоды и туфосланцы кислого состава мощностью 200 м, которые перекрыты черными углистыми серицит-хлорит-кварцевыми сланцами (300 м). Верхние части серии сложены кальцитовыми мраморами (150 м).

Вышележащая иманбурлукская свита, мощность которой около 2500 м, включает порфириоиды, пачки черных углистых и филлитоподобных сланцев, мраморов. В верхах свиты залегает пачка тонкослоистых углистых и гематит-хлорит-кварцевых сланцев мощностью около 350 м. Возраст ефимовской серии и иманбурлукской свиты считается раннепротерозойским, но более молодым, чем зерендинской. Не исключено, однако, и позднерифейское время их образования.

Боровская серия расчленена на три свиты: кууспекскую, шарыкскую и кокчетавскую. Кууспекская свита сложена порфириоидами (1300 м), шарыкская — филлитовидными, углеродистыми и бластопсаммитовыми сланцами (900 м), кокчетавская (илектинская) — бластопсаммитовыми слюдистыми кварцитами и кварцito-песчаниками с циркон-рутиловыми концентрациями россыпного происхождения (100—2000 м). Для пород боровской серии характерен повсеместный зелено-сланцевый метаморфизм, отсутствующий в вышележащих толщах. Залегающие на шарыкской свите кокчетавские кварциты образуют с ней единые структуры и связаны с шарыкскими сланцами постепенными переходами. На зерендинской серии кокчетавские кварциты залегают резко несогласно. Образования серии рассматриваются в качестве орогенных и платформенных (кокчетавская свита) отложений.

Никольско-бурлукская серия распространена в центральной части Кокчетавского массива. В низах серии выделяется пачка базальтовых порфиритов, спилитов, кремнистых сланцев и яшм мощностью около 1300 м. Выше залегают липаритовые порфиры с прослоями базальтовых порфиритов и кремнистых сланцев (около 200 м). Породы серии с размывом располагаются на кокчетавских кварцитах.

О строении докембрийского разреза, как и о геологическом возрасте толщ, существуют и иные представления. Так, М. А. Абдулкабирова (1975), В. Н. Матвиенко полагают, что мощность зерендинской серии и кокчетавской свиты много меньше (соответственно до 3000 и до 200 м), что нижняя (эффузивная) часть ефимовской серии соответствует кууспекской свите, а верхняя (сланцевая) — шарыкской, что иманбурлукская свита также отвечает кууспекской свите, а никольско-бурлукская серия — это палеозой.

В восточной части Кокчетавского массива (Шатский антиклиниорий) к никольско-бурлукской серии относятся полимиктовые валунно-галечные конгломераты с галькой бластопсаммитовых кварцитов и гранитов, филлитовидные сланцы, кварцito-песчаники и мраморы (250 м), выше следуют красноцветные и светлые порфириоиды (500 м), порфириоиды и зеленые сланцы (300 м). Верхняя часть серий сложена аргиллитами, глинисто-кремнистыми сланцами с горизон-

том тиллитоподобных конгломератов с галькой микрокварцитов и известняков (мощность свиты 200 м).

Кокчетавский массив имеет сложное строение, он состоит из отдельных блоков и прорван многочисленными интрузиями каледонских гранитоидов. Породы зерендинской серии смяты в крутые линейные складки, быстро ныряющие по простирации. Значительное место занимают купольные структуры, сложенные гнейсами, которым свойственны мелкая дисгармоническая складчатость, плойчатость и будинаж-структуры. Породы боровской серии слагают овальные относительно пологие прогибы, также осложненные мелкими интенсивными складками. Местами отмечено облекание гнейсовых куполов структурами кокчетавской свиты, что свидетельствует о их росте и в послекокчетавское время. Более молодые отложения верхнего рифея — венда слагают грабенообразные структуры, складки которых отличаются умеренными (чаще 45—70°) углами падения. Складчатые структуры зерендинской и боровской серий в центральном Зерендинском и крайнем восточном Шатском блоках имеют широтные и субширотные простирации, а в промежуточном юго-восточном Боровском — северо-восточные, переходящие в меридиональные.

Типичные интрузивные магматические тела протерозоя в Кокчетавском массиве развиты слабо. Есть указания на гиперстеновые гранулиты и оливиниты, но природа и возраст их еще окончательно не установлены. Гнейсы широко распространены, они переходят постепенно в мигматизированные слюдяные сланцы и амфиболиты, но в центральных частях куполов более походят на интрузивные породы.

Ешкеольмесский антиклиниорий. Ядро структуры слагают порфиробластовые биотитовые и биотит-мусковитовые гнейсы, амфиболиты и амфиболовые сланцы, в меньшей степени мраморы. Общая мощность их около 2000 м. Эти образования перекрыты с несогласием серицитовыми кварцитами, кварц-серицитовыми сланцами. В толщу, параллелизируемую с кокчетавской свитой, включаются амфиболовые и серицит-хлоритовые сланцы, составляющие местами почти половину видимого разреза (общая мощность 1000 м). Выступ древних пород антиклиниория обрамлен разрывами. Здесь, как и в других районах, древние породы смяты в узкие линейные складки, осложненные плойчатостью.

Ерементау-Ниязский антиклиниорий. Небольшие выходы порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов и слюдяно-плагиоклазовых сланцев с прослоями амфиболовых сланцев и мраморов в районе с. Осакаровка (западное крыло на южном фланге антиклиниория) свидетельствуют о развитии нижнего протерозоя. Видимо, выше залегают амфиболовые слан-

ны, порфиритоиды. На эти толщи налегают кварциты, серицитовые кварциты, серицит-кварцевые сланцы и мраморы общей мощностью до 1500 м. Раннедокембрийские толщи смыты в линейные, сжатые, иногда изоклинальные складки (углы падения 60—70°), меридиональные, реже северо-западные и широтные. Залегание слоев осложнено плойчатостью и тонкой сланцеватостью.

Улутауский массив. В отличие от изометричного Кокчетавского Улутауский массив обладает линейно(меридионально)-вытянутой формой. Метаморфические толщи занимают обширные площади в ядрах Арганатинского, Улутауского, Карсакпайского и Эскулинского поднятий (Северный, Центральный и Южный Улутау). Начало исследований докембрая этих районов связано с именами И. С. Яговкина, К. И. Сатпаева, Н. Г. Кассина. В докембре Улутау («Геология СССР». Т. XX, 1972) кроме венда выделяют (снизу вверх) бектурганскую, аралбайскую, карсакпайскую, жайдинскую (?), майтюбинскую, боздакскую, коксуйскую, белеутинскую, акбулакскую серии. Три нижние серии составляют единую последовательность в Улутауском антиклиниории и Карсакпайском синклиниории в Южном Улутау, а также в Северном Улутау. Жайдинская, майтюбинская и боздакская серии распространены в Майтюбинском антиклиниории Южного Улутау.

Бектурганская серия условно архей-раннепротерозойского возраста имеет мощность 4000 м и обнажена в ядре Улутауского антиклиниория в полосе длиной 250 км и шириной 50 км. Серию слагают амфиболиты, гнейсы, слюдяные и слюдяно-альбитовые сланцы, редкие кварциты, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях. Степень метаморфизма у бектурганской серии меньше, чем у зерендинской Кокчетавского массива. Природа исходных пород не выяснена, допускается происхождение амфиболитовых толщ за счет вулканитов, сланцев — за счет терригенных пород. Развитие порфиробласт альбита связывается с поздней гранитизацией.

Аралбайская серия простирается на 200 км, слагая крылья и северную периклиналь Улутауского антиклиниория. Разрез ее изменяется от вулканогенно-осадочного в Южном Улутау до существенно вулканогенного в Северном. В основании ее в Южном Улутау отмечаются графитистые филлиты, серицито-кварцевые сланцы, кварциты и редкие прослои мраморов общей мощностью 700—1000 м, залегающие на сланцах бектурганской серии. Выше следует ритмичный вулканогенно-осадочный разрез мощностью до 5 км, разделяющийся на три свиты (ритма), каждая из которых начинается порфиритоидами базальтового состава и зелеными сланцами, местами

сопровождаемыми железистыми кварцитами, выше следуют альбитовые сланцы по туфлитам и порфириоиды дакитового состава. Роль основных вулканитов возрастает вверх по разрезу. Общая мощность серии оценивается в 5800 м. Породы аралбайской серии метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Аралбайскую серию согласно перекрывает карсакпайская железорудная серия мощностью свыше 4000 м, развитая в пределах одноименного синклиниория и расчлененная по принципу ритмичности на несколько свит. В низах каждой свиты обособляются порфириоиды и зеленые сланцы, а в верхах — пачки филлитов с горизонтами мраморов, железистых кварцитов. Мощность каждой свиты 750—1500 м. Основные лавы в разрезах сменяются туфами, снизу вверх по разрезам их основность несколько уменьшается, в верхних свитах наряду с базальтами появляются андезиты. В серии установлено девять горизонтов железистых кварцитов. Некоторые из них прослеживаются почти по всему синклиниорию (на 200 км). Железистые кварциты представлены гематитовыми, реже магнетитовыми разностями. Мощность рудных прослоев колеблется от десятков сантиметров до 5—10 м, а в замках складок и до 20 м, содержание железа достигает 37%. Аралбайскую и карсакпайскую серии относят к нижнему протерозою.

В разрезах докембрия, расположенных западнее Майтюбинского антиклиниория, который граничит по разрывам с Карсакпайским синклиниорием, значительную роль играют порфириоиды по лавам и кристаллотуфам липаритового состава. Толщи разделены на две серии — жийдинскую и майтюбинскую, которые обнажены в полосе шириной 30 км и протяженностью до 150 км.

Жийдинская серия по составу похожа на аралбайскую, что позволяет некоторым исследователям параллелизовать их. Нижняя часть жийдинской серии (1600 м) сложена в основном дакитовыми порфириоидами, альбитовыми сланцами по туфлитам, липарито-дакитовыми порфириоидами по туфам, кварц-серicitовыми сланцами, порфириоидами, зелеными сланцами, подчиненными прослоями мраморов. Сланцы и кварциты обладают бластопсаммитовыми структурами. Верхнюю часть (около 2000 м) образуют серицит-хлорит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы, хлоритовые кварциты, в меньшей степени порфириоиды по лавам и туфам липарито-дакитового состава.

Майтюбинская серия в Южном Улутау состоит из семи свит, разделенных несогласиями, суммарной мощностью около 11 000 м, сложена порфириоидами, бластопсаммитовыми сланцами, кварцитами, иногда железистыми, конгломератами, реже карбонатными породами, порфириоидами.

Породы жийдинской и майтюбинской серий метаморфизованы в железосланцевой фации и подверглись гранитизации с образованием мелкозернистых гранито-гнейсов и очковых гнейсов. Возраст жийдинской и майтюбинской серий раннепротерозойский (?) (для гранито-гнейсов получены урано-свинцово-ториевым методом цифры 1700—1800 млн. лет).

В зоне тектонического сочленения Майтюбинского антиклиналия и Карсакпайского синклиниория выделяется боздакская серия (2800 м). В составе ее нижних свит отмечаются полевошпатовые сланцы, порфириоиды, порфиритоиды, кварциты и конгломераты; в верхней свите кроме филлитов и кварцитов широко развиты пачки доломитовых мраморов.

Не ясно положение в разрезе уштобинской свиты, состоящей из бластопсаммитовых кварцитов и кварц-серицитовых сланцев, мощностью до 1200 м. Ее параллелизуют с кокчетавской свитой, но иногда относят к верхам майтюбинской серии, ставя ниже боздакской.

На западном крыле Майтюбинского антиклиналия развиты слабо метаморфизованные лавы, туфы и суббулканические породы коксуйской серии, расчлененные на три свиты. Нижнюю образуют лавы, туфы и игнимбриты липаритового состава (2500 м), среднюю — лавы диабазов, чередующиеся с липаритовыми лавами и туффитами (1500 м), а верхнюю — туфы и лавы липаритового и трахиолипаритового состава (600 м). Порфиры коксуйской серии прорваны субщелочными гранитами актасского комплекса, имеющими радиологический возраст, по данным определений урано-свинцово-ториевым методом, 650 млн. лет.

Стратиграфическим аналогом коксуйской серии считается белеутинская серия Карсакпайского синклиниория, содержащая в низах разреза базальные конгломераты с галькой пород Карсакпайского синклиниория и Майтюбинского антиклиналия. В этой серии выделяются три свиты: нижняя — конгломерат-порфиритоидно-порфириоидная (1100 м), средняя, состоящая из порфиритоидов базальтового и андезитового состава внизу и порфириоидов дакитового и липаритового состава вверху (1000 м), и верхняя, сходная по строению и составу со средней (600 м).

Вышележащие толщи докембрия — акбулакская и улутауская серии — находятся как бы в едином разрезе с коксуйской серией и залегают на западном крыле Майтюбинского антиклиналия, смежном с Байконурским синклиниорием.

Акбулакская серия разделена на две свиты. Нижняя представлена пестроцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками мощностью 200—1000 м, верхняя — преимущественно мелкообломочными туффитами, алевролитами и диабазами мощностью 450—500 м. В гальке конгломератов присут-

ствуют коксуйские порфиры и граниты актасского комплекса.

Инtrузивная деятельность протерозоя в Улутауском массиве проявилась интенсивнее, чем в Кокчетавском и других структурах. Здесь выделено несколько интрузивных комплексов протерозоя, к которым относятся заметные по размерам plutоны.

Предположительно раннепротерозойские граниты и гранито-гнейсы, относимые к жаункарскому комплексу, в пределах Майтюбинского антиклиниория прорывают породы жийдинской серии и нижнюю свиту майтюбинской серии и перекрыты лежащими выше свитами последней. Среди пород преобладают светлые биотитовые граниты нормального состава (с плагиоклазом и микроклином). Граниты разгнейсованы, но не повсеместно, сохраняют во многих выходах нормальную гранитовую структуру. Возраст пород, определенный альфа-свинцовым методом по циркону, 1180 ± 100 млн. лет. Эта цифра, видимо, омоложенная, но свежесть и слабая огнегейсованность гранитов свидетельствуют в пользу среднерифейского возраста. Гранито-гнейсы имеют такой же состав, как и светлые биотитовые граниты жаункарского комплекса. Предполагается, что гранито-гнейсы представляют собой продукт более поздней гранитизации. Радиологический возраст гранито-гнейсов по монацитам и цирконам имеет среднее значение 950 ± 100 млн. лет, одна цифра 1740 ± 150 млн. лет, тем не менее раннепротерозойский возраст гранито-гнейсов не может быть доказан и их следует считать рифейскими.

Карсакпайский массив сиенитов локализован в северной части Майтюбинского антиклиниория. Массив имеет зональное строение. Центральная зона сложена крупнозернистыми массивными биотит-пироксеновыми сиенитами, средняя образует почти полное кольцо шириной 250—300 м, сложена мелко- и среднезернистыми светлыми щелочными сиенитами. Внешнюю зону шириной 500—600 м составляют мелко- и среднезернистые гастигитовые сиениты. Радиологический возраст в среднем 750 ± 70 млн. лет. Имеется цифра 1190 ± 70 млн. лет.

Субщелочные калиевые граниты, выделенные в актасский комплекс, приурочены к полосе разлома между Майтюбинским антиклиниорием и Байконурской синклинальной зоной. Возраст гранитов по циркону радиологическими методами определен в 650 ± 20 млн. лет.

Тектоническое строение Улутауского массива достаточно сложное. Осевую часть образует одноименный антиклиниорий, протягивающийся на 250 км в меридиональном направлении. Антиклиниорий осложнен складками меридионального направления различного размера: от крупных, длиной до 40—50 км, до небольших и мелких. Для пород характерна мелкая дисгар-

монинчая складчатость, плойчатость и будинаж. В западной части массива располагается Майтюбинский антиклиниорий, где преобладают складки север-северо-западного направления. Складки имеют обычно простое строение, линейно-вытянуты, иногда наблюдаются их замыкания, но мелкая дисгармоничная складчатость также имеет место. На востоке, на участках, примыкающих к Карсакпайскому меридиональному разлому, где распространены субмеридиональные разрывы, интенсивность складчатости и рассланцевания сильно возрастают. Карсакпайский синклиниорий, также меридиональный, расположенный у осевой части массива, отличается напряженной складчатостью, часто изоклинальной. Опрокидывание идет к востоку. Породы интенсивно смяты, плойчаты. По Карсакпайскому разлому одноименный синклиниорий надвинут на Майтюбинский синклиниорий.

Чуйский массив. К югу и юго-востоку от Улутауского массива расположена крупная Чу-Сарысуйская впадина, где буровыми скважинами под квазиплатформенными и орогенными отложениями среднего палеозоя вскрыты метаморфические докембрийские породы. Выходы метаморфических пород на поверхность известны на обрамлении этой области в Чуйской глыбе, в хр. Карагату и в Киргизском хребте.

На крайнем севере-востоке Чу-Сарысуйской впадины, в районе гор Жуантобе, обнажена толща филлитов, серицит-кварцевых, хлорит-кварцевых, полевошпатовых, зеленых сланцев, порфиритоидов, реже порфириоидов, мраморов, содержащая прослой железистых кварцитов. Ее параллелизуют с карсакпайской серией Улутау.

Строение докембрийского фундамента Чуйского поднятия (глыбы) сложное. В ядре поднятия обнажены кристаллические сланцы и гнейсы, возможно, относящиеся к раннему проторозою. На этом фундаменте с большим несогласием залегают слабо метаморфизованные и дислоцированные в германотипных формах верхнепротерозойские отложения (снизу вверх, в сводном разрезе):

1. Бластопсаммитовые серицитовые кварциты, кварцевые и кварц-серицитовые сланцы, мраморизованные известняки (акбастауская свита) до 1000 м.
2. Дацитовые и липарит-дацитовые порфириоиды, порфиритоиды, серицитовые сланцы до 800 м.
3. Серицит-кварцевые сланцы, филлиты, кварциты, зеленые сланцы, порфиритоиды, порфиритоиды, черные кремнистые сланцы, мраморизованные известняки до 1000 м.
4. Филлиты, метаморфизованные алевролиты и песчаники, графитистые сланцы до 800 м.
5. Метаморфизованные песчаники, порфириоиды, зеленые сланцы и желелистые кварциты до 2000 м.

Каждая из этих толщ рассматривается в качестве самостоятельной свиты, но о их возрасте и даже относительных соотношениях существуют противоречивые мнения.

Макбельский антиклиниорий, находящийся на западном фланге Киргизского хребта, к югу от Чу-Сарысуйской впадины, уходит под отложения ее чехла и обрамляется геосинклинальными палеозойскими толщами. Антиклиниорий имеет северо-западное простирание.

Ядерную часть антиклиниория слагает киргизская (или макбельская) серия, состоящая из четырех свит. Нижняя, макбельская свита сложена преимущественно гранат-кварц-мусковитовыми и кальцит-кварц-мусковитовыми сланцами с крупными вкрапленниками граната и в верхней части — блестопсаммитовыми плотными и мусковитовыми кварцитами. Она содержит прослои, линзы и тела мраморов, гранатовых амфиболитов, эклогитов. Радиологический возраст цирконов из кварцитов 2270 ± 250 млн. лет. Общая мощность свиты до 2000 м. Согласно налегающая на макбельскую нельдинская свита (1800 м) состоит из карбонат-слюдяных сланцев, переслаивающихся с мраморами и слюдяными сланцами, а в верхах — из гранат-слюдяных сланцев с прослойями гнейсов, кварцитов, амфиболитов, иногда с линзами эклогитов. Породы этих двух свит подвергались метаморфизму в фации дистеновых сланцев и многократному диафторезу; породы интенсивно смяты и гофрированы.

Вышележащие согласно залегающие ачикташская и кайндиская свиты резко отличаются от нижележащих степенью метаморфизма, не превышающего зеленоосланцевой фации. В их составе преобладают слюдяно-карбонатные, филлитовые, мусковит-хлорит-карбонатные сланцы с кварцем, альбитом, доломитовые мраморы. Общая мощность двух свит 4000—5000 м.

Перекрывающая кенкольская серия метаморфизована заметно слабее киргизской. В ее состав входят метаморфизованные песчаники и конгломераты, алевритовые сланцы, хлорит-карбонатные сланцы, известняки (2500—4000 м). Вышележащие вулканогенные отложения терскойской серии тесно связаны с палеозойскими и знаменуют собой начало фанерозийского геосинклинального режима.

Каратаянский антиклиниорий. Наиболее древними в хр. Карагату считаются породы небольшого линейно-вытянутого Бессазского блока, зажатого в зоне Карагату-Таласского разлома. Бессазскую серию образуют породы, метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, — плагиоклазовые, микроклиновые гнейсы, гранат-мусковитовые, амфибол-циозитовые, амфибол-биотитовые сланцы, амфиболиты. Породы местами мигматизированы и гранитизированы.

Значительно менее метаморфизованы верхнепротерозойские толщи Большого Карагатау, также тяготеющие к зоне Карагатау-Таласского разлома. Здесь выделяют три толщи (свиты). Нижняя (около 1500 м) представлена кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, альбит-серицит-хлоритовыми, хлоритовыми сланцами, филлитизированными песчаниками и алевролитами. Среднюю слагают мраморизованные известняки, содержащие строматолиты (200—400 м). Низы верхней свиты образуют кварц-полевошпатовые песчаники и конгломераты, иногда известковистые, средние части — преимущественно порфириты среднего и основного состава, верхние — кислые вулканиты, преимущественно туфы. Мощность свиты около 2500 м.

В Малом Карагатау наиболее древней, средне-позднерифейской считается кокджотская серия метаморфизованных песчаников, кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых сланцев с прослойями известняков и яшм. Соотношения с вышележащей каройской серией, тесно связанной структурно с палеозойскими отложениями, не совсем ясны.

Интрузивная деятельность докембрия в Карагатау проявляется слабо, но в бессазской серии локализованы тела габбро и серпентинитов, а в Северо-Западном Карагатау известен Кумыстинский массив граносиенитов, прорывающий довендские отложения. Радиологический возраст его цирконов — 720 млн. лет.

Породы верхнего протерозоя Карагатау дислоцированы неравномерно. Они образуют линейные складки северо-западного направления, иногда сжатые и опрокинутые (в кокджотской серии), иногда с умеренными (50 — 70°) углами падения слоев. Мелкая плойчатость для них не характерна. Площади развития докембрия рассечены многочисленными разрывами северо-западного направления, рассекающими их на отдельные линейные блоки, входящие в зону Карагатау-Таласского разлома.

В Кендыктасе выступы докембрийских метаморфических комплексов образуют две полосы среди каледонских гранитоидов. Здесь преобладают биотитовые, мусковитовые, биотит-роговообманковые, очковые гнейсы, плагиогнейсы; встречаются мраморы, слюдяные сланцы, амфиболиты. Породы сильно мигматизированы и гранитизированы. Возможно, эта толща принадлежит к нижнему протерозою. К верхнему протерозою относится вулканогенная метаморфизованная толща, состоящая преимущественно из порфириодов, хлоритовых, серицитовых сланцев и параллелизуемая с орумбайской свитой Чубалхашского района.

Заилийский антиклиниорий. На западном фланге Заилийского Алатау (Кастекский хребет и Актюзский район) наибо-

лее древние породы выделены в актюзскую серию, состоящую из аплитовидных, биотитовых гнейсов, слюдяных, дистен-биотитовых, биотит-рогообманковых, гранат-слюдяных сланцев. Породы подверглись мигматизации и гранитизации. Характерно присутствие будин эклогитов. Вышележащая кеминская серия представлена альбитовыми амфиболитами, амфиболовыми, эпидот-хлорит-карбонатными, актинолит-эпидот-хлоритовыми, альбит-карбонат-хлоритовыми сланцами, а также в верхней части гнейсами, слюдяными кварц-полевошпатовыми сланцами (иногда графитистыми) и мраморами. Высокий метаморфизм позволяет отнести эти толщи к архею — нижнему протерозою, что подтверждается данными радиологических определений возраста альфа-свинцовым методом — до 2780 ± 300 (актюзская серия), 2550 ± 250 и 2050 ± 200 млн. лет (мигматиты кеминской серии).

Эти толщи сильно смяты в изоклинальные складки различных порядков, сильно плойчаты, будинированы. Шарниры складок нередко круто погружаются. Установлено несколько этапов метаморфизма и тектонических дислокаций.

Выходы древних метаморфических пород Актау-Моинтинского и Чу-Балхашского районов, Джунгарского Алатау, видимо, принадлежат единому Атасу-Джунгарскому блоку, сильно затронутому геосинклинальными процессами в фанерозое.

Актау-Моинтинский выступ древнего основания находится на северо-западном фланге Атасу-Джунгарского блока и представляет собой антиклиниорий в структурных элементах фанерозоя. Разрезы докембрия этого и Новалы-Кызылэспинского антиклиниориев похожи в некоторой степени на разрезы Улутауского массива.

Древние толщи Актау-Моинтинского антиклиниория расчленены на сулуманакскую, таскоралинскую, алтынсынганскую свиты, отнесенные к верхнему протерозою. Сулуманакская свита имеет четырехчленное строение. Снизу вверх в ней выделены пачки сланцев (500 м), кварцитов (100 м), углистых сланцев и карбонатных пород (100—450 м), филлитов (500 м). Мощность свиты 1500 м, основание ее неизвестно. Породы сулуманакской свиты вверх постепенно сменяются кварцитовидными песчаниками и бластопсаммитовыми кварцитами таскоралинской свиты, которая подразделяется на две пачки: нижнюю — бурых и серых мелкозернистых кварцитов и верхнюю — белых и голубых отчетливо косослоистых грубозернистых кварцito-песчаников — гравелитов. Мощность таскоралинской свиты достигает 700 м. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. По особенностям состава, условиям залегания и метаморфизма они больше всего напоминают кокчетавскую свиту, с которой, видимо, следует параллелизовать таскоралинскую свиту.

Алтынсынганская свита залегает с сильным размывом, несогласием и с валунными конгломератами в основании на различных пачках подстилающих свит. Ее слагают две толщи. Нижнюю (1600 м) образуют серые кварц-полевошпатовые порфириоды, развившиеся по лавам и кристаллотуфам дацил-липаритового состава, верхнюю — лейкократовые порфириоды, возникшие по лавам, игнимбритам и туфам липаритового состава. Толщи разделены горизонтом туффитов и микрокварцитов мощностью до 50 м. Общая мощность свиты 2000—3000 м. Алтынсынганскую свиту с несогласием перекрывает узенская серия венда — кембрия.

Алтынсынганским порфириодам верхней толщи комагматичны богатые калием граниты узунжальского комплекса, формирующие крупные пластообразные тела, сложенные в основании грубопорфировидными крупнозернистыми, в средней части порфировидными среднезернистыми, в верхней — мелкозернистыми гранитами. Апофизы и сателлиты таких плутонов размещены во вмещающих сланцах и кварцитах сулуманакской и таскоралинской свит в форме секущих и согласных лакколитообразных тел и сложены относительно слабо раскристаллизованными породами, внешне плохо отличимыми от порфириодов. Гранитоиды подвержены позднему (каледонско-герцинскому) интенсивному катаклизу и рассланцеванию и внешне порой выглядят как мелкозернистые очковые гнейсы. Они чрезвычайно сходны с гранитами жаункарского комплекса Улутау. Радиологический возраст узунжальских гранитов, по данным уран-свинцово-ториевого метода, составляет 1400—850 млн. лет.

Чу-Балхашский район. Древние толщи обнажены на южном фланге Бурунтауского антиклиниория и в Анрахайском антиклиниории. В первом случае, в Каракамысском блоке, они представлены двумя толщами. Нижняя, называемая каракамысской свитой, состоит из пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, залегающих в виде крупных останцов и в краевых частях древнего массива гранитоидов. В ней преобладают биотит-плагиоклазовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты, двуслюдянные гранат-мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы, мраморы. Верхняя толща представлена преимущественно порфириодами и филлитами (орумбайская свита). Возраст свиты, определенный уран-свинцово-ториевым методом по цирконам, 880—1150 млн. лет.

В Анрахайском антиклиниории древние породы слагают крупные блоки, обрамленные разломами и массивами гранитоидов. Относятся они к дистен-гнейсовой фации и представлены гнейсо-гранитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми меланократовыми гнейсами, амфиболитами и гранатовыми амфиболитами с реликтами эклогитов, гранат-плагиоклаз-

слюдяными сланцами. Наряду с ними есть диафториты с актинолитом, альбитом, хлоритом. В отдельном тектоническом блоке развиты породы высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации — кварц-альбит-биотитовые, актинолит-альбитовые, эпидот-гранат-кварц-альбит-хлоритовые сланцы, которые, возможно, представляют собой самостоятельную толщу.

Породы амфиболитовой фации сильно мигматизированы и гранитизированы, но древние интрузивные массивы здесь не установлены. Общую структуру Кундузского блока рисуют в виде гнейсового купола с гранитизированным ядром и с сильно смятыми в мелкие складки породами на его крыльях.

Текелийский (Южно-Джунгарский) антиклиниорий. Восточные выступы древнего Атасу-Джунгарского блока находятся в Джунгарском Алатау и обнажены в ядерных частях Северо-Джунгарского и Текелийского антиклиниориев. Древние толщи в последние годы расчленены на серии, которые, как полагают, принадлежат нижнему протерозою и различным уровням верхнего протерозоя. К нижнему отнесена сарычабинская свита метаморфизованных в амфиболитовой фации пород, слагающих гнейсовый Коксуйский купол и его обрамление. В составе нижней толщи отмечены гранито-гнейсы, биотит-рогообманковые и кордиерит-биотитовые пластиогнейсы, кварц-мусковитовые сланцы. Взаимоотношения с вышележащими свитами не выяснены. Предполагается, что эти породы слагают гранито-гнейсовый купол по р. Коксу (Текелийский район), который обрамлен полосой сложных складчатых структур.

Верхнепротерозойским считается сложный разрез, начинаящийся косагашской свитой (1500—1700 м), которая состоит из слюдистых кварцитов, кварц-слюдяных сланцев, углеродистых филлитов, прослоев мраморизованных известняков и доломитов. В обрамлении гнейсового купола породы сильно метаморфизованы, на удалении от него слабее и неравномерно, но все же в зеленосланцевой фации. Перекрывающая суккюбинскую свиту состоит из кремнисто-карбонатных тонкослоистых пород, мраморизованных известняков и доломитов (иногда содержащих tremolит и форстерит), известково-силикатных пород (тремолитовых, эпидот-актинолитовых и т. п.). Общая мощность свиты 900—1200 м. С подстилающими и перекрывающими свитами она имеет согласное залегание. Вышележащую текелийскую свиту (500—800 м) слагают преимущественно углеродистые породы: глинисто-кремнистые, кремнистые, глинисто-известковистые, алевролитовые, карбонатные, серицит-глинисто-кремнистые, филлитовые сланцы, углеродистые черные и серые известняки и доломиты. Для свиты характерно присутствие пиритизированных пород и линз сплошных пиритов, которые считаются синхронными с

имеющими породами, и свинцово-цинковое оруденение текелийского типа. Бурханская свита (800—1000 м) ложится несогласно с размывом на текелийскую. В ней преобладают кварцевые песчаники, кварц-мусковитовые сланцы, порфириоды, реже встречаются филлиты, порфиритоиды, хлорит-серийцит-кварцевые микросланцы. Вопрос о существовании докембрийских гранитоидов не решен, но, возможно, разгнейсованные граниты и плагиограниты басканского комплекса древние, докембрийские. Породы верхнего протерозоя интенсивно дислоцированы и сильно рассечены разрывами. Нередко они слагают моноклинально круто наклоненные блоки, в которых преобладает складчатость с крутыми шарнирами. Линейные складки проявлены не везде, их, по-видимому, нет в наиболее изученном Коксу-Текелийском районе.

В Уральской складчатой системе, в горах Мугоджары, древние породы развиты в Орь-Илекской (Уралтауской) и Восточно-Мугоджарской структурно-формационных зонах, представляющих собой антиклинальные сооружения и обрамленных разрывными дислокациями, которые обособляют, как предполагают, зоны раздвига. В последних допускается отсутствие континентальной коры в период раннегеосинклинального развития; сейчас они представляют синклиниории.

К раннепротерозойскому комплексу здесь относят высокометаморфизованные в амфиболитовой фации породы канькаринской и ульталдыкской свит. Первую слагают «аплитовидные» гнейсы, биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, дистен-биотитовые плагиогнейсы, кварциты, амфиболиты, эклогитоподобные породы. Ульталдыкская свита состоит из амфиболитов (преобладают), амфиболовых, биотит-амфиболовых плагиогнейсов, эклогитоподобных пород, которые зачастую сильно мигматизированы и гранитизированы. Толщи смяты в изоклинальные сжатые складки, часто имеющие крутые углы падения шарниров. Видны плойчатость, следы течения, будинирование отдельных прослоев, милонитизация, катаклаз.

Верхнепротерозойские отложения выполняют прогибы, наложенные на нижнепротерозойские блоки. Они представлены эбетинской свитой в Орь-Илекской зоне и борлинской — в Восточно-Мугоджарской. Эти свиты сложены двуслюдяными сланцами, часто с гранатом и ставролитом, кварцитами, амфиболитами, актинолитовыми, хлорит-актинолитовыми, эпидот-актинолитовыми, хлорит-серийцитовыми сланцами. Метаморфизм толщ неравномерный и меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В зонах наивысшего метаморфизма проявлены слабая мигматизация, а в зонах разлома ясно выражен локальный диафторез. Породы смяты в изоклипальные складки, нередко высоких порядков.

Нижне- и верхнепротерозойские образования Восточных Мугоджар совместно слагают единые структуры — гранито-гнейсовые купола (Тулелсайский, Карабутакский и др.), причем древние толщи, подвергшиеся наиболее интенсивной гранитизации, анатексису, мигматизации, располагаются в ядрах, а в обрамлении развиты полосчатые гнейсы и амфиболиты. На гнейсовый комплекс налегают без несогласия менее метаморфизованные породы верхнего протерозоя, создающие сланцевое обрамление.

В пределах площадей распространения древних толщ развиты интрузивные докембрийские породы, представленные ультрамафитовым (сильно переработанным) и автохтонным плагиогранитовым (милысайским) комплексом, слагающим конформные plutоны в ядерных частях крупных антиклинальных складок (гранито-гнейсовых куполах).

Если сопоставить докембрийские толщи различных районов Казахстана, то можно выделить несколько надкомплексов, характеризующих определенные этапы тектонической жизни региона.

Для наиболее древнего надкомплекса типичной является развитая в Кокчетавском массиве зерендинская серия с ее глубоким метаморфизмом, своеобразным составом, дислокациями, присутствием тел эклогитов, активными процессами гранитизации и последующим, иногда многократным, диафторезом. На этом же или несколько более высоком стратиграфическом уровне стоят многие толщи, обладающие близкой степенью метаморфизма и другими особенностями и залегающие под метаморфизованными породами протоплатформенного чехла: бектурганская серия Улутау (возможно, более молодая, чем зерендинская), актюзская и кеминская серии Зайлийского Алатау, наиболее древние толщи Анрахайского и Джунгарских антиклиниориев и т. д. Этому надкомплексу присваивают архей-раннепротерозойский возраст, как будто бы подтверждаемый радиологическими определениями.

Второй надкомплекс объединяет древние толщи, располагающиеся ниже протоплатформенного комплекса, метаморфизованные преимущественно в высоко- и низкотемпературных субфациях зеленосланцевой фации и подвергшиеся на отдельных площадях мигматизации и гранитизации. К этому надкомплексу, лучше всего развитому и изученному в Улутауском массиве, относятся аралбайская, карсакпайская, жайдинская и майтюбинская серии, а также их аналоги в других районах — ефимовская серия и иманбурлукская свита Кокчетавского района, ошагандинская свита Ерементау-Ниязского антиклиниория. Для этого надкомплекса характерна ассоциация пород, типичных для геосинклинального цикла, основных и средних вулканитов, терригенных, железисто-кремнистых по-

род и т. п. Второму надкомплексу присваивают раннепротерозойский возраст (а иногда и раннерифейский) и рассматривают его в качестве карельского.

Третий, позднепротерозойский надкомплекс включает образования, близкие к орогенным и протоплатформенным. Возможно, его правильнее было бы разделить на два, однако отсутствие четких несогласий и близкий уровень метаморфизма заставляют пока объединять относимые к нему толщи. В Кокчетавском районе к нему принадлежит боровская серия — куусpekская, шарыкская и кокчетавская свиты, в Улутауском массиве — боздакская серия и уштобинская свита, в Актау-Моинтинском антиклиниории — сулуманакская и таскоралинская свиты, в Ерементау-Ниязском антиклиниории — ниязская и святогоровская свиты, в Киргизском антиклиниории — макбельская и нельдинская свиты. Повсеместно толщи третьего надкомплекса метаморфизованы. Преобладает метаморфизм зеленосланцевой фации, но возможна и более глубокая его степень. Примером может служить метаморфизм протоплатформенных образований макбельской и нельдинской свит в фации дистеновых гнейсов и присутствие среди этой толщи тел гранатовых амфиболитов и эклогитов. Высокий метаморфизм дает основание некоторым исследователям считать эти свиты более древними и ставить их на один возрастной уровень с зерендинской серией. Выделяя протоплатформенный надкомплекс с характерными метаморфизованными бластопсаммитовыми кварцитами и серицит- или мусковит-кварцевыми сланцами, возможно карбонатными породами, надо учитывать, что такие породы могут быть и неодновозрастными, поскольку протоплатформенный этап мог длиться несколько сот миллионов лет.

К четвертому надкомплексу, видимо, следует относить слабо метаморфизованные или неметаморфизованные породы, образующие наложенные структуры на метаморфических породах протоплатформенного чехла, но, очевидно, накопившиеся до заложения фанерозойских (венд-палеозойских) геосинклинальных прогибов и раздвигов или в самом начале их формирования. Такого рода образования можно видеть в никольско-бурлукской и гаршинской сериях Кокчетавского массива, коксуйской и белеутинской сериях Улутау, алтынсынганской свите Актау-Моинтинского антиклиниория, орумбайской свите Чу-Балхашского района, верхних докембрийских толщах Кендыктаса, хр. Карагатау, Джунгарского Алатау. Этим толщам свойственны терригенные осадки, для них обычны порфировые толщи, реже основные эфузивы. Метаморфизм может отсутствовать, но нередко проявляется в низкой субфации зеленосланцевой фации, а местами может быть более высоким. Отложения этого этапа можно связывать

с развитием структур типа авлакогенов, а также с активизацией тектоно-магматических процессов, предшествовавших формированию фанерозойских геосинклиналей. Такие образования развиты не повсеместно, но достаточно широко. Видимо, их можно с определенными оговорками относить к байкальскому комплексу, допуская, однако, определенную разновозрастность и в их седиментации, и в формировании складчатых структурных элементов.

Позднейшее осадконакопление на древних массивах связано уже со становлением фанерозойских геосинклинальных прогибов, и отложения на стабильных блоках, начиная с вендских, нужно рассматривать в составе каледонских складчатых комплексов.

Сравнивая докембрийские образования разных районов Казахстана, можно сделать определенный вывод о единстве строения разрезов в разных структурных элементах, начиная с Мугоджар и кончая Атасу-Джунгарским блоком. Отсутствие выходов довендских отложений на востоке республики оставляет открытым вопрос о единстве особенностей докембрийского развития Алтае-Саянской складчатой области и Казахстана, что дает основание некоторым исследователям предполагать отсутствие там блоков с докембрийской континентальной корой. Однако другие области Казахстана в докембрии представляли, как можно видеть, единое целое и в среднем и позднем рифе были частью протоплатформы, занимавшей обширную территорию, которая, возможно, смыкалась с Восточно-Европейской платформой.

Глава 6

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС. КАЛЕДОНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ

В казахстанской части Урало-Монгольского складчатого пояса каледонские системы — Кокчетав-Тянь-Шаньская и Чингиз-Тарбагатайская — занимают центральное положение, и лишь очень небольшая территория Горного Алтая принадлежит краевой Алтае-Саянской складчатой системе. Они различны по строению и роли на различных этапах геологического развития, но их объединяет время консолидации в позднем ордовике и отчасти силуре. Каледонские складчатые системы территориально разобщены герцинскими, и лишь на небольшом участке Кокчетав-Тянь-Шаньская и Чингиз-Тарбагатайская системы смыкаются.

КОКЧЕТАВ-ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Крупная Кокчетав-Тянь-Шаньская система на севере и юге выходит за пределы Казахстана. На западе граница ее прослеживается от г. Кустаная к Аральскому морю, сопрягаясь с восточными зонами юга Уральской герцинской складчатой системы, на востоке — из района южнее Майкаина и Баянаула в субширотном направлении до южной окраины Карагандинского бассейна и далее в район г. Каражал. Здесь она резко меняет направление на юго-восточное и протягивается к заливу Кашкантениз (оз. Балхаш), оттуда уходит на восток и предположительно проводится по южному подножию высоких хребтов Джунгарского Алатау.

Одна из важнейших особенностей Кокчетав-Тянь-Шаньской складчатой системы — существование на большей части ее территории древнего кристаллического основания — мегаблока с докембрийской континентальной корой, на которой развивались наложенные геосинклинальные прогибы. Выходы древнего основания многочисленны, а в центральной части

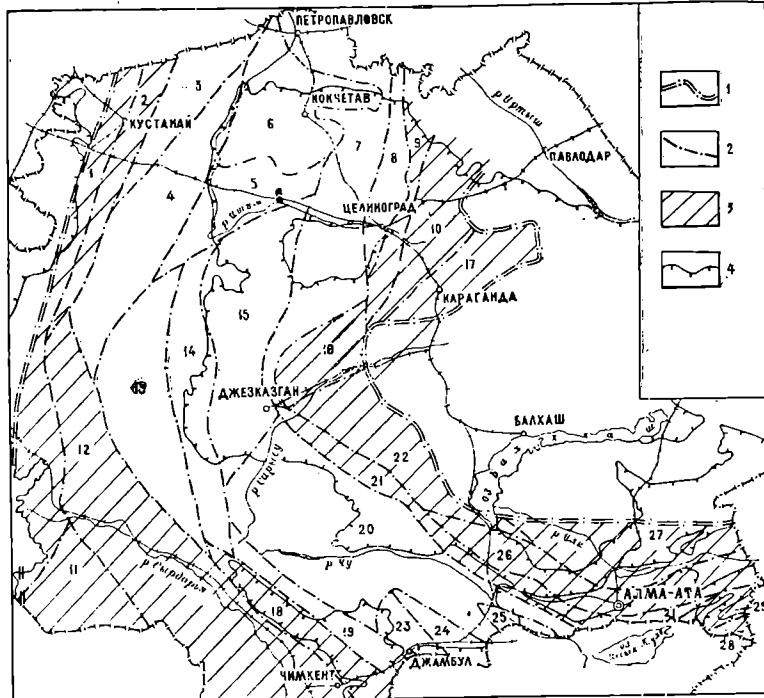


Рис. 39. Схема размещения структурно-формационных зон Кокчетав-Тянь-Шаньской складчатой системы [границы зон проведены с использованием схемы Г. Ф. Ляпичева («Металлогения...», 1977)]

1 — границы складчатой системы; 2 — границы структурно-формационных зон; 3 — площади системы, неустойчиво консолидированные в каледонское время; 4 — границы выходов на поверхность домезозойских отложений. Структурно-формационные зоны: 1 — Валерьяновская, 2 — Боровская, 3 — Демьяновско-Макушинская, 4 — Марьевская, 5 — Калмакольская, 6 — Кокчетавская (массив), 7 — Степняк-Жаксыконская, 8 — Аксуйская, 9 — Селетинская, 10 — Ерементау-Бощекольская, 11 — Северо-Кызылкумская, 12 — Сырдарынская, 13 — Южно-Тургайская, 14 — Байконурская, 15 — Улутауская (массив), 16 — Северо-Сарысуйская, 17 — Баян-аульская, 18 — Большекаратаяуская, 19 — Малокаратаяуская, 20 — Чуйско-Кендыктасская (массив), 21 — Джалаир-Найманская, 22 — Бурунтауская, 23 — Макбельская, 24 — Терскойская, 25 — Агалатас-Чонкеминская, 26 — Джельтау-Богутинская, 27 — Южно-Джунгарская, 28 — Баянкольская

системы оно либо выходит на поверхность (Кокчетавский и Улутауский массивы), либо залегает на небольшой глубине под орогенным, эпиллатформенным и платформенным чехлами и вскрыто буровыми скважинами. Лишь на востоке через горы Ерементау-Няз в район Атасу и в Чу-Илийские горы протягивается эвгеосинклинальный пояс, который на ранне-

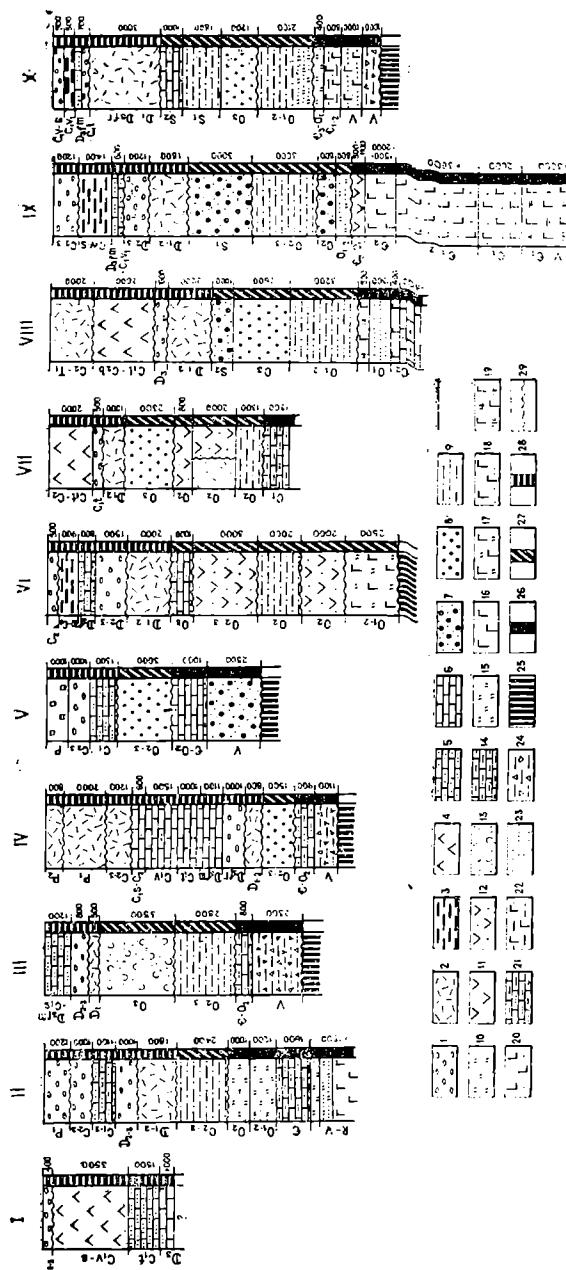


Рис. 40. Схема сопоставления разрезов структурно-формационных зон Кокчетав-Тянь-Шаньской складчатой системы
1—24 — осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные формации: 1 — красноцветные и пестрокрасноцветные терригенные, 2 — наземная липарито-базальтовая, липаритовая с красноцветами, иногда повышенной шелочности, и близкие к ним («порфировые»), 3 — угленосная сероватая терригенная, 4 — дацито-андезитовая, 5 — терригено-карбонатная и карбонатно-терригенная, 6 — карбонатная, 7 — морская геостроицетная, 8 — зеленоцветная («кинжальная») терригенная молассовая; 9 — флюшевая, флюшоидная и блоки к ним терригенные андезито-базальтовая, андезито-базальтова, кремнисто-алевролитовая и блоки к ним), 11 — вулканогенно-осадочная терригенно-андезитовая, андезито-базальтова, дацитовая и близкие к ним, 12 — туфогенно-осадочная терригенно-андезитовая, андезито-базальтова, кремнисто-сланцевая, 13 — яшмовая, кремнистая (фтанитовая), 16 — базальтовая, спилито-диабазовая.

геосинклинальном этапе, возможно, представлял собой зону раздвига или деградации земной коры, в пределах которой древняя кора континентального типа была уничтожена почти полностью (см. рис. 26).

В венде-палеозойское время Кокчетав-Тянь-Шаньская система разделилась на серию структурно-формационных зон (рис. 39), различавшихся особенностями седиментации и магматизма. Выступам довенского основания отвечают изометричные неправильные зоны (массивы), однако большинство зон — линейные, имеют значительную протяженность по сравнению с шириной и ориентированы согласно с общим простиранием пояса. Для каждой из структурно-формационных зон характерен определенный набор осадочных и осадочно-вулканогенных образований (рис. 40). Неправильная конфигурация структурно-формационных зон, изменение их ориентировки в меридиональном направлении, широкое развитие пород орогенного и квазиплатформенного чехла, площади распространения которого часто не отвечают расположению выделенных зон собственно геосинклинального этапа, обилие интрузивов гранитоидов, присутствие ультрамафитов и широкое развитие разнотипных разломов создают весьма сложную картину геологического строения системы (рис. 41), значительно отличающуюся от систем с хорошо выдержанной линейной ориентировкой структур.

Учитывая время и особенности консолидации, целесообразно рассмотреть совместно центральные и западные геологоструктурные элементы Кокчетав-Тянь-Шаньской складчатой системы и отдельно — восточные. В центральных районах консолидация прошла в позднеордовикское время, морские

тавая, диабазо-базальтовая и близкие к ним, часто с кремнистыми слоями, 17 — липарито-кремнисто-базальтовая, 18 — кварцевопесчанико-базальтова, 19 — карбонатно-кремнисто-базальтовая, 20 — терригенно-трахидацито-базальтовая, 21 — кремнисто-карбонатная, углеродисто-кремнистая, углеродисто-кремнисто-глинисто-карбонатная (банадисносная) и близкие к ним, 22 — базальто-глинисто-сланцевая, 23 — кварцевопесчанико-базальтовая, 24 — тиллитовые, тиллитоидные терригенные и карбонатно-терригенные; 25 — формации докембрийского основания; 26 — раннегеосинклинальные комплексы; 27 — геосинклинальные комплексы среднего (инверсионного) этапа; 28 — позднегеосинклинальные (орогенные и квазиплатформенные) комплексы; 29 — уровни важнейших тектонических перестроек. Структурно-формационные зоны: I — Валерьяновская, II — Калмак-Кольская (вместе с Джаркана-Гагачским антиклиниорием и окраиной Тенизской впадины), III — Байконурская, IV — Большекаратаяуская (включая окраину Кураминской), V — Малокаратаяуская, VI — Степняк-Жаксыканская (северная часть), VII — Агалатас-Чонкеминская, VIII — Джалаир-Найманская и Джельтау-Богутинская, IX — Ерементау-Бощекольская, X — Бурунтауская

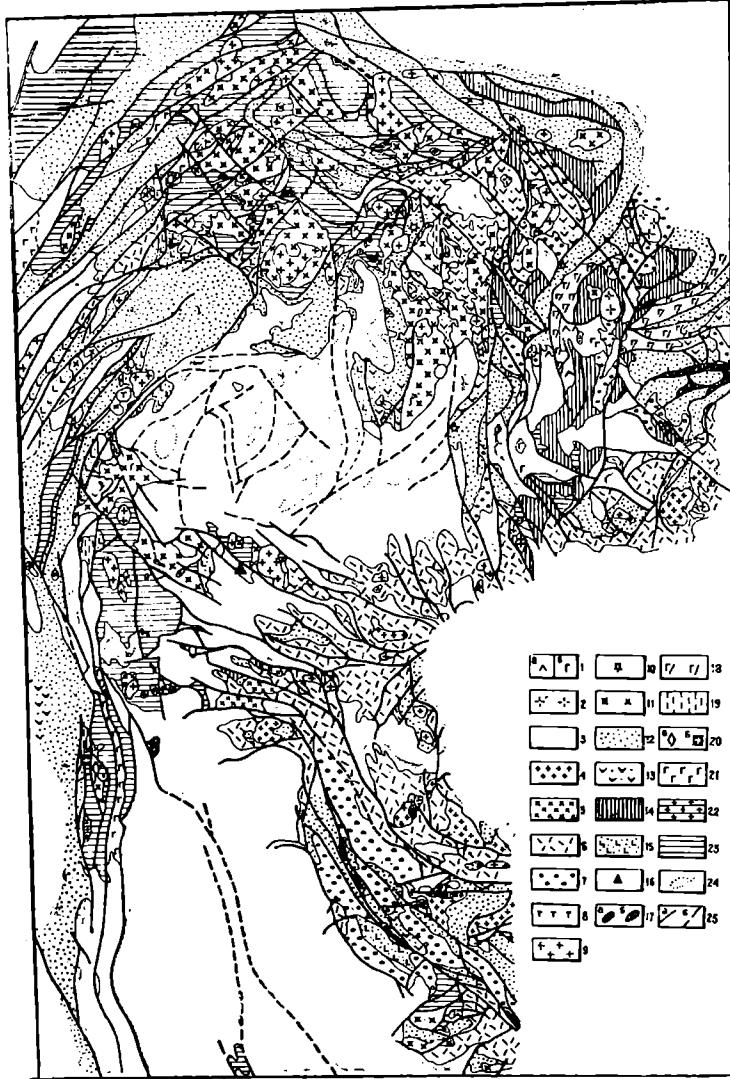


Рис. 41. Схема размещения важнейших геолого-структурных комплексов в северной части Кокчетав-Тянь-Шаньской системы (по Л. В. Булыго, 1980)

1 — пермо-триасовый (семейтауский) вулканический комплекс (*а* — липариты, гранит-порфирь, *б* — габбро, долериты, в Тураге — убаганская сеприя); 2 — позднепалеозойские граниты (коттасский, баяшаульский и вишневский комплексы); 3 — эпикаледонский квазиплатформенный чехол; 4—7 — девонская орогеническая вулкано-плутоническая ассоциация: 4 — средне-

силурийские отложения отсутствуют, массивов герцинских гранитоидов нет или почти нет, развиты пологие обширные впадины с квазиплатформенным чехлом верхнего палеозоя (Тенизская, Чу-Сарысуйская). Западные структурные элементы почти полностью закрыты чехлом кайнозоя и обнажены лишь на юге в Большом Карагату и отрогах Таласского Алатау. Об остальной территории приходится судить по данным геофизических исследований, результатам бурения, а также по сопоставлению с южными и юго-восточными районами (Срединным Тянь-Шанем), которые также относятся к этой группе структурных элементов. Консолидация здесь прошла, видимо, как и в центральных районах, в конце ордовика, морские, силурийские отложения (по крайней мере на территории Казахстана) неизвестны, но герцинская вулканическая и интрузивная деятельность в краевых зонах была достаточно активной.

В восточных структурных элементах консолидация прошла в позднем силуре. Здесь развиты силурийские морские терри-

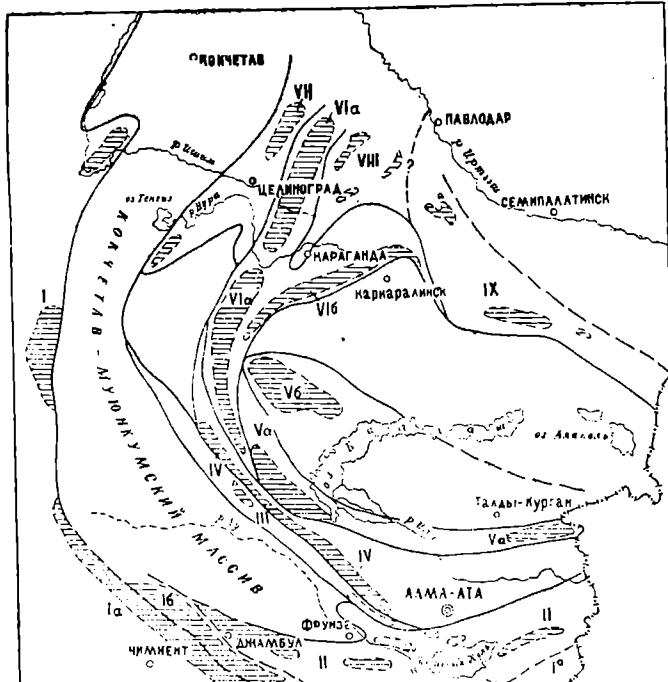
позднедевонские граниты, граносиениты, монцониты (теректинский, кокку-дуктюбинский, кылчинский комплексы), 5 — раннедевонские граниты, гранодиориты и диориты (кудаймендинский комплекс), 6 — «порфировая» формация (кайдаульская, семизугинская, угзатуская и карасайская свиты), 7 — раннедевонские андезито-базальтовая и молассовая формации впешней зоны девонского вулканического пояса (жарсорская и коктасская свиты); 8 — силурийско-раннедевонские сиениты, граносиениты, трахит-эпилейцитовые порфирь (ишымский комплекс); 9 — позднесилурийские-раннедевонские гранитоиды (орлиногорский и боровской комплексы); 10 — позднеордовикские или раннесилурийские (по А. А. Абдулкабировой) габбро, кварцевые диориты (степнянский комплекс); 11 — позднеордовикские диориты, гранодиориты, плагиограниты (крыккудукский, курдайско-чатыркульский, шаганский, комплексы); 12 — морская моласса, флиши и кремнисто-терригенные отложения ордовика и нижнего силура; 13 — базальтовые и андезит-дацитовые формации среднего — верхнего ордовика; 14 — кремнисто-вулканогенные формации кембрия — нижнего ордовика (акдымская и ерементауская серия); 15 — венд-позднерифейские базальтоидные рифтогенные формации (братолюбовская, гаршинская, акбулакская и ащисуйская серии); 16 — кембрийские щелочные ультраосновные породы (красномайский комплекс); 17 — габбро, ультрамафиты (*a*), то же, в зонах меланжа (*b*); 18 — среднеордовикская (майканская серия) и ранне-среднекембрийская (боцкульская серия) трахидацит-андезит-базальтовые формации; 19 — позднерифейская порфировая формация (коксуйская серия и ее аналоги); 20 — позднепротерозойские [*a* — щелочные сиениты (Карсакпайский массив), *b* — субщелочные граниты (актасский комплекс)]; 21 — нижне- и верхнепротерозойские базальтоидные формации (карсакпайская и белеутинская серии и их аналоги); 22 — раннепротерозойские гранито-гнейсы и граниты (жаянкарский комплекс); 23 — архей (?) — нижнепротерозойские метаморфические серии (аралбайская, бектурганская и зерендинская); 24 — контуры массивов гранитов и гранодиоритов крыккудукского комплекса под чехлом среднего — верхнего палеозоя; 25 — разломы установленные (*a*) и предполагаемые (*b*)

генные толщи, местами накапливались нижнекаменноугольные и верхнепалеозойские (до нижнетриасовых включительно) орогенные образования, внедрялись каменноугольные и позднегерцинские интрузивы гранитоидов, позднеордовикские гранитоиды развиты слабее, чем в центральных районах, но девонские шире.

Центральные и западные геолого-структурные элементы

Центральные районы Қокчетав-Тянь-Шаньской системы часто называют внешними каледонидами или областью устойчивой каледонской консолидации. На их площади широко распространены выступы докембрийского метаморфизованного основания (см. главу 5). Геологические структуры этих районов, расположенных на территории от Северного Казахстана до Северного Тянь-Шаня, разнообразны. Это Қокчетавский массив (мегантиклиниорий), Марьевский, Қалмаккольский, Степнякский синклиниорий, Джаркаинагашский и Ешкеольмесский антиклиниорий на севере, Улутауский массив, Байконурский синклиниорий, Тенизская впадина и Сарысу-Тенизские структуры в центре, Малокаратауский, Макбельский антиклиниорий, Кепташский и Карабалтынский синклиниории на юге. Значительные площади центральных структурных элементов системы перекрыты эпикаледонскими (герцинскими) орогенными и квазиплатформенными структурами Тенизской и Чу-Сарысуйской впадин и района Сарысу-Тенизского водораздела. Среди западных региональных геолого-структурных элементов на севере выделяются краевой раннекарбоновый Валерьяновский синклиниорий, Боровской и Заградовский антиклиниории, среднепалеозойский Аксуатский прогиб, в центре — Южно-Тургайский антиклиниорий, на юге — Большекаратауский антиклиниорий, среднепалеозойская Восточно-Кызылкумская впадина и краевой участок расположенной за пределами Казахстана позднепалеозойской Кураминской вулканогенной впадины. Важнейшим структурным элементам, особенно каледонским, обычно отвечают определенные структурно-формационные зоны.

К концу протерозоя центральные районы Қокчетав-Тянь-Шаньской системы обладали консолидированным основанием, в строении которого участвовали как раннедокембрийские, так и верхнепротерозойские образования, причем наиболее поздние слагают наложенные рифтогенные прогибы (никольско-бурлукская и гаршинская серии Қокчетавского массива, акбулакская, коксуская и белеутинская серии Улутау и т. п.). Завершение этого (байкальского ?) этапа развития



ОДДАЛ НИЖНИЙ	ЯРУС	ГОРНОЗОНЫ — САЙИ — ОНЫ	СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ									
			Ia	I6	II	III	IV	Va	V6	Vla	V16	VII
АКЖАР- СКИЙ	5											
БАЛЫ- АУЛЬСКИЙ	4											
САКАНАС- СКИЙ	3											
АЛДИНСКИЙ	2											
	1											
	A											

A. 1-5 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13

Рис. 42. Структурно-формационные зоны и формационные ряды нижне-кембрийских отложений Казахстана. Составили Г. Х. Ергалиев, Н. К. Ившин, Л. В. Булыго, 1980 г.

1 — биостратиграфические зоны (A — хиолитовые зоны, бестрилобитовые слои: 1 — *Ushbaspis* sp.; 2 — *Hebediseus orientalis*, 3 — *Ushbaspis lim-*

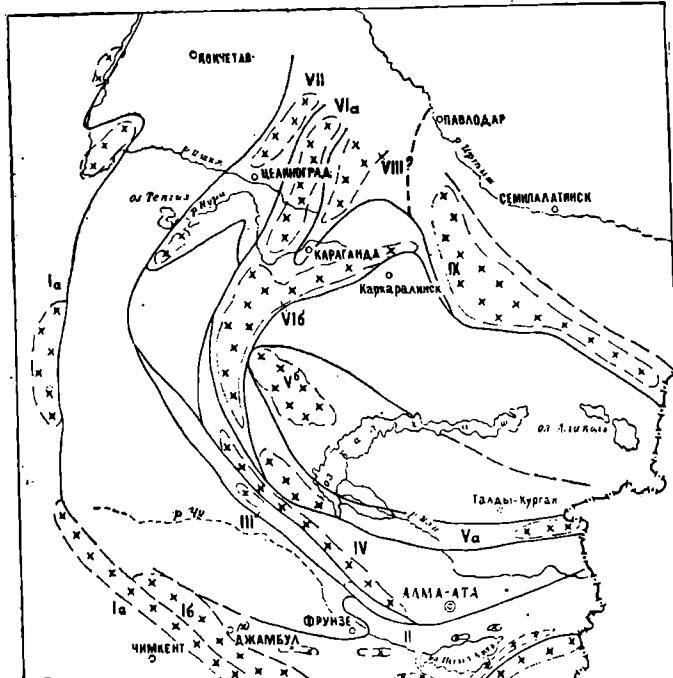
сопровождалось внедрением гранитоидов актасского комплекса Улутау, Кумыстынского массива в Большом Карагату и, возможно, синхронных им гранитоидов в Заилийском Алатау.

Стратифицированные образования. Конец позднего протерозоя ознаменовался началом периода активной тектонической и магматической жизни. Возникли раздвинги, обособившие Кокчетав-Тянь-Шаньский мегаблок, а в пределах центральных и западных районов были заложены прогибы. Время их заложения неодинаково. Ранние возникли, возможно, в конце рифея, поздние — в начале ордовика. Состав и строение разрезов нижнего палеозоя сильно варьирует по площади всего Урало-Монгольского пояса, однако в целом принципиальных специфических различий в разрезах отдельных складчатых систем Казахстана мало. В каждой системе есть и миогеосинклинальные, и эвгеосинклинальные зоны. Особенности нижне-палеозойских отложений по площади хорошо характеризуют схемы структурно-формационных зон и схемы формационных рядов для кембрия и ордовика Казахстана (рис. 42, 43, 44).

На западе центральных районов расположены прогибы (структурно-формационные зоны) с миогеосинклинальным типом разрезов: Марьевский, Калмакольский, Джаркаинагашский, Байконурский, Большекаратауский, Малокаратауский. Их общие черты — резкое преобладание осадочных пород, относительно малые мощности, особенно кембрия и нижнего ордовика, присутствие фосфатных, ванадиеносных, углеродистых концентраций, иногда высокая карбонатность (рис. 42).

Наиболее древние отложения этих структурных элементов отмечены в Джаркаинагашском прогибе, ныне являющемся собой антиклиниорий, где представлены братолюбовской серией позднего рифея, параллелизируемой с никольско-бурлукской и гаршинской сериями Кокчетавского массива. Ее слага-

bata; 4 — *Redlichia chinensis*; 5 — *Proboscmania asiatica*); 2 — примерные контуры распространения отложений нижнего кембрия; 3 — 13 — формации: 3 — терригенная, 4 — терригенно-сланцевая, 5 — углеродисто-кремнистая, 6 — сланцево-ванадиеносная, 7 — карбонатная, 8 — карбонатно-терригенно-фосфоритовая, 9 — фтанито-яшмовая, 10 — вулканогенно-обломочная (граувакковая), 11 — спилито-диабазовая, 12 — спилито-кератофировая и дацито-кератофировая (контрастная), 13 — андезитовая и андезито-базальтовая. Зоны: I — Ишим-Чаткало-Нарынская (подзоны: Ia — Байконур-Каратауская, Ib — Карагат-Таласская), II — Северо-Тянь-Шаньская, III — Кендыктасская, IV — Джалаир-Найманская, V — Джунгаро-Прибалхашская (подзоны: Va — Текели-Сарытумская, Vb — Мойнтинская), VI — Ерементау-Чуилийская (подзоны: VIa — Ерементауская, VIb — Тектурмасская), VII — Аксу-Селетинская, VIII — Бощекольская, IX — Чингиз-Тарбагатайская



СРЕДНИЙ АЛЖИНСКИЙ ПОДРАЗДИЛ. САСЫК- НАГАЙКАСА ОТДЕЛ	ВЕРХНИЙ АЛЖИНСКИЙ ПОДРАЗДИЛ. САСЫК- НАГАЙКАСА ОТДЕЛ	СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ										
		Ia	Ib	II	III	IV	Va	VI	Vla	VI6	VII	VIII?
САСЫК- НАГАЙКАСА СОЧИ	САСЫК- НАГАЙКАСА СОЧИ	23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
БАЛЖАН- САСЫК- НАГАЙКАСА СОЧИ	БАЛЖАН- САСЫК- НАГАЙКАСА СОЧИ	22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
СЕЛ- ГИЛДАНСА	СЕЛ- ГИЛДАНСА	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
БАЛЖАН- САСЫК- НАГАЙКАСА СОЧИ	БАЛЖАН- САСЫК- НАГАЙКАСА СОЧИ	19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АХМ- АЛЖИНСА	АХМ- АЛЖИНСА	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АХМ- АЛЖИНСА	АХМ- АЛЖИНСА	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— ? —	— ? —	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— ? —	— ? —	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АХМ- АЛЖИНСА	АХМ- АЛЖИНСА	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АХМ- АЛЖИНСА	АХМ- АЛЖИНСА	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АХМ- АЛЖИНСА	АХМ- АЛЖИНСА	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АМБИОР- САЙ	АМБИОР- САЙ	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АМБИОР- САЙ	АМБИОР- САЙ	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ЧИЛГИСА	ЧИЛГИСА	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
МАРАЛ- САЙ	МАРАЛ- САЙ	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АНАМА- АЛАСАЙ	АНАМА- АЛАСАЙ	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

6-23 1 2 3 4 5 6
 7 8 9 10 11

Рис. 43. Структурно-формационные зоны и формационные ряды средне- и верхнекембрийских отложений Казахстана. Составили Г. Х. Ергалиев, Н. К. Ившин, Л. В. Булыго, 1980 г.

ют: в низах — вулканогенная толща (диабазы, их туфы, кремнистые породы), в средней части — песчаники, кремнистые алевролиты и аргиллиты, в верхах — яшмы и кремнистые песчаники, туфоконгломераты и туфопесчаники. Мощность серии 2500—3000 м. Выше субсогласно залегает шинсайская свита, близкая по возрасту и составу улутауской серии, описанной ниже.

Наиболее типичны и характерны для мио-геосинклинальных прогибов разрезы Байконурского и близкого к нему по особенностям Большекаратауского синклиниориев. Самая верхняя в разрезе докембрия Улутау улутауская серия подразделена на пять свит мощностью 2300 м. Она несогласно перекрывает акбулакскую, коксускую и майтюбинскую серии. Нижняя, желтауская свита состоит из кварцевых песчаников, гравелитов и углисто-кремнистых сланцев с прослойями алюмофосфатов и оолитовых известняков (100—600 м). В последних найдены онколиты, характерные для юдомского комплекса Сибири. Выше залегают отложения сатанской свиты — тиллитоподобные конгломераты и филлитизированные алевролиты с маломощными горизонтами железистых сланцев (мощность свиты до 700 м). Сатанская свита перекрыта доломитами бозингенской свиты, аналогом которой в западных разрезах является терригенно-карбонатная курайлинская свита мощностью 270 м. Верхняя, байконурская свита состоит из тиллитоподобных конгломератов, согласно перекрывающих курайлинскую свиту, но несогласно лежащих на более древних породах на востоке Байконурского синклиниория. Мощность байконурской свиты от 60 до 400 м. Тиллитоподобные конгломераты состоят из мелкообломочной алевролитовой и псаммитовой неслоистой базальной массы, в которую погружены гальки и валуны доломитов, кварцитов, кислых и основных эфузивов, гнейсов, гранитов.

Улутауская серия в центральной части Байконурского синклиниория перекрыта нижне-среднекембрийской курумсакской свитой (120—280 м), состоящей из яшмовидных, крем-

1 — биостратиграфические зоны (6 — *Peronopsis ultimus*; 7 — *Phytagnostus alavus*; 8 — *Ptychagnostus intermedius*; 9 — *Ptychagnostus punctuosus*; 10 — *goniagnostus natherstii*; 11 — *Lejopyge armata*; 12 — *Lejopyge lacvigata*; 13 — *Kormagnostus simplex*; 14 — *Gluptagnostus stolidulus*; 15 — *Gluptagnostus reticulatus*; 16 — *Homagnostus longiformis*; 17 — *Pseudoagnostus curtore*; 18 — *Wshinagnostus ivshini*; 19 — *Pseudoagnostus pseudangustilobus*; 20 — *Eurudagnostus ovaliformis*; 21 — *Eurudagnostus kazachstanicus*; 22 — *Neoagnostus quadratiformis*; 23 — *Agnostus scrobicularis*); 2 — примерные контуры распространения отложений среднего—верхнего кембра; 3—10 — формации: 3 — терригенная, 4 — терригенно-сланцевая, 5 — углеродисто-кремнистая, 6 — карбонатная, 7 — кремнисто-яшмовая, 8 — вулканогенно-обломочная (граувакковая), 9 — спилито-диабазовая; 10 — альбитофирикератофировая; 11 — отсутствие осадков. Зоны те же, что и на рис. 42

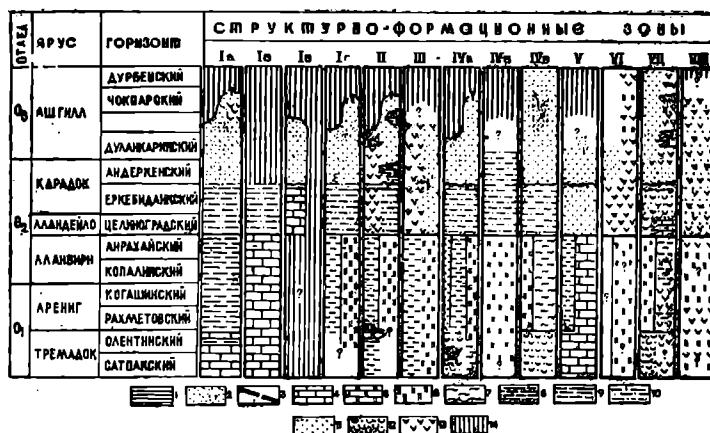


Рис. 44. Структурно-формационные зоны и формационные ряды ордовикских образований Казахстана. Составил М. К. Аполлонов на основании данных И. Ф. Никитина (1972) и других с изменениями

1 — образования нижнего и низов среднего ордовика; 2 — образования верхов среднего и верхнего ордовика; 3 — границы структурно-формацион-

истых, кремнисто-глинистых и глинисто-известковистых сланцев, отличающихся черным цветом, повышенной углеродистостью (углистостью?) и ванадиеносностью отдельных прослоев. Выше залегают глинистые и углеродистые известники с прослойми глинистых, кремнисто-глинистых и известковистых сланцев (кокбулаакская свита). Сланцы преобладают в восточной части синклиниория. Эта толща отнесена к среднему — верхнему кембрию (30—290 м). Нижний — средний ордовик — кремнистые аргиллиты, аргиллиты, черно-зеленые яшмы с прослойми известняков и алевролитов (250—300 м). Верхнюю половину ордовика слагают зеленовато-серые, зеленые и серые алевролиты, полимитовые песчаники, перекрываемые также алевролито-песчаниковой толщей, но уже со значительной примесью туфогенного материала, а в верхах даже с андезитовыми порфиритами и их туфами.

Принципиально близкие разрезы вендских и нижнепалеозойских отложений установлены и в структурных элементах западного и юго-западного обрамления Кокчетавского массива — в Марьевском и Калмакольском синклиниориях и на крыльях Джаркаинагашского антиклиниория. В числе характерных особенностей Калмакольского синклиниория следует отметить широкое распространение ордовикских отложений, кремнисто-терригенных в нижней части и мощных однообразных зеленоцветных существенно алевролито-песчаниковых — в верхней (калмакольская свита).

Близкие по составу и мощности разрезы венд-нижнепалеозойского надкомплекса развиты в более южных районах Кокчетав-Тянь-Шаньского мегаблока. Здесь, в хр. Карагатау, они развиты в ванадиеносном бассейне Большого Карагатау и фосфоритоносном бассейне Малого Карагатау, которые, как предполагают, были разделены поднятиями — кордильерой.

В Большом Карагатау с большим несогласием на верхнем протерозое и прорывающих их гранитах залегает улутауская серия. В ее основании находится терригенная толща, состоя-

ных зон; 4—13 — осадочные формации: 4 — карбонатная, 5 — биогермных известняков, 6 — яшмовая и яшмо-терригенная, 7 — глинисто-ящмовая, 8 — кремнистых алевролитов, 9 — сланцево-кремнистая (фтанитовая), 10 — флишоидная, 11 — молассоидная («нижняя моласса»), 12 — вулканогенно-молассовая, 13 — андезитовая и андезито-базальтовая; 14 — отсутствие осадков. Зоны: I — Кокчетав-Карагатауская [подзоны: Ia — Ишим-Карагатауская, Ib — Таласская (Малокарагатауская), Iв — Улутау-Чуйская (поднятие), Iг — Калмакольская], II — Степняк-Бетпакдалинская, III — Северо-Тянь-Шаньская, IV — Ерементау-Чуилийская (подзоны: IVa — Селеты-Чуилийская, IVb — Ерементау-Бурунтауская, IVb — Олентинская), V — Джунгаро-Балхашская, VI — Тектурмасская, VII — Чингиз-Тарбагатайская, VIII — Итмурунды-Казыкская

щая из крупно- и средневалунных конгломератов, песчаников, гравелитов, алевролитов — продуктов переотложения обломков метаморфических пород. Выше расположены «тиллитоподобные» конгломераты («нижние»), перекрываемые хлорито-глинистыми, глинисто-серicitовыми, углеродисто-глинистыми сланцами с прослоями кремнистых и карбонатных пород, алевролитов, песчаников. Серия завершается байконурской свитой — толщей «тиллитоподобных конгломератов» и плохо сортированных песчаников с доломитами в основании. Общая мощность серии, имеющей примерно такой же состав и в горах Джабаглы, около 1000 м. В этой серии обнаружены строматолиты, позволяющие относить ее к венду.

На этих отложениях в Большом Карагату и горах Джабаглы согласно залегает курумсакская свита нижнего — среднего кембрия (от 50 до 300 м) — преимущественно кремнистые, углеродисто-кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы с прослоями доломитов и известняков, с характерным ванадиевым оруденением, с повышенным содержанием молибдена, фосфора, свинца и других металлов. К среднему — верхнему кембрию здесь отнесены глинистые известняки и доломиты, также часто углеродистые, с прослоями кремнистых и глинистых сланцев (80—400 м). Согласно залегающие отложения нижнего — среднего ордовика (около 400 м) представлены в основном сланцами: кварц-серicit-хлоритовыми, глинисто-серicitовыми, углеродисто-кремнистыми и близкими к ним, но средне-верхнеордовикские породы, несогласно перекрывающие подстилающий комплекс, грубозернистые: полимиктовые песчаники, алевролиты, прослои конгломератов и гравелитов; мощность их также резко возрастает (до 1200 м). Это типичная морская нижняя моласса.

В Малом Карагату разрез существенно иной: аналогом улутауской серии является карайская, состоящая из полимиктовых, граувакковых, кварцевых, порой аркозовых красноцветных песчаников, вишнево-серых и ярко-зеленых глинистых сланцев, известково-глинистых сланцев и доломитов, иногда туфов кислого состава. Серия охарактеризована строматолитами и микрофитолитами. Внутри серии мощностью до 2000—3000 м внутренние несогласия не выделены, и она также без значительного несогласия перекрыта нижне-палеозойской тамдинской серией. Низы этой серии составляют чулактауская свита (75 м), состоящая из кремнистых, фосфато-кремнистых сланцев, доломитов и мощных фосфоритов, имеющих высокую промышленную ценность. Верхнюю часть серии (до 1500 м) слагают доломиты, доломитовые и углистоглинистые известняки, охарактеризованные богатыми фаунистическими остатками. Верхнеордовикские отложения здесь отсутствуют.

Восточнее крупных выступов докембрийского фундамента располагаются прогибы иного типа, в которых преобладают существенно вулканогенные образования. Таковы Степнякский синклиниорий и восточное обрамление Ешкеольмесского антиклиниория на севере, Агалатас-Чонкеминский синклиниорий на юге и юго-востоке. Выходы вулканитов ордовика известны на крайнем северо-западе Чу-Балхашского района в горах Ергенекты. Другое отличие этих прогибов от миогеосинклинальных структур запада — непосредственное налегание ордовикских отложений на докембрийские метаморфические толщи, выпадение или подчиненное значение кембрийских образований. Иногда в непосредственной близости от ордовикских структур в зоне раздвига, в офиолитовых поясах кембрийские отложения распространены довольно широко.

Расположение и время появления ордовикских вулканогенных прогибов, очевидно, прямым образом связано с развитием эвгеосинклинальных складчатых зон, возникших при сжатии зон раздвига.

Наиболее типичными могут считаться Степнякский синклиниорий и крылья Ешкеольмесского антиклиниория. В этом районе доказанные кембрийские отложения отсутствуют, а нижнеордовикские северо-восточнее Боровского гранитного массива непосредственно налегают на метаморфические породы боровской серии. В основании здесь выделяется жанасуйская свита нижнего — среднего ордовика (2500 м). Ее состав отвечает яшмо-липарито-базальтовой формации, причем в низах развиты дацитовые и липаритовые порфиры и их туфы, а выше — базальты. Средний ордовик (сагская серия, 2000 м) также выражен преимущественно вулканитами (липарито-андезито-базальтовая формация), причем преобладают средне-основные породы, среди них чаще туфы. Осадочные составляют около 25% объема серии, они развиты в отдельных районах на определенных уровнях разреза. Выше располагаются вулканомиктовые песчаники и алевролиты с подчиненными вулканитами (лидиевская свита — 1100—2000 м). Выше вновь располагаются вулканиты, состав которых варьирует в зависимости от структурного положения, так же как и роль вулканических пород. Верхи нижнего палеозоя состоят из известняков, сменяющихся алевролитами и аргиллитами, а выше песчаниками, переходящими в гравелиты и мелкогалечные конгломераты (см. рис. 44).

В других районах состав отложений примерно такой же, изменяется значение терригенных и карбонатных пород, в деталях — последовательность вулканитов разного состава, но в общем роль терригенных пород и кислых вулканитов возрастает в верхних частях разреза при общем преобладании средних и средне-основных.

На площадях докембрийских массивов вендинские и нижнепалеозойские отложения имеют небольшие мощности, их состав обычно близок к составу пород близлежащих прогибов.

На западе, в северной части Тургайского прогиба, нижнепалеозойские отложения вскрыты буровыми скважинами. Среди них наряду со среднеосновными эфузивами, их туфами, песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами встречаются метаморфизованные породы: филлитовые, серцит-кварцевые, альбит-хлорит-кварцевые, кварц-хлоритовые и другие зеленые сланцы. Возможно, частично они могут быть отнесены и к верхнему протерозою.

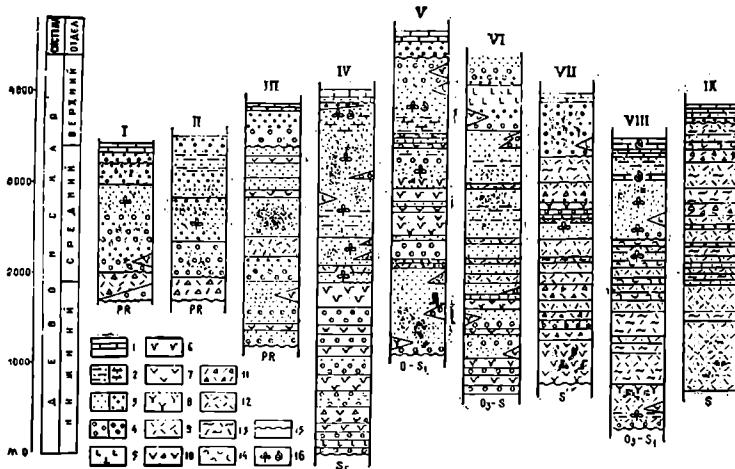


Рис. 45. Схема сопоставления разрезов орогенного комплекса Кокчетав-Тянь-Шаньской складчатой системы (по Л. Г. Никитиной и В. М. Шужанову, 1970—1980 гг.)

1 — известняки; 2 — алевролиты и известковистые алевролиты; 3 — песчаники пестроцветные и красноцветные; 4 — конгломераты пестроцветные и красноцветные; 5—9 — вулканогенные породы: 5—9 — лавы (5 — базальтовые, 6 — андезито-базальтовые, 7 — андезитовые, 8 — дацитовые, 9 — липаритовые); 10—14 — туфы (10 — литокластические среднего состава, 11 — кислого состава, 12 — кристаллокластические кислого состава, 13 — спекшииеся и игнимбриты, 14 — пепловые); 15 — несогласное налегание; 16 — ископаемые флора и фауна. Древние поднятия: I — Кокчетавское, II — Улутауское, III — Чуйское; среднепалеозойские впадины: IV — Оленты-Шидертинская, V — Западно-Сарысу-Тенинская, VI — Чу-Илийская; девонский вулканический пояс: VII — Атасуйский блок, VIII — Семизбугу-Баянаульский блок, IX — Северо-Западное Прибалхашье

Более молодые породы среднего и верхнего палеозоя ложатся с резким угловым несогласием на разнообразные древние толщи и образуют орогенный и квазиплатформенный

комплексы. Силурийские отложения отсутствуют. Девонские породы в Kokчетавском, отчасти в Улутауском районах, в Чу-Сарысуйской впадине, в Киргизском хребте, Кендыктаусе развиты на локальных участках и представлены красноцветными грубозернистыми терригенными образованиями и кислыми, реже средне-основными вулканитами, слагающимися наложенные пологие мульды и грабен-мульды. По восточной периферии центральных районов выделена структурно-фацальная зона девона, в пределах которой в девонских толщах, также выполняющих пологие наложенные прогибы, сочетаются красноцветные аллювиальные, сероцветные и пестроцветные озерные терригенные отложения с туфами и лавами среднего и основного состава. В верхах разреза часто присутствуют кислые эфузивы и крупные субвулканические тела, иногда с породами субщелочного состава (Чуйская глыба) (рис. 45). Особенно значительной мощности с преобладанием терригенных пород средне-верхнедевонские отложения достигают на Сарысу-Тенизском поднятии (жаксыканская серия, до 3000 м).

Отложения верхов девона (фаменского яруса) вместе с согласно перекрывающими их нижне-, а местами и среднекаменноугольными отложениями имеют существенно иной состав и строение разреза. Они несогласно налегают на додевонские и нижне-среднедевонские толщи, а на среднедевонские часто согласно. Фаменские отложения представлены красноцветными грубозернистыми породами (Улутау), известняками (Сарысу-Тенизское поднятие), пестроцветными и соленоносными отложениями. В Чу-Сарысуйской впадине при общей средней мощности верхнедевонских отложений 400—500 м мощность каменной соли с прослоями ангидрита и гипса в куполах достигает 1500 м.

На западе, на площади Тургайского прогиба, девонские отложения занимают обширные площади под мезозой-кайнозиальным чехлом, нижний — средний девон установлен в Убаганской и Аксуатской зонах, где представлены кварцевыми липаритовыми и трахитовыми порфирами, их туфами, туфобрекциями, реже андезитовыми порфиритами. Их перекрывают широко распространенные красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже конгломераты среднего девона — франского яруса мощностью 800—2000 м. Фаменские отложения здесь входят в единую толщу с раннекарбоновыми; на севере это зеленовато-серые и темно-серые аргиллиты, алевролиты, в меньшей мере песчаники, к югу они сменяются известняками. В Боровском антиклинарии верхний девон также представлен красноцветными терригенными породами, чередующимися с известняками, местами в толще содержатся прослои андезитовых порфиритов. В Валерьяновском

синклиниории живетский ярус образуют известняки с прослойями терригенных отложений, морские и верхнедевонские породы (известняки, зеленовато-серые песчаники и аргиллиты).

Нижнекаменноугольные образования расположены в пределах крупных Тенизской и Чу-Сарысуйской впадин и на Тениз-Сарысуйском поднятии. Они отличаются полными разрезами и большим количеством разнообразных органических остатков: брахиопод, кораллов, фораминифер и т. п. Турнейские отложения на северном обрамлении Тенизской впадины и по периферии Чу-Сарысуйской преимущественно терригенные (разнообразные песчаники, мелкогалечные конгломераты, алевролиты). На Сарысу-Тенизском поднятии развиты преимущественно мощные карбонатные породы (до 1000 м только нижнее турне). Визейские отложения карбонатно-терригенные в Тенизской впадине и на Сарысу-Тенизском поднятии, но в Чу-Сарысуйской впадине возрастает роль карбонатных пород, особенно в ее центральных частях. Очень часто породы содержат ангидрит и гипс, которые образуют на юго-западе Чу-Сарысуйской впадины мощные пласты. Местами, например, на востоке Чу-Сарысуйской впадины, визейские отложения содержат промышленные пласты углей. Мощности, так же как и состав нижнекаменноугольных отложений, меняются в зависимости от палеогеографических условий от 0 до 2200 м.

На западе, в восточной части Тургайского прогиба, раннекаменноугольные отложения слагают отдельные мульды и прогнутые участки. Они представлены в основном карбонатными породами, местами алевролитами и аргиллитами, преобладающими в верхней части среднего визе и серпуховском ярусе. Мощность карбона 1200—2000 м. В западной части Тургайского прогиба, в Валерьяновском синклиниории, каменноугольные отложения, в которых локализованы важные железорудные месторождения (Соколовское, Сарбайское, Качарское и др.), более разнообразны. Низы турне сложены известняками, перекрытыми толщей аргиллитов, алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, реже известковистых песчаников верхнего турне — нижнего визе. Выше расположена валерьяновская свита (мощность до 2000 м), состоящая из туфов и лав андезитовых порфириотов, известковистых туффитов и известняков среднего — верхнего визе. Верхи толщи сложены красноцветными терригенными породами с прослойями черных кремнисто-известковистых аргиллитов, туфов, туффитов. Грубозернистость осадков возрастает вверх, и толщу фиолетово- и буро-красных конгломератов относят уже к среднему — верхнему карбону, а местами, возможно, и к перми.

В Большом Карагату верхнедевонская толща начинается тюлькубашской свитой красноцветных дельтовых песчаников и алевролитов мощностью до 2000 м, которую, видимо, местами подстилают континентальные вулканиты нижнего — среднего девона. Ее перекрывает пачка алевролитов и тонкозернистых песчаников, сменяющаяся карбонатными породами фамена, турне, визе, серпуховского и башкирского ярусов: известняки и доломиты различной текстуры и плотности — ленточные, комковатые, плотные (до 4500 м). Лишь в верхних частях разреза к известнякам присоединяются песчаники, аргиллиты, туффины, в отрогах Талауского Алатау — туфопесчаники, туфоагломераты, а также порфириты (верхнее визе), трахиты, фельзит-порфиры (башкирский ярус). Верхний карбон и пермь в хр. Каржантау представлены субсеквентными континентальными вулканитами кислого и среднего — основного состава, относящимися к северной части Кураминского синклинория.

Верхнепалеозойские толщи широко развиты в пределах Тенизской и Чу-Сарысуйской впадин, которые обособились в серпуховском веке. В Тенизской впадине средне-верхнекарбоновая толща связана с подстилающими породами постепенными переходами. В ней преобладают серые, зеленовато-серые, розовые, красно-бурые песчаники разной зернистости, алевролиты, есть прослои мелкогалечных конгломератов, известняков, вишневых и зеленых аргиллитов. Характерно присутствие меденосных песчаников. Соотношение пород разной зернистости и окраски меняется, что указывает на неустойчивость палеогеографической обстановки. Мощность толщи до 2000 м. Пермские отложения имеют примерно тот же состав. Низы нижней перми содержат больше тонкозернистых пород и прослоев известняков; преобладают породы зеленовато-серой и темно-серой окраски. Верхи — более красноцветные с меняющейся зернистостью породы, присутствуют слои известняков с остатками рыб, раковин пелеципод, растений. Верхняя пермь — красные песчаники с прослойями алевролитов, реже аргиллитов и известняков. Общая мощность пермских отложений до 3000—4000 м.

Северо-западная периферия Чу-Сарысуйской впадины известна под названием Джезказганской впадины. Здесь в верхнепалеозойских отложениях локализовано знаменитое месторождение меди — Джезказган. Разрез верхнепалеозойских отложений, наращивающий нижний карбон, имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Таскудуksкая свита. Серые, красноцветные и пестроцветные песчаники, красно-бурые алевролиты и аргиллиты, прослои кремней и конгломератов. Медьсодержащие слои до 660 м.

2. Джезказганская свита. В основании конгломераты с кварцевой галькой, зеленовато-серые, красновато-серые, красно-бурые песчаники, красно-бурые алевролиты и аргиллиты, прослои конгломератов и серых известняков. Медью содержащие слои зелено-серых песчаников 1450 м.
3. Жиделисайская свита. Тонкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты кирпично-красной, розовой и бурой окраски, иногда засоленные до 400 м.
4. Кенгирская свита. Темно-серые известняки, мергели, алевролиты с прослойками и включениями гипса и каменной соли 200 м.

В Чу-Сарысуйской впадине низы средне-верхнекарбоновых отложений, залегающие на нижнекарбоновых, сложены малиново-красными и красно-коричневыми полимиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами с редкими прослойками серых и коричневых мергелей и известняков. Выше расположены более тонкозернистые породы: красновато-коричневые алевролиты и мелкозернистые песчаники, иногда загипсованные и со стяжениями мергелей. Во внутренних частях и на востоке впадины наряду с красноцветными породами встречаются зеленые, фиолетовые. Нижняя часть перми состоит из сероцветных озерных осадков — глинистых и кремнистых известняков с пластами красновато-коричневых алевролитов, зеленых аргиллитов, а также линзами гипсов и ангидритов. В центральных районах впадины отмечены прослои галита. Их перекрывает также загипсованная пачка зеленовато-серых и серых алевролитов с остатками растений, чешуей рыб, зубами котилозавров. Верхняя пермь представлена в низах тонкозернистыми терригенными породами, сильно загипсованными, переслаивающимися в центральной части впадины с каменной солью, а в верхах — более крупнозернистыми пестроцветными разностями. Суммарная мощность верхнего палеозоя до 3000 м, обычно не превышает 1000 м.

Интрузивный магматизм. Высокая степень консолидации центральных районов Кокчетав-Тянь-Шаньского мегаблока проявилась уже в кембрийском периоде, к которому относят становление пород златогорского расслоенного периidotит-габбро-норитового комплекса, слагающих лополитообразные тела в пределах Кокчетавского массива. В этом же районе известны мелкие интрузивные тела позднекембрийского красномайского щелочно-ультрамафитового комплекса (биотитовые пироксениты, щелочные габбро, нефелиновые сисситы), с которым связаны карбонатиты. Вопрос о возрасте альпинотитных габбро и периidotитов, образующих цепочки в Кокчетавском и Улутауском массивах, остается спорным: некоторые считают эти небольшие массивы, прорывающие докембрий, включая Боровскую серию, относимые к щучинскому комплексу в Боровском районе, ранне- или даже среднеордовикскими, но веских доказательств этого нет. Возможно, правы те, кто полагает, что они внедрились в рифе.

К концу ордовика — началу силура приурочено формирование крупных интрузивных тел, в строении которых преобладают гранодиориты, адамеллиты; в меньшей степени развиты

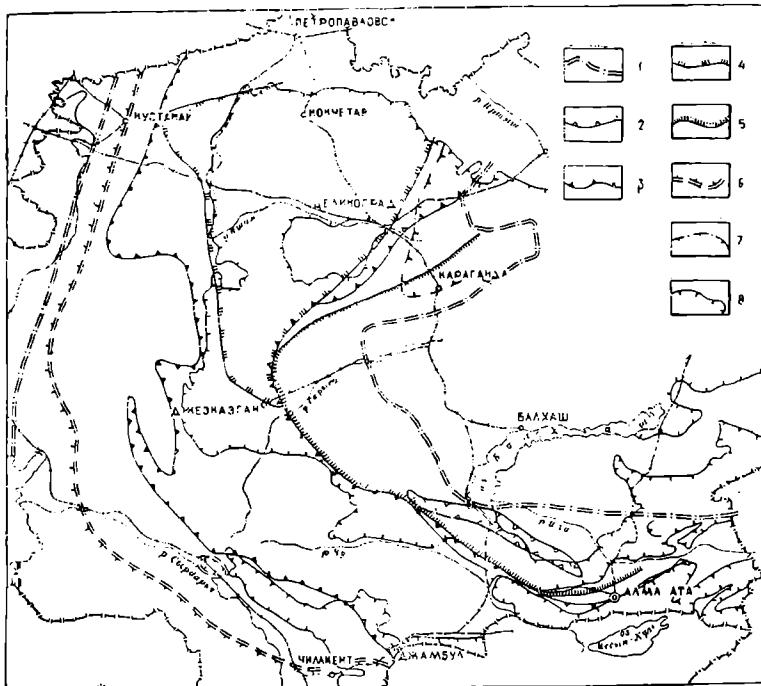


Рис. 46. Ореолы распространения гранитоидных комплексов в Кокчетав-Тянь-Шаньской складчатой системе

1 — границы складчатой системы; 2—7 — ореолы распространения интрузивов гранитоидов: 2 — среднеордовикских повышенной основности, 3 — позднеордовикских, 4 — силурийских и девонских биотитовых, лейкократовых, аляскитовых гранитов (территориально и, возможно, генетически связанных с позднеордовикскими), 5 — девонских (комплексы повышенной основности и повышенной кислотности), 6 — ранне-среднекаменноугольных (повышенной основности), 7 — позднепалеозойских (повышенной кислотности и щелочности); 8 — границы выходов на поверхность домезозойских отложений

граниты, плагиограниты, диориты, габбро-диориты (зереидинский, крыккудукский и другие комплексы). Они развиты почти повсеместно, занимают большие площади в Кокчетавском массиве, в Степнякском синклиниории, Ешкеольмесском антиклиниории, несколько меньше — в Улутау, в Малокаратауском синклиниории и в Большом Карагату (рис. 46). Плутоны имеют крупные

размеры, неправильные формы (см. рис. 41). К этому же времени относится образование степнякского комплекса тектитовых габбро-диоритов, габбро и диоритов, слагающих небольшие тела, чаще штоки, иногда линейные. Важная особенность — территориальная приуроченность к ним многих золоторудных месторождений.

К позднесилурийскому аралаульскому комплексу, развитому в Степнякском синклиниории и Ешкеольмесском антиклиниории, относят тела граносиенитов, кварцевых монцонитов, калиевых гранитов, обычно тяготеющие к крупным plutонам крыккудуksких гранитоидов. Боровской комплекс гранитов слагает значительные округлые или овальные тела зонального строения, локализованные как среди пород докембрийского фундамента, так и среди раннепалеозойских. Их внедрение относят к концу силура — началу девона.

В девонский период сформировались два характерных комплекса, отражающих полное завершение геосинклинального развития. Один (ишимский), ранне-среднедевонский, представленный телами оливицитов, эссекситов, нефелиновых сиенитов, тесно связан с эффузивной деятельностью, создавшей щелочно-базальтовый эффузивный комплекс (лейцитовые, авгитовые порфиры, трахитовые, фонолито-трахитовые порфиры), выявлен в Джаркаинагашском антиклиниории (излучина р. Ишим). Второй (орлиногорский, балкашинский), лейкогранитовый, образован существенно калишпатовыми, иногда биотитовыми и аляскитовыми гранитами. Их тела чаще пространственно тяготеют к крупным plutонам позднеордовикских гранитоидов или к докембрию. Наиболее распространены они в Kokчетавском массиве, но встречаются и в Улутау, и на северо-востоке системы.

Герцинские интрузии редки в центральных районах системы. Известны лишь каменноугольные дайки и малые штокобразные тела гранит-порфиров, граносиенитов, диоритовых и диабазовых порфиритов, спессартитов в Северном Казахстане, в Малом Карагате и, возможно, в Чуйской глыбе. В западных районах герцинский интрузивный магматизм проявлен более отчетливо. На западном крыле Большекарагатауского антиклиниория (на севере Большого Карагаты), в отрогах Таласского Алатау известны массивы среднекаменноугольных (Сусингенский) и пермских (Майдантальский) гранитоидов, преимущественно гранитов и гранодиоритов. В отрогах Таласского Алатау также известны позднепермские щелочно-основные породы, ассоциирующиеся с аналогичными по составу вулканиками (массив Ирису — щелочные пироксениты, щелочные сиениты, монцониты).

Интенсивный магматизм в герцинскую эпоху был проявлен и на крайнем западе Kokчетав-Тянь-Шаньского мегаблока

в Кустанайской зоне, где, сочетаясь с активной эффеузивной деятельностью визе, проявился интрузивный ранне-среднекарбоновый магматизм, создавший массивы сарбай-соколовского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса (преобладают диориты и габбро, а в южной части полосы развития комплекса — гранодиориты). С интрузивами этого комплекса ассоциируют железорудные месторождения (Сарбайское, Соколовское, Качарское и др.). В смежной на восток Убаганской зоне в нововозрастном комплексе возрастает роль кислых пород — гранодиоритов, биотитовых гранитов. В этой зоне самыми молодыми являются также щелочные породы — позднепермские сельвсбергиты Каинсайского массива.

Триасовые долериты, базальты, липариты, санидиновые гранит-порфиры, слагающие наряду с покровами силловые тела и дайки в районе оз. Кушмурун, видимо, следует относить уже к платформенному этапу развития.

Тектоника. В западных и центральных структурных элементах Kokчетав-Тянь-Шаньской складчатой системы этажное строение выражено четко. Основание сложено складчатыми сооружениями докембрия. На складчатом фундаменте, местами с резким, местами с относительно слабо выраженным (на позднем рифе) несогласием, залегает венд-нижнепалеозойский комплекс. Строение комплекса в миогеосинклинальных зонах сравнительно простое; внутренних несогласий, обособляющих отдельные этажи, немного. Наиболее отчетливые намечаются в конце венда и в середине ордовика, когда чувствуются активные восходящие движения, сказавшиеся в появлении грубозернистых терригенных осадков. В таконскую фазу складчатости прогибы прекратили существование и на их месте возникли крупные складчатые структуры (рис. 47).

На обнаженной территории на севере выделяют Марьевский и Калмаккольский синклиниории и Джаркаинагашский антиклиниорий. Эти структурные элементы имеют отчетливую северо-восточную ориентировку, переходящую (Калмакольский синклиниорий) в субширотную. В центре структуры меридиональные (Байконурский синклиниорий), а на юге — северо-западные (Больше- и Малокаратауский антиклиниории). Строение структурных элементов простое. Их определяют разрывы, ориентировка которых близка к простиранию региональных складчатых структур. Интенсивность складчатости второго и более высоких порядков повышается вниз по разрезу и особенно вблизи крупных разрывов, где складки становятся сжатыми, иногда челночными (Большой Каратау), сложными.

Вулканогенные толщи на востоке описываемой части системы участвуют в строении Степнякского синклиниория и Ешкеольмесского антиклиниория. Здесь формирование толщ

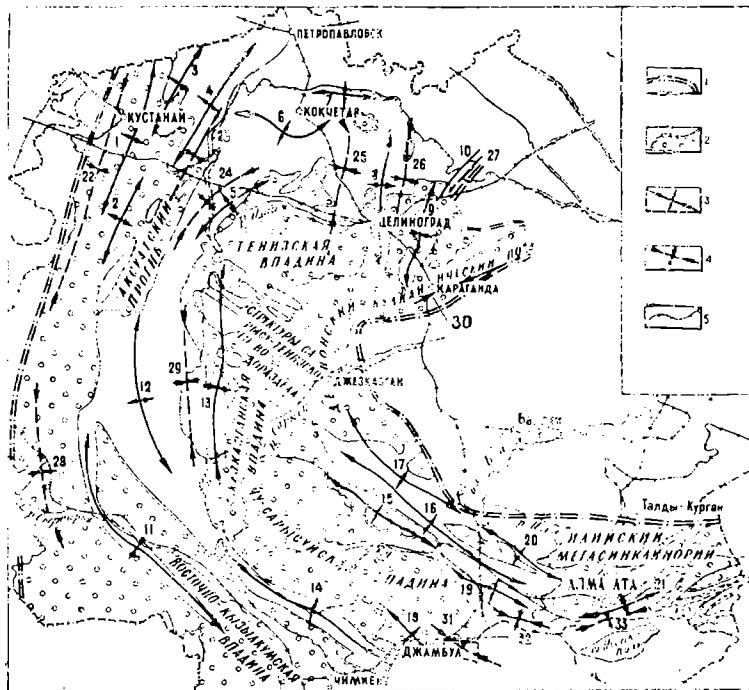


Рис. 47. Схема размещения складчатых геолого-структурных элементов Кокчетав-Тянь-Шанской складчатой системы. Составлена с использованием «Тектонической карты палеозойских складчатостей» (1976)

1 — границы складчатой системы; 2 — площади распространения орогенного и квазиплатформенного чехла (терригенные, карбонатные отложения, субсеквентные вулканиты) и их границы; 3, 4 — соответственно оси антиклинальных и синклинальных структур; 5 — границы выходов на поверхность домезозойских отложений. А н т и к л и н о р и и и м е г а н т и к л и н о р и и : 1 — Боровской, 2 — Ергенкольский, 3 — Демьянцовский, 4 — Заградовский, 5 — Джарканаагашский, 6 — Кокчетавский, 7 — Шатский, 8 — Ешкеольмесский, 9 — Ерементау-Ниязский, 10 — Бощекольский, 11 — Сырдарьинский, 12 — Южно-Тургайский, 13 — Улутау-Карсакпайский, 14 — Карагатауский, 15 — Чуйский, 16 — Джалаир-Наиманский, 17 — Бурунтауский, 18 — Макбельский, 19 — Кендыктасский, 20 — Аирахайский, 21 — Заилийский. С и н к л и н о р и и и м е г а н т и к л и н о р и и : 22 — Валерьяновский, 23 — Марьевский, 24 — Калмакольский, 25 — Степняк-Жаксыконский, 26 — Селетинский, 27 — Кендыктинский, 28 — Восточно-Аральский, 29 — Байконурский, 30 — Карагандинский, 31 — Карабалтинский, 32 — Агалатасский, 33 — Чилик-Кемиский

прерывалось неоднократными тектоническими движениями, выраженным сейчас в несогласиях между свитами. Разрывная тектоника разбивает площади их развития на отдельные блоки. Складчатость интенсивная, углы падения слоев 35—

60°, до крутых, иногда слои падают вертикально или опрокинуты. В верхних свитах ордовика складчатость становится менее напряженной, брахиформной.

Средне- и верхнепалеозойские комплексы дислоцированы гораздо слабее, чем нижнепалеозойские. Породы девона и нижнего карбона в Кокчетав-Степнякском районе слагают пологие мульды, лишь на бортах которых углы падения достигают 30—45°, а обычно гораздо меньше.

Тенизская впадина — крупная изометрическая структура с пологим северным крылом и относительно крутым флексурообразным южным, в строении которой участвуют верхнепалеозойские и подстилающие их нижнекаменноугольные породы. На большей части впадины породы залегают почти горизонтально, создавая лишь пологие протяженные поднятия и прогибы, распадающиеся на отдельные брахиформные складки. Средне-верхнепалеозойский комплекс на севере впадины заходит в пределы Калмаккольского синклиниория, местами обрываясь крупными разрывами. На юге верхнепалеозойские отложения выклиниваются, а девонские и раннекаменноугольные перекрывают герцинское Сарысу-Тенизское поднятие, где развиты глыбовые складки северо-западной ориентировки — типичные горст-антиклинали и узкие протяженные грабен-синклинали, разделенные обрывающими крылья разрывами. Иногда южные крылья складок относительно крутые (40—60°), северные большей частью пологие. Внутри комплекса отмечены, особенно в нижней его части, угловые несогласия.

Чу-Сарысуйская впадина представляет собой квазиплатформенную структуру с почти горизонтальным залеганием слагающих ее верхнедевонских — пермских пород в центральной части, но осложненную крутыми флексурами и приразломной складчатостью в краевых частях. В пределах впадины выделено несколько глубоких прогибов (Кокпансорский, Тесбулакский, Моюнкумский и др.) и разделяющих их поднятий (Тастинское, Таласское, Бугуджильское и др.). В прогибах основание комплекса опущено на глубину до 3000—6000 м. Впадина рассечена крупными разломами северо-западного, в меньшей степени субширотного и северо-восточного направления. В северо-западной, джезказганской части впадины разрывы субмеридиональные. Характерная особенность впадины — существование пологих купольных структур (иногда газоносных), а также соляных куполов в Причуйском и Южно-Джезказганском районах.

Своеобразно строение герцинского комплекса в Большом Карагату, где развиты покровные и сдвиговые структуры на фоне брахискладчатости. Отдельные подэтажи, обладающие различной пластичностью, деформировались дискордантно.

Нижний и верхний образуют пологие складки с углами падения на крыльях до 30 — 60° и с пологими днищами, а промежуточный смят в узкие изоклинальные складки, часто опрокинутые, разделяющие выходы пород верхнего подэтаха. Среди разрывов широко развиты надвиги, часто послойные, пологие, а также сбросы и сдвиги, последние северо-западной ориентировки.

В западных структурных элементах Кокчетав-Тянь-Шаньской системы залегание девонского и раннекаменноугольного комплексов пологое, почти горизонтальное, о чем, в первую очередь, свидетельствуетплощадное распространение этих отложений. Однако в локальных структурах и вблизи разрывов углы падения, по данным бурения, могут достигать 60° (Восточные Кызылкумы). Разрывные дислокации преимущественно субмеридиональные, но на юго-западе — северо-западные и северо-восточные.

В полосе Тургайского прогиба можно выделить крупные герцинские структурные элементы меридиональной ориентировки — Аксуатский прогиб, Убаганский и Боровской антиклиниории и Валерьяновский синклиниорий — краевую структуру, которую нередко рассматривают уже в составе Уральской системы. Аксуатский прогиб сложен девон-карбоновыми толщами, слабо дислоцированными, с брахиформными структурами, углы падения на крыльях которых достигают 30 — 40° . Выходы каледонского основания редки, только в осевых частях отдельных антиклиналей. Убаганский антиклиниорий представляет собой сложное глыбово-складчатое сооружение, в осевой части которого находятся горст-антиклинали, сложенные сильно дислоцированными, вплоть до плойчатости, и метаморфизованными породами нижнего палеозоя, рассечеными разломами север-северо-восточной ориентировки. Крылья и синклинали образованы девон-карбоновыми толщами, также дислоцированными, с падением пластов 45 — 55° . Боровской антиклиниорий сложен верхнедевонскими — раннекаменноугольными образованиями, смятыми в брахиформные структуры высоких порядков. Преобладают простые структуры, прослеживаемые на десятки километров и имеющие наклон крыльев 40 — 60° . Валерьяновский синклиниорий — сложное краевое сооружение системы шириной от 60 до 120 км, протягивающееся в север-северо-восточном направлении на сотни километров и рассеченное поперечными разломами. Каменноугольные толщи смяты в вытянутые брахиформные складки, переходящие в линейные, разбитые разрывами, около которых углы падения увеличиваются до вертикальных. Интенсивность складчатости заметно уменьшается с запада на восток.

Восточные геолого-структурные элементы

Периферическая полоса Кокчетав-Тянь-Шаньской системы, обрамляющая ее с востока и юго-востока, отличается многими геологическими особенностями. Ее геолого-структурные элементы были консолидированы в позднем силуре; силурийские, иногда и верхнесилурийские отложения — собственно геосинклинальные, морские. Распространены герцинские интрузии, местами проявляется раннекаменноугольный и позднепалеозойский вулканизм. Кроме этих особенностей, касающихся консолидации и оформления поздних структурных элементов, существуют не менее важные, относящиеся к раннему этапу геосинклинального развития. Видимо, в этой полосе в венд-кембрийское время существовала зона раздвига, ограничивавшая Кокчетав-Тянь-Шаньский мегаблок. Ныне она ската, перекрыта надвинутыми блоками и более молодыми отложениями, кое-где уничтожена гранитоидной деятельностью, и о ней можно судить по сохранившимся выходам пород спилito-диабазовой формации, ультрамафитов, а также кремнистых накоплений, яшм по периферии раздвига. Зона раздвига соответствовала этой полосе неполностью; последняя включает краевые части древних блоков.

К восточным геолого-структурным элементам Кокчетав-Тянь-Шаньской системы относятся Селетинский, Кендыктинский синклиниории, Ерементау-Ниязский, Бощекольский антиклиниории на севере, Атасуйский, Бурунтауский антиклиниории в центре, Джалаир-Найманский, Анрахайский, Заилийский антиклиниории и Чилик-Кеминский синклиниорий и смежные с ними площади синклиниорных структур на юге. Большая часть их в период седиментации представляла самостоятельные структурно-формационные зоны (см. рис. 41).

Выступы докембрийского основания в описываемой части системы немногочисленны. Они известны в районе с. Осакаровки (севернее Караганды) в Ерементау-Ниязском антиклиниории, в Бурунтауском (Каракамысский выступ) и Анрахайском антиклиниориях. Первый участок можно рассматривать в качестве краевого выступа древнего Кокчетав-Тянь-Шаньского мегаблока, а последние — в качестве структур Атасуджунгарского блока, залегающих в ядрах каледонских антиклиниориев.

Стратифицированные образования. Венд-нижнепалеозойский комплекс начинается ерементауской серией (см. рис. 40), широко распространенной на северо-востоке полосы и представленной известняково-кремнисто-базальтовой формацией. Некоторые считают синхронной с ней распространенную на западном крыле Ерементау-Ниязского антиклиниория акдым-

скую серию, состоящую из кремнистых пород, а в низах из алевролитов и аргиллитов. Возможно, акдымская серия накапливалась в длительном интервале, охватывающем кембрий и даже низы ордовика *. В Селетинском синклиниории и Бощекольском антиклиниории широко распространена мощная (до 8000 м) бощекольская серия, относимая к базальт-трахибазальтовой формации нижнего — среднего кембрия. К среднему — позднему кембрию здесь относится базальто-андезито-базальтовая формация, с несогласием перекрывающая торктурукской серией позднего кембрия — тремадока (андезитовая формация), в которой существенную роль играют уже песчаники, алевролиты, известняки. Выше расположены существенно терригенные толщи, роль базальтовых вулканитов резко сокращается, так же, как и кремнистых пород; средний и верхний ордовик представлены преимущественно граувакковыми песчаниками, алевролитами, а в верхах и конгломератами. Отличительная черта венд-нижне-палеозойских отложений — значительная латеральная изменчивость с преобладанием то кремнистых толщ, то существенно базальтовых с подчиненной ролью андезитов и трахибазитов. Мощности толщ велики и для многих ярусов превышают 1000 м.

В Атасуйском районе в венд-кембрийских толщах существенную роль играют кремнистые отложения, но южнее, в Чу-Балхашском районе, их строение более сложное. В Джалаир-Найманском поясе ультрамафитов возраст сильно измененных базальтовых вулканитов спорен: одни предполагают наличие здесь верхнего докембрия и нижнего кембрия, другие считают, что эти вулканиты более молодые, чем кварц-полевошпатовые песчаники джамбулской свиты среднего — верхнего кембрия.

Сочетание основных эффузивов спилито-диабазового типа, кремнистых пород и тел ультрамафитов позволяет относить венд-кембрийские (и, возможно, нижнеордовикские) образования восточных структурных элементов Кокчетав-Тянь-Шаньской системы к офиолитовой ассоциации. Для районов ее развития характерны надвиги и покровные структуры.

К востоку от Джалаир-Найманского пояса (Сарытумская зона) разрезы описываемого возрастного интервала иные. Здесь базальтоиды типа платобазальтов чередуются с кварце-

* В акдымской серии недавно найдены на четырех уровнях конодонты аренига, а в прибазальтной пачке песчаников — трилобиты верхнего тремадока. Конодонты нижнего ордовика обнаружены в кремнистых породах, ранее относимых к кембрию, и в других районах (например, Чу-Балхашском) рассматриваемой полосы. Региональный анализ этих находок еще не сделан.

выми песчаниками и подстилаются онколитовыми известняками и тиллоидами (венд ?), а выше вулканитов располагается толща тонкозернистых терригенных, карбонатных и в меньшей степени вулканогенных средне-основных пород, перекрывающая мощной бурубайтальской свитой среднего — верхнего кембрия, состоящей из кремнистых пород, иногда с прослойями базальтовых, фосфатоносных и железо-марганцевых накоплений. Ордовик, начиная с аренига, состоит из песчаников и алевролитов, в низах переслаивающихся с кремнистыми прослойями, а в верхах — с конгломератами, слагающими значительную часть разреза (андеркенская и дуланкаринская свиты). В среднем ордовике местами развиты вулканиты дацит-андезитового состава. Отдельные свиты ордоваика разделены несогласиями, причем наиболее крупные (предаренигское и предпозднекараадокское) имеют региональное значение.

Сиурийские отложения в восточных геолого-структурных элементах Kokчетав-Тянь-Шаньской системы местами лежат несогласно на ордовикской и более древних толщах, а местами согласно с верхним ордовиком, наращивая его разрезы. На большей части территории разрезы существенно терригенные, с небольшой долей участия известняков, песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты. Породы зеленоцветные, пестроцветные, красноцветные. Пестроцветные и красноцветные отложения играют большую роль в верхних частях разрезов, ближе к центральным частям системы. Мощности силура иногда достигают 4000—5000 м, иногда, например в Чу-Балхашском районе, уменьшаются до 500 м. Средне-основные вулканиты известны в Западном Прибалхашье и в горах Басулытау (отрог хр. Кетмень).

В девоне на большей части площади восточных структурных элементов Kokчетав-Тянь-Шаньской системы сформировался девонский вулканический пояс (по А. А. Богданову). Как вулканиты, так и терригенные породы накапливались в континентальных условиях. Вулканиты различны по составу (см. рис. 45), поэтому некоторые считают их генетически разнородными. Однако общая позиция пояса на краю Kokчетав-Тянь-Шаньской системы, консолидированной в конце ордовика и в силуре, заставляет считать его единой структурой, отдельные участки которой имеют разрезы различного типа. Вариации химического состава вулканитов, видимо, зависели от глубины магматических очагов, от локальных геологических условий, местных особенностей строения земной коры и т. п. В Шидерты-Каракенгир-Западно-Бетпакдалинской зоне, частично входящей в описываемую площадь, в наложенных впадинах накапливались характерные песчано-конгломератовые толщи с базальтовыми и андезитовыми

порфиритами (жарсорская свита Оленты-Шидертинского, коктасская — Чу-Балхашского районов). Ближе к Джунгаро-Балхашской системе повышается роль кислых вулканитов, особенно туфов и игнимбритов липаритового и дацитового состава. Количество кислых вулканитов возрастает вверх по разрезу вплоть до середины франского яруса.

В Оленты-Шидертинском, Баянаульском, Карагандинском районах и на Сарысу-Тенизском поднятии живет-франские отложения преимущественно красноцветные и пестроцветные терригенные, грубообломочные, так же, как и отложения второй половины франского яруса в пограничных районах системы.

Фамен связан с нижнекаменноугольными отложениями и совместно с ними слагает наложенные мульды. Он большей частью известняковый, но иногда (например, в Жаильминской мульде) вместе с хемогенными известняками развиты силициты, яшмы, железорудные и марганцеворудные прослои и очень редко базальтовые туфы и лавы. Сингенетичными с этой толщей считаются частично баритовые и полиметаллические руды.

Каменноугольные толщи на севере восточных элементов системы исключительно осадочные. Они слагают наложенные мульды вместе с фаменским ярусом. Особенности строения разрезов можно видеть на примере Карагандинского синклиниория и Жаильминской мульды. В Карагандинском синклиниории обобщенный разрез карбона выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Турнейский ярус. Пелитоморфные, массивные, мергелистые известняки, прослон сланцев 240—400 м.
2. Нижнее—среднее визе. Теректинские слои, аккудукская и ашлярикская свиты. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты, вверху слои углей около 1200 м.
3. Верхнее визе—серпуховский ярус. Карагандинская свита. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, линзы конгломератов, пласти углей 630—800 м.
4. Средний карбон. Надкарагандинская, долинская, тентекская свиты. Аргиллиты, алевролиты, конгломераты, пласти углей 1600—1700 м.
5. Верхний карбон. Шаханская свита. Пестроцветные, бурые, красные аргиллиты, алевролиты, гравелиты 350 м.

Этому разрезу близки по составу отложений разрезы мульд, расположенных северо-восточнее Караганды (промышленно важная угленосная Экибастузская, Тениз-Коржун-кольская и др.), однако верхние части толщи во многих мульдах отсутствуют.

В Жаильминской мульде турнейские отложения также карбонатные: желтые, серые, черные известняки с прослойками кремнистых пород, иногда доломиты. Визейский и серпухов-

ский ярусы образуют зелено-серые, серые, иногда углистые аргиллиты, алевролиты, преобладающие в верхней части толщи песчаники.

На юге, в Илийском мегантиклинории, нижнекаменноугольные отложения иные, в основании здесь залегают красноцветные грубообломочные отложения с прослойями углистых сланцев (до 400 м), на которых расположена мощная (2000—3000 м) толща, состоящая преимущественно из андезитовых порфиритов, дацитовых порфиров, их туфов. На крайнем юго-востоке, в Кегенском синклинории, на вулканитах турне — нижнего визе лежат средне-верхневизейские, серпуховские и среднекаменноугольные морские карбонатные и карбонатно-терригенные породы.

В ядерной части Илийского мегантиклинория на нижнем карбоне залегают верхнепалеозойские отложения, состоящие из чередующихся свит вулканитов средне-основного и кислого состава, а также терригенных, часто красноцветных пород, континентальных и иногда озерных. Формирование этой толщи связано с завершением активности герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.

Интузивный магматизм. В восточных геолого-структурных элементах Kokчетав-Тянь-Шаньской системы интузивный магматизм сильно отличается от магматизма центральных районов (см. рис. 46). В фанерозое он начался с внедрения интузивов или протрузий (?) габбро-перидотитовой формации, ее относят на северо-востоке к среднему кембрию, в Джалаир-Найманском ультрамафитовом поясе и Заилийском районе — к позднему кембрию — раннему ордовику. Скорее всего, она одновозрастная и знаменует собой раннюю инверсию раздвиговых зон. Важная особенность — отсутствие внедрения гранитоидных магм в конце ордовика, столь характерных для центра системы. Это хорошо коррелируется с согласным залеганием ордовика и силура и с прогибаниями в силурийский период. Позднеордовикские гранодиориты и граниты развиты только в Заилийском районе, где почти нет силурийских пород. Небольшие интузивы позднеордовикских гранитоидов есть в Боцекольском районе, но они малочисленны. Активная интузивная деятельность протекла в девоне, когда сформировался пояс интузивов кварцевых монцонитов, гранитов, монцодиоритов, диоритов (среднедевонские комплексы), нормальных, калишпатовых и лейкократовых гранитов (позднедевонские комплексы). В описываемых структурных элементах появляются и герцинские интузии. На севере это лейкократовые граниты (массивы Баянаул, Большой Койтас и др.), граносиениты и граниты, щелочные и нефелиновые сиениты. В Заилийском районе распространены среднекаменноугольные гранодиориты и граниты, позднепермские

мелкие интрузивы габбро-монцонит-граносиенит-гранитовой формации.

Тектоника. Выступы догоесинклинального основания разбиты местами на периферии описываемых структурных элементов в ядрах антиклиниориев (см. рис. 47). Каледонские структуры (вместе с байкало-салайскими) слагают серию антиклиниориев, меридиональных в центре (Приатасуйский, Булатауский), веерообразно расходящихся на северо-востоке (Ерементау-Ниязский, Бощекольский), северо-западных и субширотных на юге (Джалаир-Найманский, Бурунтауский, Аирайский и Заилийский). Вендские и кембрийские толщи антиклиниорных сооружений смяты в крупные структуры, осложненные разнообразными складками — изоклинальными, членочными, иногда даже сундучными, рассечеными разрывными дислокациями — сдвиговыми и надвиговыми. Разрывы местами концентрируются в зоны, из которых наиболее мощной и типичной может считаться Джалаир-Найманская с ранними надвигами и более поздними сбросо-сдвигами северо-западной ориентировки, сконцентрированными в узкой (до 30 км) полосе. Ордовикские и силурийские породы слагают менее напряженные линейные складки с углами падения на крыльях 30—50°, но также интенсивно рассеченные разрывами, около которых дислоцированность пород возрастает.

Девонские вулканиты и осадочные породы большей частью несогласно перекрывают подстилающие породы, но в некоторых синклиниориях (например, в Джельтауском, в Чу-Балхашском районе) лежат согласно на силурийских. Девонский чехол развит неравномерно, но занимает значительные площади к востоку и юго-востоку от г. Целинограда, к северо-востоку и востоку от г. Караганды, к югу от г. Каражала. Девонские и каменноугольные образования совместно участвуют в строении крупных наложенных структур (мульд, впадин, синклиниориев) — Карагандинской, Жаильминской, Оленты-Шидертинской и др. Породы девона и карбона образуют брахиформные, иногда коробчатые структуры, часто обрамленные и нарушенные разломами, около которых падения слоев часто крутые, до вертикальных, при пологих, почти горизонтальных в центральных частях мульд. На юге вулканиты и осадочные породы карбона и перми совместно образуют крупный Илийский синклиниорий. Их залегание также сильно нарушено на крыльях и вблизи разломов, но пологое (углы падения пластов 10—15°) в центральных частях структурных элементов второго порядка.

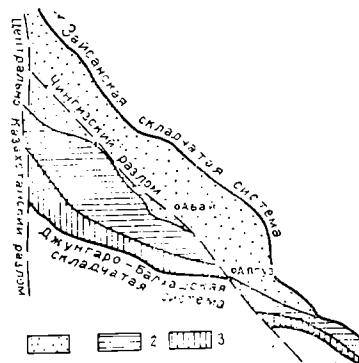
ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Своебразие Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы заключается в ее положении между Зайсанской и Джунгаро-Балхашской герцинскими складчательными системами. Она линейно вытянута, и во второй половине палеозоя играла роль пояса ранней консолидации, разделявшего области, продолжавшие геосинклинальное развитие. Она своеобразна и по особенностям геосинклинального режима, отличается длительностью геосинклинальных активных магматических процессов. В Чингиз-Тарбагатайской системе отсутствуют выходы догоесинклинального метаморфического докембрийского основания, такого, как в Кокчетав-Тянь-Шаньской. Это позволяет рассматривать ее в качестве структуры, возникшей на океанической коре, что, видимо, и определяет ее важнейшие особенности.

Чингиз-Тарбагатайская система разделена на несколько

Рис. 48. Схема структурно-формационного районирования центральной и восточной частей Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы

Структурно-формационные зоны: 1 — Чингизская, 2 — Абралинская, 3 — Акбастауская (Космурунская)



структурно-формационных зон: на западе выделены Кендыктинская и Баянаульская; в центральной и восточной частях — Чингизская, Абралинская, Акбастауская (Космурунская) (рис. 48).

Стратифицированные образования. Отдельные структурно-формационные зоны отличаются своим строением, хотя во всех зонах очень широко распространены кембрийские, ордовикские и силурийские отложения (рис. 49). Наиболее древние отложения, скорее всего, докембрийские, представлены муржикской свитой, состоящей из порфириоидов, кварц-хлорит-серпентитовых и кварц-серпентитовых сланцев, рассланцованных песчаников, микрокварцитов и прослоев железистых кварцитов. Общая мощность около 3000 м. Эту свиту нередко параллелизируют с карсакпайской серией Улутау или

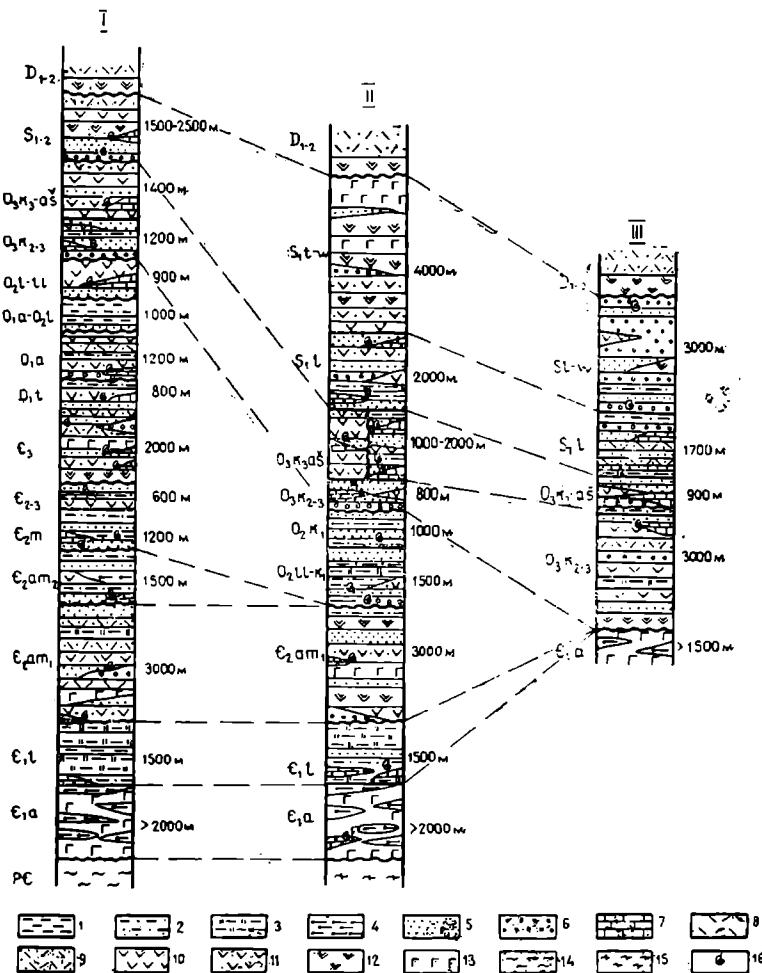


Рис. 49. Схема сопоставления геологических разрезов центральных и восточных структурно-формационных зон Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы. Составил Н. В. Полянский, 1980 г.

1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — кремнистые алевролиты; 4 — яшмоиды; 5 — песчаники; 6 — гравелиты, конгломераты; 7 — известняки; 8, 9 — дакитовые и липаритовые порфиры и их туфы; 10, 11 — андезитовые порфиры и их туфы; 12 — андезито-базальтовые порфиры; 13 — базальтовые порфиры, спилиты; 14 — зеленые сланцы; 15 — нерасчлененные метаморфиты амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма; 16 — уровни сбора остатков фауны. Зоны: I — Чингизская, II — Абралишская, III — Акбастауская (Космурунская)

же ставят на один уровень с никольско-бурлукской серией Кокчетавского массива.

Майкайнская серия венда — нижнего кембрия начинает серию комплексов, в которых существенную роль играют основные вулканиты. Здесь выделены последовательно дифференцированные базальто-дакитовые формации раннего — среднего кембрия, среднего — верхнего кембрия, базальто-липаритовая верхнего кембрия — нижнего ордовика, андезито-базальто-липаритовая среднего ордовика, андезито-базальто-дакитовая позднего ордовика. Их разделяют существенно осадочные толщи, относимые к флишоидной, кремнисто-терригенной, флишевой, а в среднем ордовике — к терригенной молассовой формациям. Среди вулканитов преобладают андезитовые порфиры, меньше развиты базальтовые и еще меньше дакитовые и липаритовые порфиры. Коэффициент эксплозивности достигает иногда 50%. Среди осадочных пород преобладают граувакковые и вулканомиктовые песчаники, кремнистые алевролиты, яшмы, яшмоиды, алевролиты. В среднем — верхнем ордовике повышается роль полимиктовых песчаников, конгломератов, известняков, а в позднем ордовике к западу от Центрально-Чингизского антиклинария — даже красноцветных песчаников и конгломератов (намасская свита).

Активная геосинклинальная вулканическая деятельность в Чингиз-Тарбагатайской системе продолжалась и в силурийском периоде. В юго-западной части системы (Чингизская зона) низы силура (альпейская свита) сложены преимущественно зеленоцветными и пестроцветными полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами с прослоями известняков, местами лав и туфов основных и средних порфиритов. Эту толщу постепенно сменяет жумакская свита, состоящая из лав и туфов андезитов и базальтового состава, а в верхах включающая зеленоцветные и красноцветные песчаники. Общая мощность обеих свит, отнесенных к лландовери и венлоку, до 5000 м. В северо-восточной полосе силурийские отложения соответствуют венлоку — верхнему отделу и ложатся с несогласием на верхний ордовик. Их низы представлены зеленоцветными песчаниками и алевролитами, а верхи — красноцветными породами и порфиритами. Мощность до 1800 м.

В осевой части системы девонские отложения слагают отдельные мульды, наложенные на дислоцированное додевонское основание. Нижний — средний девон (до 800—1000 м) — преимущественно кислые туфы, игнимбриты. В средней части преобладают кислые лавы, в низах развиты покровы андезитовых порфиритов, прослои вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Верхи девона — известковистые терригенные

породы и известняки (фамен) мощностью 600—1000 м. На юго-востоке в Предчингиэзе нижний девон — эйфель слагают преимущественно бурые, лиловые, зелено-серые андезитовые и андезито-базальтовые порфиры, прослои туфов, песчаников, алевролитов, а верхи толщи — туфы кислого состава. В живетском и франском ярусах (до 1400 м) преобладают терригенные породы, во франском ярусе — пестроцветные и красноцветные. Фаменский ярус существенно карбонатный, в низах — известковистые песчаники и алевролиты, а в верхах — известняки; мощность яруса всего 300 м.

Карбоновые отложения сохранились лишь в отдельных небольших мульдах. На северо-западе системы турне — известняки, визе — угленосные терригенные отложения, на юго-востоке турне — разноцветные известковистые песчаники, кремнистые алевролиты, туфы и известняки, а визе — бурые, серые песчаники, глинистые и углистые сланцы, известняки, пласти зольных углей.

Интузивный магматизм отличается длительностью и высокой активностью как в каледонскую, так и в герцинскую эпоху, что зависит, естественно, от структурной позиции системы. Наиболее древние интузивные или, точнее, протрузивные тела образуют серпентиниты, перидотиты, пироксениты, считающиеся большинством геологов докембрийскими. Внедрение габбро-плагиогранитового комплекса относится к среднему кембрию. Кислотность и калиевость пород возрастает в дальнейшем ряду интузивных комплексов — гранодиоритовые ранне- и позднеордовикские, гранодиорит-гранитовый позднесилурийский, гранит-граносиенитовый и гранитовый средне- и позднедевонские. Начало внедрения герцинских комплексов ознаменовалось вновь понижением общей кислотности пород. Ранне-среднекаменноугольный комплекс образуют тоналиты, диориты, габбро; позднекаменноугольный — тоналиты, гранодиориты, граносиениты. Позднепермские комплексы гранитовые и лейкогранитовые; после них внедрились щелочные граниты, сиениты, нефелиновые сиениты. Интузивная деятельность завершилась лейкократовыми гранитами и аляскитами раннего триаса (?). Характерная особенность размещения гранитоидных комплексов — отсутствие крупных линейных plutонов. Большая часть линейных интузивных тел имеет небольшие размеры, а многие интузивы в плане округлые формы.

Тектоника. В целом Чингиз-Тарбагатайская система представляет собой сложное мегантиклинорное сооружение, расположеннное между герцинскими мегасинклиниориями Джунгаро-Балхашской и Зайсанской складчатых систем. В ее пределах развито несколько структурных комплексов: байкальский (?), салаирский, каледонский, герцинский, разделенные, в свою

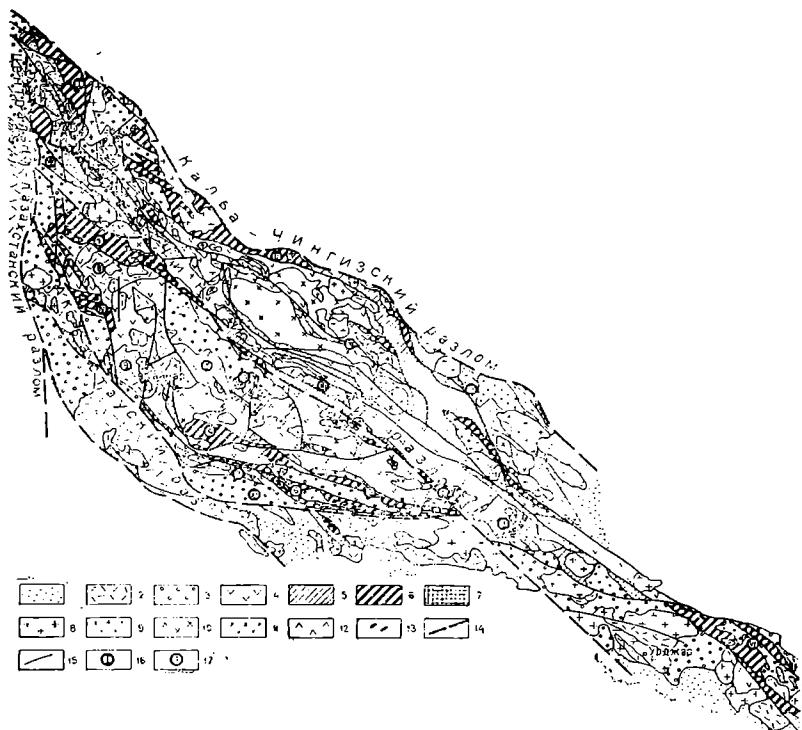


Рис. 50. Тектоническая схема Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы.
Составил Н. В. Полянский, 1980 г.

1 — герцинские складчатые комплексы; 2—6 — каледонские вулканогенные и осадочные комплексы: 2 — орогенный (D_1 — 2), 3, 4 — позднеинверсионные (ϵ_3 —S), преимущественно осадочный и вулканогенный, 5 — раннеинверсионный (ϵ_2), 6 — раннегеосинклинальный (V — ζ_1); 7 — соответственно выходы меланократового фундамента ($r\varnothing$); 8—12 — интрузивные образования: 8 — герцинские, 9—12 — каледонские [9 — орогенные (D_2), 10, 11 — позднеинверсионные соответственно позднекаледонские (S) и среднекаледонские (O_1 — O_3), 12 — раннеинверсионные (ϵ_2)]; 13 — альпинотипные ультрамафиты ($r\epsilon$); 14, 15 — разломы: 14 — региональные глубинного заложения, 15 — прочие; 16 — складчатые структуры первого порядка (антеклиниории: I — Алкамергенский, II — Аркалыкский, III — Чингизский, IV — Токайский, V — Акчатауский, VI — Западно-Тарбагатайский; синклиниории: VII — Едрейский, VIII — Шунайский, IX — Тундык-Ашисуйский, X — Абралинский, XI — Южно-Акчатауский); 17 — складчатые структуры второго порядка (антеклинали и горст-антеклинали: 1 — Муржикская, 2 — Окпектинская, 3 — Аягузская, 4 — Бала-Коксентирская, 5 — Акчатауская, 6 — Жауыртагинская, 7 — Космурунская; мульды: 8 — Достарская, 9 — Кайнарская, 10 — Машанская)

очередь, на структурные этажи (рис. 50). Важнейшим рубежом является преддевонское время, когда сформировалась складчатая система и обособилась от смежных областей. Додевонские комплексы образуют общий консолидированный фундамент, на который наложены орогенные и квазиплатформенные мульды, сложенные умеренно дислоцированными девонскими и каменноугольными породами.

Чингиз-Тарбагатайская система расчленена региональными разломами, согласными с ее простиранием, на несколько удлиненных блоков, отвечающих отдельным синклиниориям и антиклиниориям. С другой стороны, систему можно разделить и на поперечные блоки, различающиеся геологическими особенностями.

Породы нижнего геосинклинального комплекса (венд (?), кембрий) слагают узкие (до 10—15 км), обрамленные разрывами антиклиниории: Аркалыкский, Чингизский, Акшатауский, разделенные синклиниорными структурами, сложенными образованиями среднего и верхнего структурных этажей (ордовика и силура). В антиклиниориях складки узкие, сжатые, прямолинейные, с углами падения крыльев 70—90°. Антиклиниории расходятся в центральной части системы и сближаются на ее флангах. В синклиниорных структурах дислокации ордовика и силура менее напряженные; складки линейные, иногда извилистые, реже брахиформные, углы падения 30—60°, иногда уменьшаются до 10—30°.

В пределах системы намечается несколько поясов ультрамафитовых тел, приуроченных к антиклиниориям. Возможно, система на раннем этапе развития (поздний рифей, венд, кембрий) состояла из нескольких зон раздвига или из одной, достаточно широкой. В дальнейшем при сжатии и замыкании раздвиговых зон (зоны с океанической корой любого происхождения) возникла серия пластин (блоков) с ультрамафитами в основании, скученных при перемещении в юго-восточном направлении. Дополнительным свидетельством в пользу раздвиговых дислокаций является развитие меланжа, в качестве которого, видимо, можно рассматривать полимиктовые «тиллитоподобные конгломераты» с глыбами до 50 м в поперечнике.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В пределах Казахстана Алтае-Саянская складчатая система занимает очень небольшую территорию на крайнем востоке, в Горном Алтае. Здесь выходят на поверхность преимущественно кембрийские, ордовикские и силурийские породы, представленные терригенными отложениями: песча-

никами (преобладают), глинистыми сланцами, алевролитами, конгломератами, нередко ритмично переслаивающимися, серыми, серо-зелеными, серо-фиолетовыми. В верхних частях разреза к ним присоединяются известняки. Низы разреза метаморфизованы. На очень малом участке известны выходы рифейских серицит-хлорит-кварцевых, хлорит-эпидот-кварцевых, хлорит-эпидот-альбитовых сланцев и метаморфизованных песчаников. Небольшие наложенные девонские мульды сложены наряду с терригенными породами кислыми и средними вулканитами.

Нижнепалеозойские образования прорваны гранитоидами, среди которых преобладают досилурийские, девонские и пермские. Состав их меняется от гранодиоритов до гранитов и гранит-порфиров.

Выходы нижнепалеозойских отложений принадлежат юго-западному крылу Холзунско-Чуйского антиклинария, на котором преобладают складки северо-западного направления. Девон несогласно перекрывает кембрийские отложения, образуя брахиформные структуры. Эти особенности заставляют относить описываемую территорию к области каледонской консолидации. Более того, выходы рифейских пород, особенности складчатых дислокаций, состав нижнепалеозойских осадков и их относительно малые мощности заставляют предполагать существование жесткого протерозойского (?) основания, как и на большей части Кокчетав-Тянь-Шаньской системы.

Глава 7

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС. ГЕРЦИНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ

Тектоно-магматические процессы каледонской эпохи четко обособили обширную область консолидации — Казахстанско-Тянь-Шаньский массив. С северо-востока его обрамляла в герцинскую эпоху Зайсанская геосинклинальная система, с запада — Уральская, с юга — Южно-Тянь-Шаньская. Уральскую и Южно-Тянь-Шаньскую системы можно считать красивыми, шовными, отделяющими Казахстанско-Тянь-Шаньский массив каледонской консолидации от смежных докембрийских платформ и их реликтовых блоков. Зайсанская система находилась между двумя консолидированными каледонскими массивами — Казахстанско-Тянь-Шаньским и Алтас-Саянским, припаявшимся к этому времени к Сибирской докембрийской платформе. Джунгаро-Балхашская система своеобразна. В виде залива она вдавалась в пределы консолидированного массива, а на юго-востоке, за пределами СССР, смыкалась, видимо, с Зайсанской и Южно-Тянь-Шаньской системами. Манышлакская геосинклинальная система герцинской может считаться лишь условно, правильнее — это киммерийская или раннекиммерийская, так как она завершила свое развитие много позднее, чем другие системы этой группы. Ее положение также своеобразно для Казахстана — она находится между погруженными блоками докембрийской консолидации — Северо-Устюртским и Красноводским.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Джунгаро-Балхашская складчатая система, впервые выделенная В. Ф. Беспаловым (1954) под названием Джунгаро-Балхашской геологической провинции, окружена с трех сторон каледонидами Центрального Казахстана. По предложению этого автора ее границы определяются по распростра-

нению нижнедевонских морских геосинклинальных отложений. Внешний контур их распространения, за которым развиты уже континентальные красноцветы и наземные вулканиты, считается обрамлением системы. Она включает Северное, Северо-Восточное и Северо-Западное Прибалхашье *, почти полностью Джунгарский Алатау (кроме его южных отрогов) и протягивается на север вплоть до южных окраин Карагандинского синклиниория.

А. А. Богданов (1959, 1965), подробно рассмотревший тектоническое районирование, особенности строения и развитие палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня, считал Джунгаро-Балхашскую структуру неоднородной геосинклинальной системой, которая на протяжении байкальской и значительной части каледонской тектонических эпох имела эвгеосинклинальный режим развития. По его мнению, после проявления таконских движений режим изменился и в ней установились резко выраженные миогеосинклинальные условия, сохранившиеся вплоть до визейского времени. Доказывая миграцию заключительных фаз складчатости от внешних частей к внутренним, А. А. Богданов отнес Джунгаро-Балхашскую область к выклинивающимся (затухающим) по простиранию геосинклинальным системам.

Большую сложность строения системы недавно подчеркнул Г. Ф. Ляпичев («Металлогения...», 1977), который в ее пределах обособляет структурно-формационные зоны типа вторичных островных дуг моноциклического полного и полициклического редуцированного развития, зоны типа остаточных океанических котловин и раннесреднепалеозойских микроконтинентов, а также деструктивные зоны типа магматических поясов и поднятий.

Подробно строение системы рассмотрел И. А. Афоничев (1967), считающий ее геосинклинальной системой длительно-го (начиная с раннего ордовика, а возможно, с кембрия, до конца позднего палеозоя) унаследованного развития. На основе формационного анализа и восстановления палеотектонических условий осадконакопления им в составе Джунгаро-Балхашской структуры выделяются внутренняя геосинклиналь «сквозного» развития (эвгеосинклиналь, по Г. Штилле), формировавшаяся с нижнего палеозоя, и внешние наложенные геосинклинальные прогибы (миогеосинклинали), закладывавшиеся с раннего девона в краевых частях относительно устойчивых блоков ранней консолидации.

Неоднородное строение Джунгаро-Балхашской системы

* Северо-Западное Прибалхашье отнесено к Джунгаро-Балхашской системе из-за находок раннедевонской морской фауны восточнее Карабашского гранитного массива.

заметно на разных этапах ее развития (рис. 51). Для раннегеосинклинального этапа характерно существование докембрийских консолидированных блоков, фиксируемых в настоящее время выходами довендинских образований и специфиче-

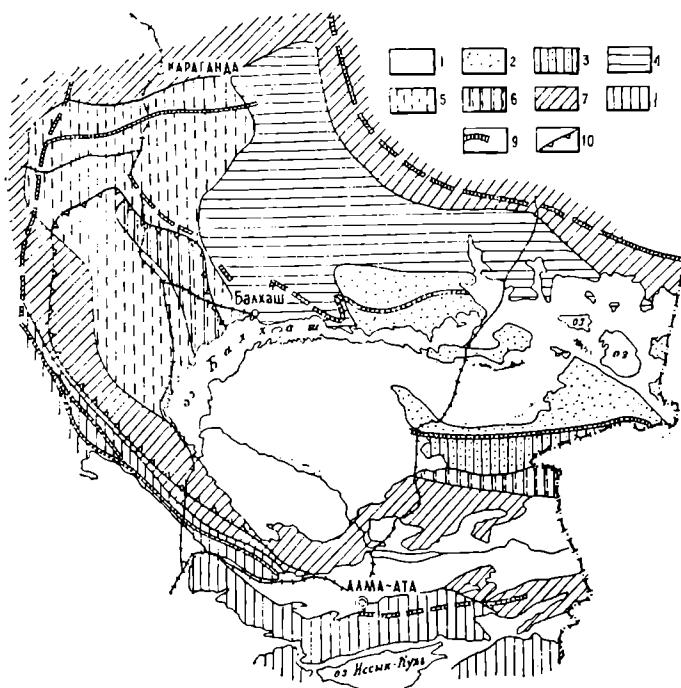


Рис. 51. Схема размещения площадей разновозрастной консолидации Джунгаро-Балхашской складчатой системы (по Е. Д. Шлыгину и др., 1980)

1 — площади развития кайнозойского чехла; 2—8 — площади консолидации: 2 — среднекаменноугольной, 3 — позднеордовикской и повторной среднекаменноугольной, 4 — раннекаменноугольной (саурской), 5 — среднедевонской, 6 — позднеордовикской и повторной среднедевонской, 7 — силурийской, 8 — позднеордовикской; 9 — тектонические швы, фиксируемые поясами ультрамафитов, спилитов, диабазов и кремнистых пород; 10 — границы относительно устойчивого древнего Атасу-Джунгарского массива

ских (близких к платформенным) вендинских и нижнепалеозойских толщ чехла Атасу-Джунгарского срединного массива. Другой тип раннегеосинклинальных структур выражен офиолитовыми поясами. По времени консолидации (перехода к орогенному режиму) в системе выделяются среднедевонские, визейские и среднекаменноугольные районы. Эти площади расположены зонально, причем сохраняется тенденция, проявленная и в смежных зонах Кокчетав-Тянь-Шаньской

системы: время консолидации становится все более молодым в расположенных к юго-востоку структурных элементах. Так, позже всего были консолидированы районы Саякского и Северо-Джунгарского синклиниориев.

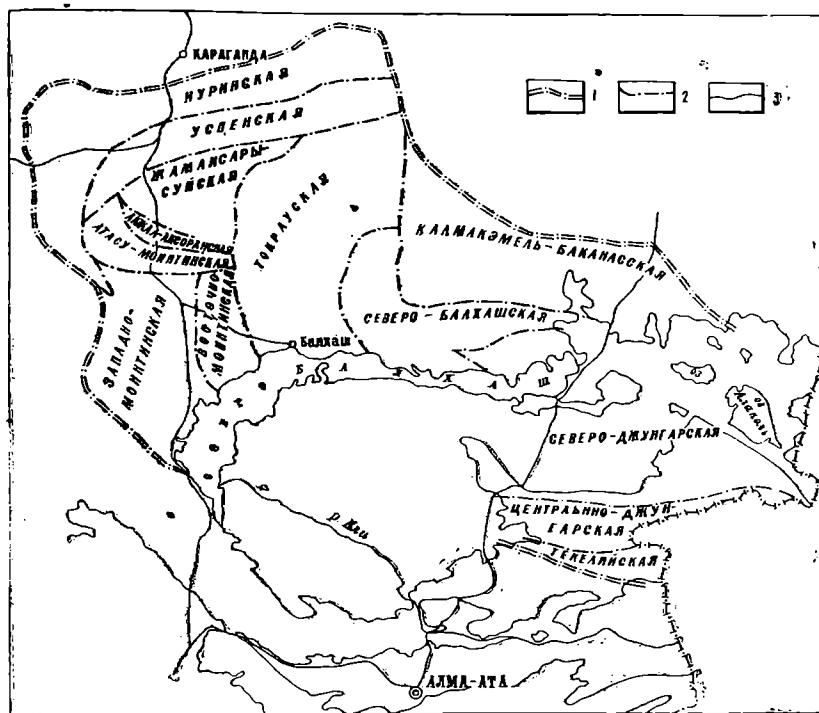


Рис. 52. Структурно-формационные зоны Джунгаро-Балхашской складчатой системы (по Г. Ф. Ляпичеву, Н. А. Афоничеву с некоторыми изменениями)

Границы: 1 — складчатой системы; 2 — структурно-формационных зон; 3 — контуры выходов досреднетриасовых образований

Стратифицированные образования. Венд-нижнепалеозойские толщи представлены разрезами двух типов, принципиально различающимися между собой (рис. 52 и 53). Разрезы одного типа развиты в пределах относительно стабильного Атасу-Джунгарского блока, второго — свойственны антиклиниориям, возникшим на месте древних шовных (раздвиговых?) структур — Атасу-Тектурмассской и Агадырь-Итмуруиды-Тюлькуламской.

Разрезы первого типа установлены в Актау-Моинтинском и Текелийском антиклиниориях. В Актау-Моинтинском районе

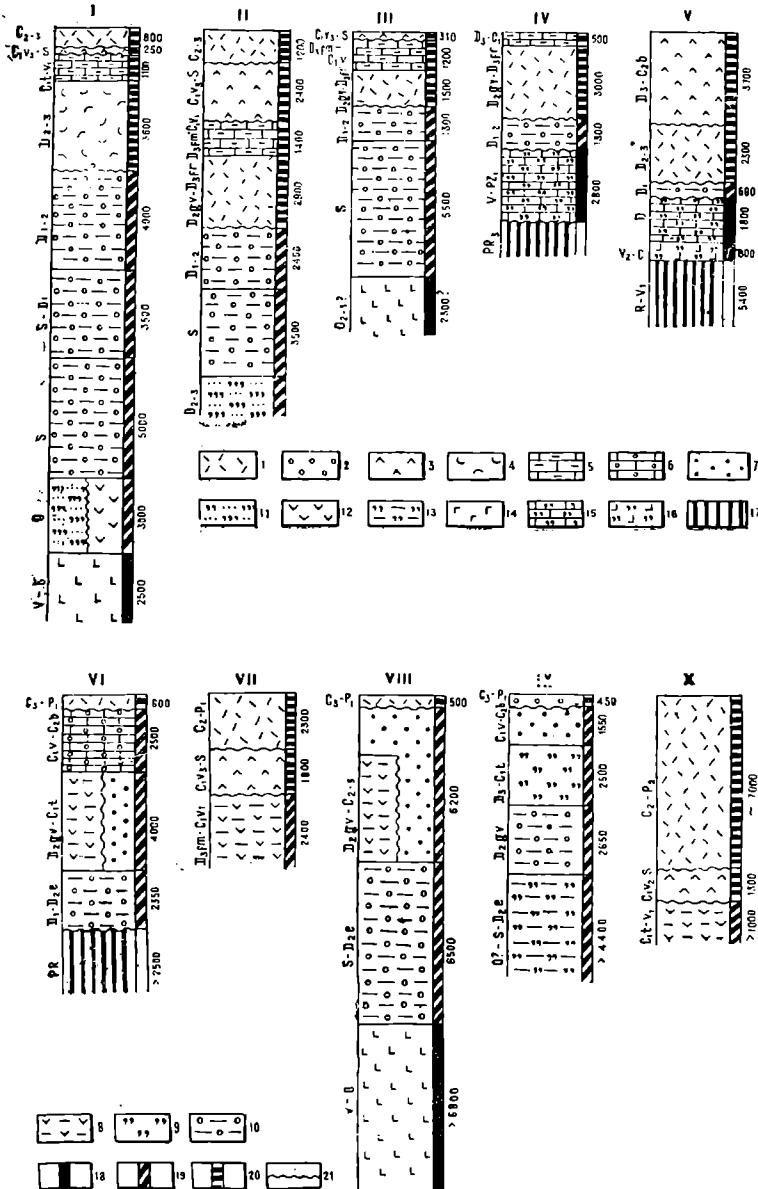


Рис. 53. Схема строения разрезов важнейших структурно-формационных зон Джуңгаро-Балхашской складчатой системы (по Н. А. Афоничеву, с изменениями и дополнениями)

на рифейской алтынсынганской свите залегает венд-кембрийская узенская серия, которую слагают кварцевые песчаники, доломиты, известняки, присутствуют фосфатсодержащие породы. Ее согласно перекрывают шундинская (известняки) и чажогайская (известняки, кремнистые алевролиты) свиты нижнего — среднего ордовика, а затем конгломераты, песчаники и алевролиты среднего — верхнего ордовика. Венд-нижнепалеозойские толщи отличаются относительно небольшими мощностями. Общая мощность едва ли превышает 2000—3000 м, а кембрия — 500—600 м. Возраст отдельных свит подтвержден находками онколитов, катаграфий, средне-позднекембрийских трилобитов, ордовикских брахиопод, трилобитов и граптолитов.

На востоке Атасу-Джунгарского массива в Южно-Джунгарском (Текелийском) антиклиниории венд-нижнепалеозойские породы имеют общую мощность 2500—3000 м. Среди них для венда — кембрия характерны карбонатные, кремнисто-карбонатные, кремнистые, фосфатоносные образования, кварцевые песчаники, глинистые сланцы, тиллитовидные конгломераты. В среднем — верхнем кембрии развиты базальтовые и андезитовые порфириты, их туфы, а ордовик представлен относительно мощной (1500—1800 м) карбонатной толщей.

Разрезы венда — нижнего палеозоя (?) второго типа в Итмурунды-Тюлькуламском антиклиниории образуют спилит-

Структурно-формационные зоны: I — Нуринская, II — Успенская, III — Жамансарысуйская, IV — Акжал-Аксоранская и Актау-Моинтинская, V — Текелийская, VI — Центрально-Джунгарская, VII — Токрауская, VIII — Северо-Балхашская, IX — Северо-Джунгарская, X — Калмакэмель-Баканасская. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации и их группы: 1 — андезит-липаритовая и трахилипарит-базальтовая контрастные, 2 — красноцветная молассовая, 3 — липарит-андезитовая вулканогенно-терригенная с красноцветами, 4 — туфогенно-терригенная молассовая (красноцветно-сероцветная), 5 — терригенно-кремнисто-карбонатная (с гидротермальными осадками) и карбонатная послеорогенная, 6 — терригенно-карбонатная позднеинверсионная, 7 — зеленоцветная молассовая, 8 — терригенно-липарит-андезитовая зеленоцветная, 9 — «отдаленная кремнистая», 10 — флишевая, флишондная, карбонатно-терригенная, 11 — кремнисто-терригенная и нижняя терригенная, 12 — андезит-базальтовая терригенно-карбонатная, 13 — кремнисто-глинисто-сланцевая, 14 — кремнисто-спилито-диабазовая и близкие к ней формации, 15 — кремнисто-карбонатно-кварцево-песчаниковая, карбонатная и другие формации срединных массивов близкого состава, 16 — вулканогенно-кварцевопесчаниково-кремнисто-сланцевая формация, 17 — формации докембрийского основания; 18—20 — этапы геосинклинального развития: 18 — доинверсионный (ранний), 19 — пневерсионный (средний), 20 — послеинверсионный орогенный (поздний), включая квазиплатформенные; 21 — уровни важнейших тектонических перестроек

ящмовый уртынжальский комплекс *, состоящий из трех свит: итмурундинской (спилиты, диабазовые порфириты, яшмы, меньше — терригенные породы), казыкской (существенно яшмовой с кремнистыми алевролитами, порфиритами) и тюретайской (афировые диабазы, спилиты, яшмы, алевролиты, песчаники и гравелиты). Ордовикские отложения доказаны лишь на северном крыле антиклинария (жаманшурукская свита), где состоят из зеленовато-серых и буроватых конгломератов, песчаников, алевролитов, лав и туфов андезитов и дакитов. В линзах известняков обнаружены позднеордовикские брахиоподы и кораллы. Возможно, что в южном крыле ордовик образуют кремнисто-терригенные отложения. Некоторые предполагают, что средне-верхнеордовикские отложения талдыэспинской свиты района Агадыря (базальты, яшмы), не датированные остатками фауны, развиты на продолжении этого антиклинария.

В Атасу-Тектурмасском антиклинарии венд — нижний палеозой также представлены характерным комплексом (офиолитовой ассоциацией). Широко распространены в вендских и кембрийских отложениях базальтовые порфириты, диабазы, яшмы, микрокварциты, фтаниты, кремнистые алевролиты и сланцы, меньше — песчаники, конгломерато-брекчи. В собственно Тектурмасском антиклинарии преобладают вулканиты, а на западе, в атасуйской части антиклинария — различные кремнистые породы. В последнем районе, в основании кремнистых толщ, выделяют вендскую кудаймендинскую свиту гравелитов, песчаников, алевролитов, тиллитоподобных конгломератов, кварцитов. Мощность кембрая 2000—2500 м.

Ордовикские отложения Атасу-Тектурмасского антиклинария и прилегающих районов фациально разнообразны. Если вблизи осевых частей нижний и нижний — средний ордовик представлены существенно кремнисто-терригенными отложениями (верхи тохтинской и базарбайской свит), то в Нуринском синклинарии и Спасском антиклинарии распространены наряду с песчаниками и алевролитами туфоконгломераты, туффиты, туфы, базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, дакитовые порфиры (байдаулетовская и сарыбайская свиты). На западе и юго-западе антиклинария ордовик преимущественно терригенный — преобладают полимиктовые и олигомиктовые песчаники. Мощности ордовикских отложений значительные — 2500—3000 м и более.

Силурийские отложения тесно структурно связаны с ордовикскими и распространены в тех же районах, занимая

* Эти образования вместе с ультрамафитами представляют характерную офиолитовую ассоциацию.

обширные территории. Лишь на юге Джунгарского Алатау они выпадают из разреза, так как в этом районе, видимо, существовала суша.

В Северо-Западном Прибалхашье силурийские породы обнажены на разобщенных участках и значительно изменяются фациально. Низы разреза, как правило, сложены базальными конгломератами, залегающими несогласно на различных горизонтах ордовика, а местами непосредственно на кембрии и докембрии. Лландоверийский ярус выражен нижней осадочно-вулканогенной и верхней песчано-сланцевой толщами, содержащими фауну кораллов и граптолитов. Выше согласно залегают отложения венлока — средние и кислые вулканиты с прослоями терригенных, часто красноцветных пород, содержащих обильную фауну кораллов, брахиопод и морских лилий. К лудловскому ярусу условно отнесен пестроцветный комплекс осадочных и вулканогенных кислых пород, согласно залегающий на отложениях венлока.

Силурийские отложения Нуринского, Успенского, Акжал-Аксоранского синклиниориев, Жамансарысуйского и Северо-Балхашского антиклиниориев С. М. Бандалетов (1969) относит к единой структурно-фациальной подзоне (внутренней, собственно Джунгаро-Балхашской). Они представлены терригенным комплексом (алевролиты, песчаники, реже конгломераты) значительной (более 5000—6000 м) мощности. Цвет пород преимущественно серо-зеленый, реже буро-лиловый. Последний характерен для нижних частей разреза силурийских отложений. На основании многочисленных сборов остатков брахиопод, кораллов и граптолитов лландоверийского, венлокского и лудловского ярусов установлены четыре фаунистических горизонта: альпейский, жумакский, акканский и токрауский. Наиболее полный и хорошо фаунистически охарактеризованный разрез силура изучен в Северном Прибалхашье (снизу вверх):

1. Альпейский горизонт: мелкогалечные конгломераты, зеленовато-серые и бордовые алевролиты, алевропесчаники и мелкозернистые песчаники 765 м.
2. Жумакский горизонт пестроцветных и бордовых гематитизированных алевролитов и алевропесчаников 510 м.
3. Акканский горизонт: шоколадные, реже табачно-зеленые алевролиты и зеленовато-серые тонкозернистые песчаники 1475 м.
4. Токрауский горизонт: темно-серые и зеленоватые алевролиты с прослойками кислых туфов и серых обломочных известняков более 500 м. Выше в непрерывном разрезе согласно залегают отложения, относимые к девону.

По мнению Н. А. Афоничева, в Северном Прибалхашье силурийские отложения на крыльях антиклиниория лежат согласно на тюретайской свите и состоят преимущественно из

зеленоцветных песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, красно-бурых и фиолетово-серых кремнистых пород и яшм.

Девонские отложения Джунгаро-Балхашской системы широко распространены: их разрезы принципиально различны в периферических (или, по Н. А. Афоничеву, внешних) зонах

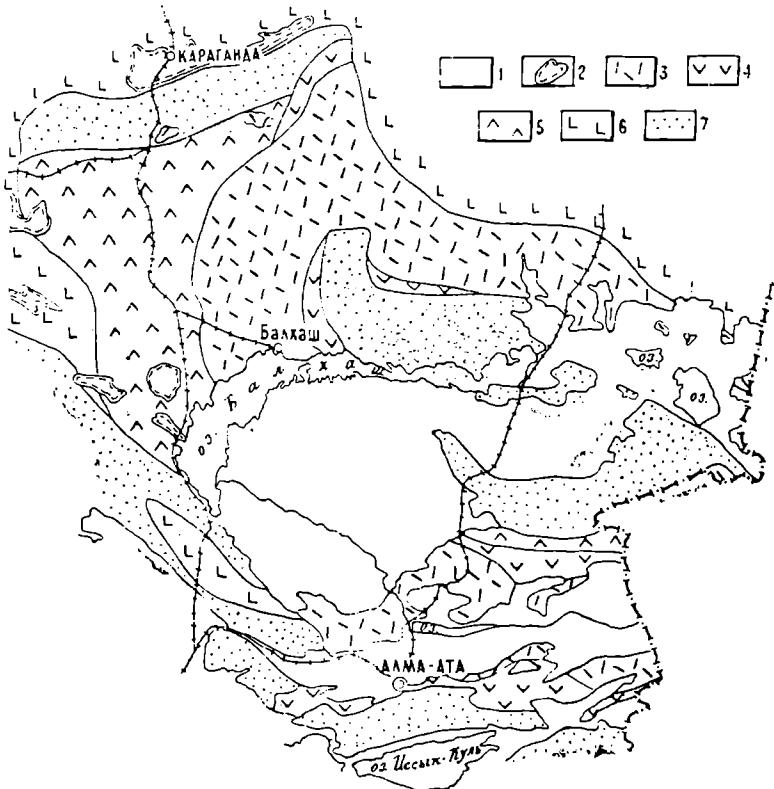


Рис. 54. Субсеквентные вулканогенные пояса Джунгаро-Балхашской складчатой системы (по Е. Д. Шлыгину и др., 1980)

1 — площади, закрытые кайнозоем; 2 — наложенные среднепалеозойские карбонатно-терригенные впадины; 3—6 — вулканогенные пояса: 3 — позднепалеозойский, 4 — раннекаменноугольный, 5 — живет-французский, 6 — ранне-среднедевонский; 7 — площади, на которых субсеквентные вулканиты не развиты или развиты очень слабо

системы, относящихся к площадям среднедевонской консолидации, и во внутренних районах, консолидированных в карбоновом периоде.

В районах среднедевонской консолидации (Успенском,

Акжал-Аксоранском, Нуринском синклиниориях, Жамансарысуйском, Текелийском антиклиниориях) нижний, а иногда и средний отдельы совместно представлены зеленоцветно-сероцветными терригенными или туфогенно-терригенными отложениями с морской фауной, в некоторых случаях заключающими горизонты андезитовых порфиритов. Иногда нижнедевонские толщи, состоящие из зеленовато-серых, серых, желтовато-серых, табачных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов (с линзами известняков), залегают с несогласием на силурийских (Акжал-Аксоранский синклиниорий, например) или на более древних (тот же синклиниорий, Текелийский антиклиниорий и др.) образованиях, иногда согласно с силурийскими породами (Жамансарысуйский антиклиниорий). Эйфельские отложения близки по составу. В нижне-среднедевонских толщах нередко присутствуют туфы и вулканомиктовые осадочные породы, связанные с наземной вулканической деятельностью в смежных районах девонского вулканического пояса. Мощность непостоянна, но значительна и в целом иногда превышает 2000—3000 м.

Тектоническая перестройка, начавшаяся в среднем девоне, отразилась в появлении красноцветных и пестроцветных пород на некоторых участках Успенской и Акжал-Аксоранской зон, местами с вулканитами андезито-базальтового состава. Но иногда (Жамансарысуйский антиклиниорий) они залегают согласно с подстилающими породами. Для франского яруса (иногда живет-франских отложений) этой области (1000—2000 м) характерны вулканогенные образования средне-позднедевонского вулканогенного пояса (рис. 54): в нижней части — андезитовые или дацито-андезитовые, в верхней — липаритовые, чередующиеся и перекрываемые красноцветными и реже сероцветными наземными грубозернистыми терригенными породами. Фаменские отложения возникли в существенно иных условиях. Это морские, серые и желтоватые массивные, слоистые, комковатые известняки, кремнисто-карbonатные, мергелистые породы, кремнистые алевролиты, иногда железо-марганцевые накопления. Изредка среди них присутствуют тонкие прослои кислых и средних туфов и пластовые тела порфиритов. Общая мощность фамена, согласно перекрываемого турнейским ярусом, 300—700 м. Разрезы фаменских отложений Успенской, Акжал-Аксоранской, Жамансарысуйской зон принципиально близки разрезу Жаильминской мульды Казахстанско-Тянь-Шаньского массива.

Во внутренних зонах Джунгаро-Балхашской системы разрезы девона преимущественно непрерывные, морские. Лишь в некоторых антиклиниориях (Центрально-Джунгарский) от-

существуют верхнедевонские породы. В Северной Джунгарии известна характерная последовательность. К нижнему девону — эйфелю относится здесь глубоководная (?) саркандская свита — зеленые, зелено-серые глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, полевошпат-кварцевые песчаники, редкие прослои основных эффузивов (3000—3300 м). Живетский ярус — терригенные слоистые тонкозернистые породы (алевролиты, туффиты, полимиктовые песчаники, кремнистые породы, изредка известняки, конгломераты, средне-основные вулканиты). Верхний отдел представлен тастауской свитой (2200 м) черных, вишнево-красных, зеленых аргиллитов, туффитов, кремнисто-глинистых сланцев, яшм, гематито-марганцево-кремнистых пород, алевролитов, песчаников. Верхние части свиты относятся к турне. Местами живет-франская толща состоит преимущественно из вулканитов — андезитов, их туфов, андезито-базальтов.

Морской режим, связанный с начавшейся в фаменском веке трансгрессией в северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы, сохранялся вплоть до раннего визе включительно, а в других районах системы и позднее, до середины (?) среднего карбона. На северо-западе системы в турне отлагались карбонатные осадки, сменившиеся местами в нижнем визе терригенными.

В Северо-Западном Прибалхашье нижнекаменноугольные отложения слагают пологие наложенные мульды (квазиплатформенные структуры) и состоят из разнообразных известняков, серых и зелено-серых известковистых песчаников, алевролитов, в верхней части (визе — намюр) континентальных конгломератов, глинистых, углисто-глинистых сланцев, песчаников. Общая мощность до 2000 м.

К среднему — верхнему визе и серпуховскому ярусу в Северном Прибалхашье относится широко распространенная каркаралинская свита (липарит-андезитовая вулканогенно-молассовая формация), состоящая из серых и черных конгломератов, песчаников, глинистых сланцев с растительными остатками в низах и андезитовых порфиритов, дацитовых порфиров, их туфов и вулканомиктовых пород в верхней части разреза. Мощность свиты 1200 м.

В Токрау-Бакасской зоне в турнейских отложениях возрастает роль вулканогенных и вулканомиктовых пород: туфов и лав липаритового, дацитового, реже андезитового и базальтового состава, чередующихся с туффитами, песчаниками, аргиллитами и туфопесчаниками. Мощность до 2800 м. Визейские отложения также вулканогенно-осадочные, местами угленосные. Широко распространена здесь каркаралинская свита, состоящая из эффузивов и их туфов, игнимбритов андезитового, андезито-дацитового, дацитового, реже липари-

то-дацитового состава мощностью до 2900 м (раннекаменно-угольный вулканогенный пояс; рис. 54).

В Саякском синклиниории нижний карбон образует осадочная толща, содержащая большое количество пирокластического материала, продолжающая разрезы девонских отложений и состоящая в основном из зеленовато-серых и серых песчаников, алевролитов, туфопесчаников, туффитов, иногда конгломератов, морских, с обильной фауной в турне, лагунных в нижнем—среднем визе (пестрой окраски с углистыми породами) и вновь с морской фауной в верхнем визе — серпуховским ярусом.

В Северо-Джунгарском синклиниории морской режим сохранился в течение всего раннего карбона. После формирования тастанской свиты девона — турне здесь накапливались осадки поздней морской молассовой формации — черные алевролиты, кремнистые и известковистые песчаники, кремнистые породы. В верхних частях разреза большое значение приобретают песчаники и конгломераты. Мощность визе — башкирского яруса до 2500 м. Южнее в Центрально-Джунгарском антиклиниории на среднедевонские и более древние породы непосредственно отлагались известняки, известковистые песчаники и алевролиты верхнего визе и серпуховского яруса.

Верхнепалеозойские отложения накапливались после окончательной инверсии Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы и образовали орогенный вулканический пояс. За его пределами среднекарбоновые, а местами пермские отложения развиты на отдельных небольших участках в Северном Прибалхашье, Северной и Центральной Джунгарии, где представлены грубообломочными накоплениями.

В строении Токрауского синклиниория (части пояса) участвуют: 1) калмакэмельская свита среднего карбона (200—900 м) — преимущественно андезитовые порфиры и их туфы, местами дацитовые порфиры, конгломераты, песчаники; 2) керегетасская свита среднего — верхнего карбона (до 2000 м) — кислые эфузивы, туфы, игнимбриты, реже андезитовые порфиры; 3) архарлинская свита верхнего карбона — перми (700—2000 м) — липаритовые и трахиадацитовые порфиры, андезито-дацитовые порфиры, их туфы, игнимбриты, немного алевролитов, песчаников, конгломератов. Выше выделяется пермский (жантауский) трахиандезито-трахибазальтовый лавовый комплекс с редкими прослоями туфов и осадочных пород и кызыладырский туфоигнимбритовый — трахииллипараты и липарито-дациты с резко подчиненными слоями конгломератов и туфопесчаников.

В Баканасском синклиниории (части пояса) на каркаралинскую свиту налегает калмакэмельская свита андезитовых,

андезито-базальтовых, андезито-дацитовых порфиритов, их туфов, песчаников и конгломератов, перекрываемая колдарской свитой туфов дацитового, липарито-дацитового и липаритового состава, песчаников и конгломератов верхнего карбона — нижней перми. Существование керегетасской свиты оспаривается, вместо нее на уровень среднего — верхнего карбона ставится андезитовая толща. Выше колдарской располагаются пермские свиты — акшокинская, существенно трахиандезито-базальтовая, туфовая, кызылкинская и кармысская — туфоигнимбритовая, липарито-трахиадацитовая и, наконец, позднепермская, возможно, триасовая курайлинская свита, трахилипарито-базальтовая, контрастная, в которой преобладают основные лавы. Мощность 1500—2000 м.

Интузивный магматизм. В формировании глубинных магматических тел намечается определенная цикличность. Начальный этап развития фанерозойских геосинклинальных прогибов ознаменовался образованием ультрамафитовых поясов. Небольшие массивы неправильной или линзовидной формы располагаются цепочками среди яшмо-диабазовых комплексов осевых частей Итмурунды-Тюлькуламского и Атасу-Тектурмасского антиклиниориев. Их можно рассматривать как реликты древней океанической коры, и тогда вопрос о времени их внедрения, естественно, снимается. Если же считать их интузивными или прорузывшими, то можно относить к рифею или к позднему кембрию.

В Тектурмасском габбро-перидотитовом поясе насчитываются около 60 линзовидных и неправильной формы массивов серпентинитов, ассоциирующих с телами габбро и габбро-диабазов. Общая площадь выходов до 220 км². Серпентиниты развиты в основном по гарцбургитам и залегают среди спилитов, диабазов, кремнистых пород венда — кембрия. В Итмурунды-Тюлькуламском поясе тела ультрамафитов, располагающиеся также среди древних кремнисто-вулканогенных пород, образуют несколько разорванных зон и также сложены преимущественно серпентинитами по гарцбургитам, верлитам, дунитам. В некоторых массивах развиты небольшие тела габбро и дайки диоритов, плагиогранитов, плагиоклазитов. Площадь наиболее крупного Тюлькуламского массива 45 км². Особое место в Итмурунды-Тюлькуламском поясе занимает массив Тесиктас (46,6 км²), в котором преобладают габброиды при подчиненном количестве пироксенитов и дунитов и который иногда относят к самостоятельной дунит-пироксенит-габбровой формации кембрийского возраста. Эти пояса фиксируют положение главных структур, зон раздвига и сжатия, связанных с глубинными разломами, движения по которым стимулировали развитие палеозойской геосинклинальной области.

Позднеордовикские интрузивы известны только на площа-
ди Атасу-Джунгарского массива (рис. 55). Ранний габбро-
диабазовый комплекс этого времени развит в Актау-Моин-
тинском антиклиниории, где силлы, линзовидные тела и круто-

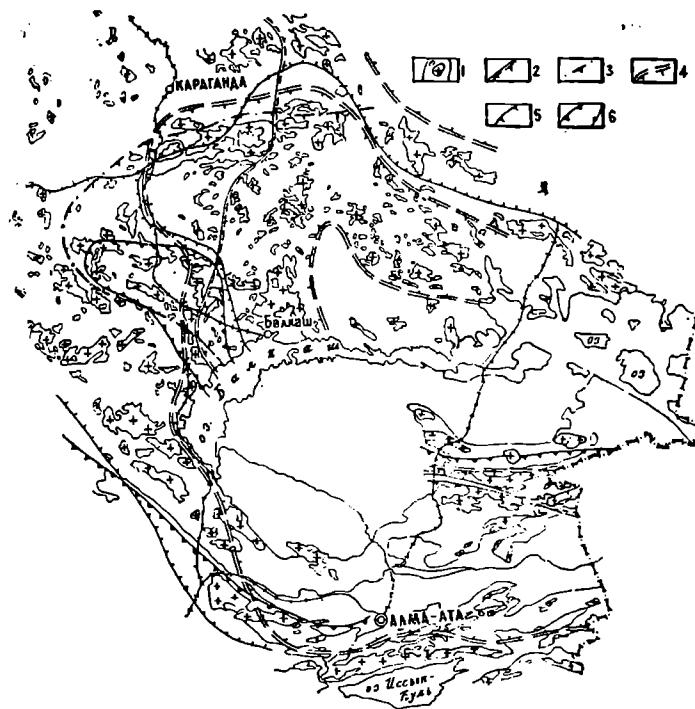


Рис. 55. Схема размещения областей развития разновозрастного гранитоид-
ного магматизма (по Е. Д. Шлыгину и др., 1980)

1 — контуры распространения досреднетриасовых образований и гранитоид-
ных интрузивов; 2—6 — границы областей развития гранитоидных комплек-
снов; 2 — пермских-раннетриасовых, 3 — позднекаменноугольных-перм-
ских, 4 — ранне- и среднекаменноугольных, 5 — девонских, 6 — поздне-
ордовикских

падающие дайки рассекают породы докембра и нижнего
палеозоя. Шире распространены и занимают значительные
площади плагиограниты, гранодиориты и диориты акжаль-
ского (в Новалы-Кызылэспинском и Актау-Моинтишком
антеклиниориях) и мыншукурского (в Центрально-Джунгар-
ском и Текелийском антиклиниориях) комплексов. Они слага-
ют крупные батолитоподобные тела. В Джунгари преобла-
дают

дают мусковитизированные плагиограниты, в Актау-Моинтинском районе — среднезернистые кварцевые диориты и гранодиориты, но есть и различные плагиограниты (последние фазы), отличающиеся высокой натриевостью. Формирование позднеордовикских гранитоидов связано с инверсией и временем перехода к орогенному режиму. Хотя девонские гранитоиды во многих случаях пространственно обособлены от позднеордовикских, они составляют в общем единую гомодромную последовательность. Относительно крупные тела среднедевонских гранодиоритов и гранитов (массив Устанынжал) и позднедевонских биотитовых и лейкократовых гранитов распространены в пределах Джунгаро-Балхашской системы только в области среднедевонской консолидации — на северо-западе системы (Просторненский массив), в Новалы-Кызылэспинском и Актау-Моинтинском антиклинариях (Аршалинский, Кызылэспинский и другие массивы) и к западу от них в Текелийском антиклинарии Джунгарского Алатау (Жиланды-Кусакский массив). Лейкократовые граниты, переходящие в аляскиты, завершают каледонский интрузивный цикл. Возраст позднедевонских гранитов определяется по перекрытию их верхнефранскими молассами или фаменскими породами. Среднее значение радиологического возраста 337 млн. лет (14 проб).

Герцинский интрузивный цикл вновь начинается с более основных пород. Наивысшей основностью отличается камкорский визейский перидотито-габбровый комплекс, мелкие интрузивные тела которого расположены во внешней краевой полосе распространения орогенных вулканитов каркаралинской свиты, к юго-западу от г. Каркаралинска. Шире распространены относительно основные гранитоиды: плагиограниты, гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, диориты и даже габбро, внедрение которых относится или к визейскому веку (плагиогранитовый карабулакский комплекс), или к концу раннекарбоновой эпохи (мамантасский, балхашский, музбельский комплексы). Интрузивы мамантасского комплекса приурочены к границам Успенского синклинория и Жамансарысуйского антиклинария, где образуют широтный пояс. Удлиненные интрузивы представлены асимметричными межформационными телами. В Токрауской (балхашский комплекс) и Баканской (музбельский комплекс) впадинах раннекарбоновые гранитоиды локализованы в пограничной зоне с Северо-Балхашским антиклинарием, где образуют перекрытый верхним визе Музбельский pluton и крупный Токрауский, распадающийся на серию относительно мелких массивов (Коунрадский, Кызылжалский и др.).

Массивы раннекарбонового комплекса формировались в три фазы: в первую внедрялись основные расплавы, образо-

вавшие габбро, габбро-диориты и диориты, во вторую — умеренно-кислые расплавы, сформировавшие гранодиориты, а в третью — кислые магмы, приведшие к образованию гранитов и плагиогранитов. Среди жильных пород выделяются аплиты, мелкозернистые граниты и пегматиты (первый этап) и дайки кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, гранит-порфиров и диоритовых порфиритов (второй этап). Возрастное положение комплекса определяется активным контактом с верхнедевонскими и нижнекарбоновыми отложениями, вплоть до эфузивов каркаралинской свиты, и трансгрессивным налеганием на них вулканитов калмакэмельской свиты (районы массивов Кайнарбулак и Музбель). Радиологический возраст пород комплекса колеблется в широких пределах, от 314 до 420 млн. лет. Среднее значение равно 347—350 млн. лет.

Дальнейший этап активной интрузивной деятельности приурочен к среднему карбону, когда породы гранодиорит-гранитовой формации внедрялись на обширных площадях среднедевонской и средневизейской консолидации и, возможно, в пределах ранних поднятий области среднекаменоугольной консолидации (топарский, алтынэмельский комплексы). Топарский комплекс развит в Атасу-Тектурмасском антиклиниории (Топарский массив), Успенском и Айнасуйском синклиниориях (массивы Северо-Бугалинский, Туматай, Жарлы, Кент и др.) и Токрауской впадине (массивы Аксайский, Курпетайский, Карагатау, Кызылжал и др.). Комплекс возник в две фазы: I — среднезернистые гранодиориты, реже биотит-рого-вообманковые граниты, II — крупнозернистые порфиробластовые гранодиориты, биотит-рого-вообманковые и биотитовые граниты. Интрузивы сопровождаются дайками мелкозернистых гранитов, диабазовых и диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров. Среднекарбоновый возраст комплекса определяется активным контактом гранитоидов с калмакэмельской свитой среднего карбона и прорыванием их интрузиями калдырминского комплекса. Цифры радиологического возраста пород топарского комплекса, полученные калий-argonовым методом по биотиту, лежат в диапазоне 285—358 млн. лет.

В пермское-раннетриасовое время гранитоиды внедрялись неоднократно, причем если во внутренних районах системы в области среднекаменоугольной консолидации пермские внедрения начались с гранит-гранодиоритовой формации и продолжались гранитовой (саянский, лепсинский комплексы), то в ее других частях комплексы крупных интрузивных тел имели гранитовый и лейкогранитовый состав (калдырминский, акчатауский комплексы). Однако общий гомодромный ряд прерывался внедрением относительно небольших тел

пород повышенной щелочности и основности, а также дайковых комплексов. Интрузивная деятельность в Джунгаро-Балхашской системе завершилась в раннем триасе (?), когда сформировались plutоны лейкогранитовой формации (кызылрайский и другие комплексы) и внедрились малые тела пестрого состава (байназарский комплекс).

Раннепермская гранит-гранодиоритовая ассоциация объединяет интрузивы саянского и кокдалинского комплексов. В Саякской синклинали раннепермские интрузии слагают несколько массивов площадью до 150—200 км², образующих на глубине крупный plutон межформационного типа, кровля которого примерно совпадает с подошвой вулканогенно-осадочной саянской серии. Формирование их происходило в две интрузивные фазы: I — габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты; II — гранодиориты, переходящие в краевых частях интрузивов в кварцевые диориты и диориты. Среди даек выделяются (от древних к молодым): аплитовые, диабазовые порфиритов трех генераций, кварцевых порфиритов и плагиогранит-порфиров двух генераций. Гранитоиды кокдалинского комплекса выделены в Баканасской впадине, где образуют крупные plutоны (Кокдалинский, Каскабулакский, Батпакский, Колдарский и др.) площадью до 400—500 км² и относительно мелкие массивы (15—30 км²), линейно вытянутые вдоль широтных и северо-западных разломов. Plutоны сформированы в четыре фазы внедрения. Породы первой фазы пользуются наибольшим площадным распространением: гранодиориты, диориты и реже габбро. Они связаны друг с другом переходами. Отличительной особенностью гранитоидов является повышенная щелочность по сравнению со средними типами пород. Коэффициент натриевости в породах среднего состава составляет около 0,69, в кислых и субщелочных разновидностях возрастает до 0,95—1,15.

Позднепермские монцонит-гранодиоритовые комплексы выделены в Токрауской (кокдомбакский) и Баканасской (уштобинский) впадинах, а также в Восточно-Монголийской зоне. Возрастным аналогом их, возможно, является габбродиорит-граносиенитовый (шолакский) комплекс Бороталинского синклиниория Джунгарии. Комплексы представлены в основном монцонитами, гранодиоритами (90%), незначительную часть составляют граниты. Среднее значение радиологического возраста пород, определенного калий-аргоновым методом по биотиту, составляет 307 млн. лет (10 анализов). После кокдомбакского комплекса на северо-западе системы внедрились дайки граносиенит-, гранодиорит- и гранит-порфиров (жаманкарабасский комплекс).

Позднепермский лейкогранитовый комплекс широко распространен почти во всех структурно-формационных зонах

Джунгаро-Балхашской складчатой системы. К нему отнесены аляскитовые граниты, биотитовые граниты, описанные в составе акчатауского, калдырминского, кумжалского и позднесаякского комплексов. Возрастным аналогом их в Северной и Центральной Джунгарии являются лейкократовые граниты и адамеллиты лепсинского комплекса поздней перми. Значение цифр радиологического возраста варьирует от 250 до 329 млн. лет, но большая часть акчатауских гранитов характеризуется цифрами 290—310 млн. лет. Как правило, плутоны этого комплекса локализованы в узлах пересечения региональных разломов различного направления и представляют собой изометричные, часто овальные тела размером 20—150 км². Породы лейкогранитовых комплексов пересыщены кремнеземом, богаты щелочами. Некоторые разности лейкократовых гранитов недосыщены алюминием и относятся к породам нормального ряда.

Раннетриасовые аляскитовые и лейкократовые граниты распространены в Успенской зоне, Токрауской (кызылрайский комплекс) и Баканасской (баканасский комплекс) впадинах. Возраст комплекса остается дискуссионным. По радиологическим данным, кызылрайский комплекс — пермский (среднее — 289 млн. лет по 50 анализам). В то же время он обоснованию параллелизуется с баканасским комплексом, породы которого прорывают отложения верхней перми, а их галька присутствует в верхнетриасовых конгломератах. В Центральной Джунгарии возрастным аналогом баканасского комплекса являются существенно калишпатовые и аляскитовые граниты ойсазского комплекса, представленные уплощенными пластообразными интрузиями незначительной мощности (500 м). Радиологический возраст их по 3 анализам колеблется в пределах 265—277 млн. лет.

Тектоническое строение. Джунгаро-Балхашская система представляет собой ромбовидную структуру размером 600×700 км, ограниченную с северо-востока Чингиз-Тарбагатайскими, с юго-запада Чу-Балхашскими каледонидами, с севера Карагандинским синклиниорием и его продолжением, а с юга структурами Северного Тянь-Шаня. В строении этой сложной области участвуют герцинские синклиниории и антиклиниории (рис. 56), в различной степени перекрытые образованиями наложенных вулканических поясов. Она была сформирована в результате геосинклинальных и орогенных процессов, происходивших в венде, палеозое, от части раннем триасе.

В венде и раннем палеозое тектонический режим в пределах этой области мало отличался от режима в смежных районах Кокчетав-Тянь-Шаньской складчатой системы. В это время на территории современной Джунгаро-Балхашской системы существовали относительно устойчивые блоки (Атасу-

Джунгарский, Северо-Балхашский) и шовные зоны (Агадырь-Итмурунды-Тюлькуламская и Тектурмасская), которые прежде рассматривались в качестве ранних геосинклинальных

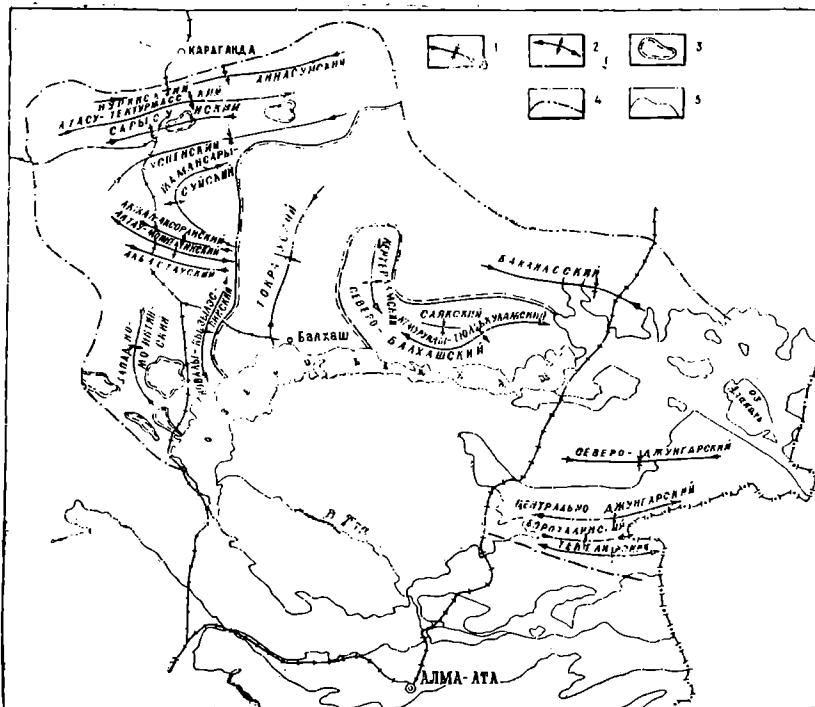


Рис. 56. Схема размещения важнейших складчатых сооружений каледонской и герцинской тектонических эпох

1 — синклиниории и мегасинклиниории; 2 — антиклиниории и мегантиклиниории; 3 — наложенные средне- и позднепалеозойские впадины; 4 — граница Джунгаро-Балхашской складчатой системы; 5 — контуры выходов досреднетриасовых образований

прогибов, а сейчас сторонниками «мобилистских» теорий считаются раздвигами с вновь возникающей океанической корой. Наиболее отчетливо блоки и шовные зоны проявились в кембрии (см. рис. 51). В ордовике после сжатия, складчатости и ранней инверсии в осевых частях этих шовных зон прогибы сместились на их периферию.

Зоны ордовикского прогибания облекают выходы венда — кембрия в Тектурмасском антиклиниории. Менее определено положение на южном крыле Северо-Балхашского антиклиниория, где присутствие ордовикских отложений является

спорным. Ордовик накапливался и на площадях относительно устойчивых блоков, в краевых частях которых мощности ордовика были значительными. Складчатость в конце ордовика, видимо, не была повсеместной, в зонах глубоких прогибов, видимо, отсутствовала. Это касается, в первую очередь, по мнению Н. А. Афоничева, центральных частей системы (Северо-Джунгарский синклиниорий).

Как самостоятельный региональный структурный элемент, Джунгаро-Балхашская система обособилась в раннем девоне, когда сформировался Казахстанско-Тянь-Шаньский каледонский консолидированный массив. Рассматриваемая система в это время находилась еще на среднем (инверсионном) этапе геосинклинального развития. Ее внутреннее строение оставалось довольно сложным. Бывшие шовные структуры играли роль линейных внутригеосинклинальных поднятий. Атасу-Джунгарский относительно стабильный блок частично вошел в состав каледонского консолидированного массива, а частично остался в пределах геосинклинальной системы, но в его пределах наметились отдельные линейные прогибы (Акжал-Аксоранский, Акбастауский, Бороталинский и др.) и поднятия (Атасу-Моинтинское, Центрально-Джунгарское и др.), которые впоследствии стали синклиниориями и антиклиниориями (см. рис. 56).

Переход к орогенному режиму в пределах системы происходил в три этапа. Обособляются области среднедевонской, раннекаменноугольной (средневизейской) и среднекаменноугольной консолидации (см. рис. 51). Переход к орогенному режиму знаменовался развитием наземного вулканизма и формированием вулканогенных поясов — живет-франского, визе-серпуховского, позднепалеозойского. Первые два расположены в основном на площадях, консолидированных непосредственно перед образованием поясов, но позднепалеозойский занимает принципиально иное положение и почти не захватывает площади среднекаменноугольной консолидации.

В результате сложной геологической истории были сформированы хорошо выделяющиеся в настоящее время геолого-структурные элементы — синклиниории, антиклиниории, компенсированные вулканогенные и наложенные карбонатно-терригенные прогибы (впадины). Строение антиклиниориев различно. В ядрах этих структур, развившихся в пределах относительно стабильного Атасу-Джунгарского массива (Атасу-Моинтинский, Новалы-Кызылэспинский, Центрально- и Южно-Джунгарский антиклиниории), обнажены докембрийские и нижнепалеозойские породы. В их пределах развиты горстовые и мелкие купольные поднятия, чередующиеся с относительно пологими грабенообразными структурами и мульдами. В Тектурмасском, Жамансарысуйском и Северо-

Балхашском антиклиниориях преобладают преимущественно линейные и сжатые структуры с крутыми (60 — 80°) углами падения крыльев складок. В их пределах встречаются серии изометричных складок, трассирующихся в единые зоны с закономерной ундуляцией осей. Часто осевые зоны антиклиниориев осложнены наложенными грабен-синклиналями, выполненными молассоидными комплексами.

Синклиниории (Нуринский, Айнасуйский, Успенский, Акжал-Аксоранский, Акбастауский, Саянский, Северо-Джунгарский, Бороталинский, Токрауский, Баканасский) разнообразны и по времени своего становления, и по тектоническим особенностям, и по составу слагающих их пород. Одни из них сформированы в период инверсии и сложены терригенными и карбонатно-терригенными отложениями среднего этапа развития геосинклиналии, причем есть наложенные (Бороталинский, Акбастауский синклиниории) и унаследованные, длительного развития, возможно, с нижнего палеозоя (например, Северо-Джунгарский, Саянский синклиниории). Другие синклиниории представляют собой орогенные наложенные структурные элементы, состоящие из вулканогенных, или карбонатно-терригенных молассоидных (на западе и северо-западе) толщ.

В линейных синклиниориях, особенно унаследованных, развиты линейные складки с умеренно крутыми углами падения, симметричные или наклонные, ныряющие по простиранию. Углы падения слоев вверх по разрезу уменьшаются, и хотя порой внутренних несогласий внутри комплекса не видно, верхние части их образуют пологие мульдообразные структуры или сундучного типа складки с почти горизонтальным залеганием в ядрах.

Характерные для Джунгаро-Балхашской системы наложенные вулканогенные синклиниорные структуры (Токрауская, Калмакэмельская, Баканасская) представляют собой сложную систему вулкано-тектонических прогибов и поднятий, в образовании которых участвовали как тектонические (складчато-глыбовые), так и вулканические факторы. Для локальных вулкано-тектонических структур — кальдер, вулкано-тектонических депрессий, стратовулканов — характерны пологие углы падения (3 — 15°), отчасти отражающие первичный наклон слоев, а также кольцевое строение (Кызылрай, Майтас и др.). Интенсивная крутопадающая складчатость в верхнепалеозойских толщах наблюдается локально, в пределах приразломных зон. Наложенные карбонатно-терригенные впадины — нижнекарбоновые на западе и пермские в Северо-Восточном Прибалхашье и Джунгарии — образуют типичные брахиформные складки с малыми (до 20°) углами падения, нарушенные секущими их разломами.

ЗАЙСАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Под Зайсанской складчатой системой понимают совокупность герцинских структур, развившихся в условиях геосинклинального режима на гетерогенном основании и расположенных между Чингиз-Тарбагатайской и Алтае-Саянской каледонскими складчатыми системами. Границы ее с соседни-

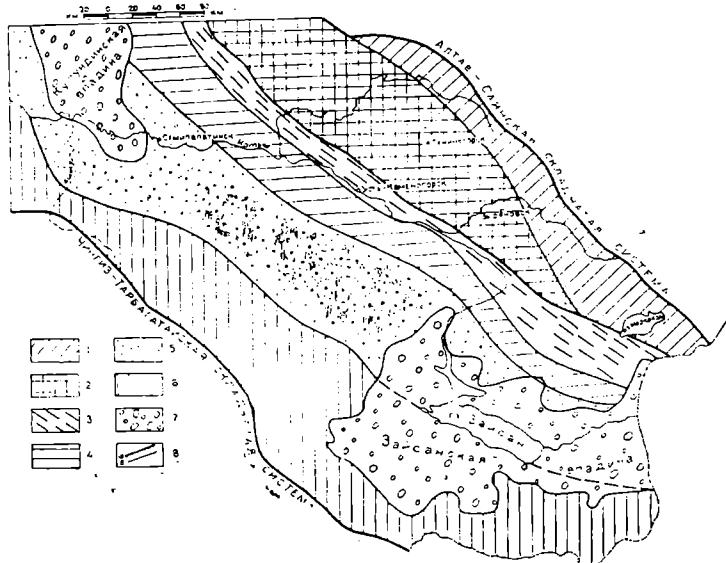


Рис. 57. Схема структурно-формационного районирования Зайсанской складчатой системы

Структурно-формационные зоны: 1 — Белоубинская-Южноалтайская; 2 — Рудноалтайская; 3 — Иртышская; 4 — Калбинская; 5 — Чарская; 6 — Жарма-Саурская; 7 — мезозой-кайнозойские впадины; 8 — разломы (а — регионального значения, б — прочие)

ми региональными структурными элементами отчетливые и проводятся на северо-востоке по системе разрывных нарушений Северо-Восточной зоны смятия *, а на юго-западе — по зоне Калба-Чингизского глубинного разлома.

Одна из важных особенностей Зайсанской складчатой

* Возможно, что правильнее было бы Рудный Алтай относить к Алтае-Саянской каледонской складчатой системе, поскольку складчатость и инверсию в преддевонское время можно рассматривать как проявление главного этапа консолидации. Однако в настоящей работе приоритет отдан распространенным традиционным представлениям, и Рудный Алтай включен в Зайсанскую складчатую систему.

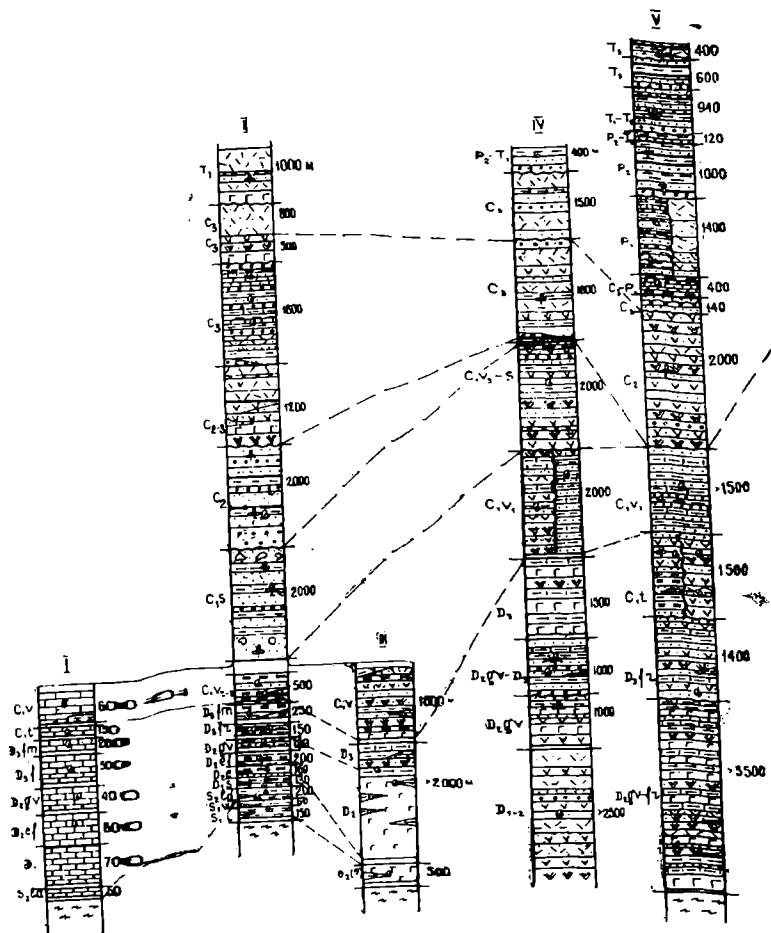


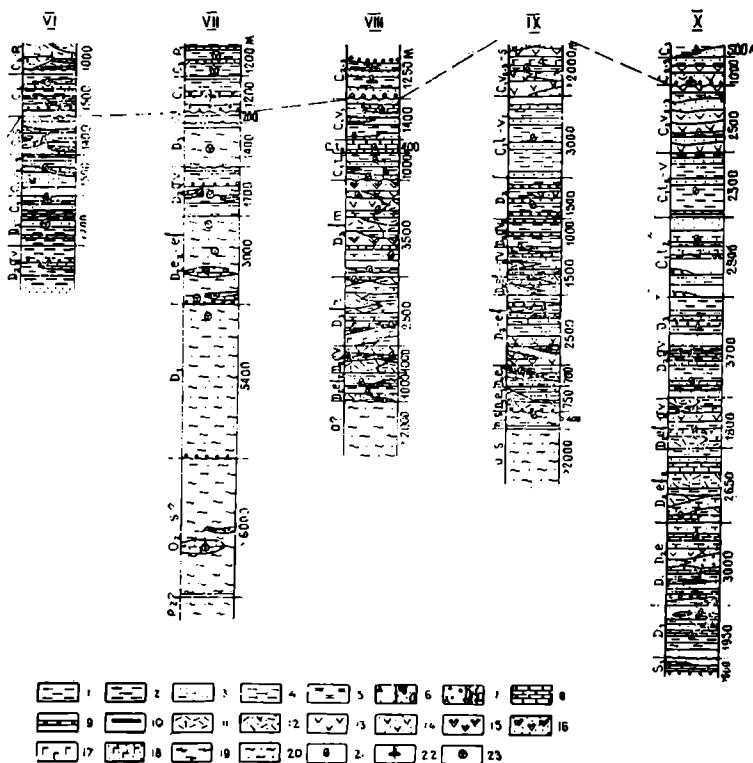
Рис. 58. Сводные

геологические разрезы структурно-формационных зон Зайчевский

1 — алевролиты, 2 — глинистые алевролиты, аргиллиты; 3 — кремесчаники. (A — песчаники, B — оползневые фации); 7 — конгломераты и бурье угли; 8 — глины; 9 — доломиты и бурые угли; 10 — гипс; 11, 12 — дакитовые и липаритовые порфириты и их туфы; 13, 14 — базальтовые порфирииты, спилиты и их туфы; 15, 16 — порфирииты и их туфы; 17, 18 — базальтовые порфирииты, спилиты и их туфы; 19, 20 — гипсовые фации; 21 — места сбора фауны; 22 — места сбора фауны зеленосланцевых отложений; 23 — Тюменская, IV — Жарминская, V — хр. Саур, VI — Калбин. Зоны: I—III — Чарышская, IV — Рудноалтайской зоны, X — Белоубинско-ногорско-Зыряновская, подзоны Рудноалтайской зоны, X — Белоубинско-ногорско-Зыряновская

системы — линейность, хорошо выдержанная в пределах Казахстана. Лишь на северо-западе под чехлом мезозой-кайнозойских отложений намечается резкий разворот системы в северо-восточном направлении. С общей линейностью связана

и другая особенность — отчетливо выделяющиеся вытянутые выдержаные структурно-формационные зоны со своеобразным режимом седиментации, магматизма и тектоники. Этим зонам отвечают в настоящее время региональные складчатые



санской складчатой системы. Составили Н. В. Полянский и Н. И. Сту-

нистые алевролиты; 4 — яшмоиды; 5 — карбонатно-кремнистые сланцы; гравелиты, конгломераты; 8 — известняки; 9 — горючие сланцы; 10 — камен-
13, 14 — андезитовые порфириты и их туфы; 15, 16 — андезито-базальтовые
19 — метаморфиты амфиболитовой фации метаморфизма; 20 — метаморфи-
ры; 23 — места отбора проб, содержащих спорово-пыльцевые комплексы.
ская (Калба-Нарымская), VII — Иртышская, VIII — Алейская, IX — Лени-
Южноалтайская

элементы — синклиниории и антиклиниории, разделенные крупными разрывными дислокациями. С северо-востока на юго-запад выделяют Белоубинско-Южноалтайскую, Рудноалтайскую, Иртышскую, Калбинскую, Чарскую и Жарминскую

(Жарма-Саурскую) зоны (рис. 57). Белоубинско-Южноалтайская, Калбинская и Жарминская зоны рассматриваются как одноименные синклиниории, остальные — как антиклиниорные структуры. Специфической особенностью каждой из зон являются, кроме прочего, различия в строении додевонского основания. В Рудноалтайской, Жарминской, предположительно в Белоубинско-Южноалтайской и Иртышской зонах на поверхности обнажены породы каледонского складчатого основания, на которые, например, в Рудноалтайской зоне, породы герцинского геосинклинального комплекса ложатся после перерыва с резким угловым несогласием. В Чарской зоне выступают блоки ультрамафитов и кремнисто-вулканогенных толщ, позволяющие рассматривать эту зону, а также Калбинскую и, возможно, частично Жарминскую как зону раздвига или даже как реликт океанического бассейна.

Стратифицированные образования (рис. 58). Значительные выходы докембрия в Зайсанской складчатой системе, которые можно было бы рассматривать в качестве блоков фундамента, неизвестны, но высокометаморфизованные породы, возможно, древние, установлены в Керейском антиклиниории Жарминской структурно-формационной зоны и в осевой части Чарского антиклиниория. В первом районе метаморфические породы (кварц-слюдистые, кварц-слюдисто-гранатовые, ставролит-слюдистые, гранат-ставролит-слюдистые сланцы, амфиболиты) обнажены в небольшом изолированном блоке. В Чарском антиклиниории в небольших тектонических блоках (десятки—сотни квадратных метров) среди серпентинитов находятся глаукофановые, альбит-эпидот-хлорит-глаукофановые, гранат-эпидот-глаукофановые, амфиболовые сланцы, амфиболиты, эклогиты, родингиты. Возраст их определен условно, главным образом по степени метаморфизма и отчасти по условиям залегания (Чарская зона).

В основании палеозоя Рудноалтайской зоны залегают в различной степени метаморфизованные альбит-эпидот-хлоритовые и кварц-альбит-хлоритовые сланцы, развившиеся по песчано-глинистым отложениям и условно отнесенные к нерасчлененному ордовику. Они вскрыты в ядрах антиклинальных структур (Алейской, Синюшинской и Ревнюшинской), в бассейне р. Алей, в среднем и верхнем течении р. Убы, у Змеиногорска, Лениногорска и Зыряновска. Для толщи характерно полное отсутствие следов вулканогенного материала.

В Курчум-Кальджирском антиклиниории стратиграфически ниже девонских отложений залегает метаморфическая толща, относимая условно к среднему ордовику — силуру. Ранее эти отложения считались то докембрийскими, то нижне-палеозойскими. Толща представлена различными кристалли-

ческими сланцами и гнейсами, среди которых преобладают биотит-плагиоклаз, хлорит-плагиоклаз, биотит-кордирит-полевошпат, биотит-хлорит-кварцевые и другие, содержащие редкие прослои и линзы мраморов и мраморизованных известняков. Нередки филлитовидные сланцы, хлоритизированные алевролиты и песчаники. Мощность толщи более 9500 м. Данные о ее возрасте противоречивы. В мраморах средней части разреза установлены растительные микрофоссилии, отвечающие среднему ордовику, но в то же время радиологические определения ($U-Th-Pb$ -изохронный метод) дают докембрийские цифры возраста (870—1000 млн. лет).

Силурийские отложения распространены незначительно и выделены в Чарском антиклиниории, на северо-западе Рудноалтайского мегантиклиниория (по существу, уже в Горном Алтае) и в пределах Иртышского шовного горст-антиклиниория. В Чарском антиклиниории силурийские отложения (гравакковые песчаники, глинистые и кремнистые алевролиты, алевропелиты, глинистые сланцы, известняки и яшмы) слагают небольшие тектонические блоки. По фауне брахиопод они отнесены к лудловскому ярусу верхнего силура. Мощность более 570 м. На северо-западе Рудноалтайского мегантиклиниория (верховье рек Белопорожной Убы и Белой) силур представлен также лудловским ярусом, состоящим из известняков и кварцитов. Нерасчлененные силурийские отложения в Иртышской структурно-формационной зоне установлены в нижнем течении р. Бухтармы, где образуют мощную (более 3200 м) вулканогенно-осадочную толщу (известковистые, кремнистые, глинистые алевролиты, известняки, вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, туфы андезитов и липаритов), содержащую остатки брахиопод. Породы изменены в зеленосланцевой фации метаморфизма.

Отложения девона широко распространены в Зайсанской складчатой системе и по составу резко отличаются от нижележащих толщ. Значительную роль среди них играют вулканогенные породы, проявленные в отдельных структурно-формационных зонах с различной интенсивностью и отличающиеся особенностями состава.

В Белоубинско-Южноалтайском синклиниории девон представлен всеми тремя отделами и имеет значительную (до 9000 м) мощность. Почти повсеместно в нем нерасчлененный нижний девон (сарымсактинская свита), несогласно налагающий на силурийские отложения, состоит из карбонатно-терригенного комплекса (известняки с остатками кораллов, известковистые средне- и мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты) мощностью 1500—1800 м. Выше их сменяет мощный и широко проявленный комплекс кислых вулканитов (липаритовые и дацитовые порфиры) и вулкано-

генно-осадочных пород, состоящий из култабарской (нижний девон — верхний эмс), хайдунской (эйфель), холзунской (верхний эйфель) и успенской (эйфель — живет) свит. Общая мощность до 6000 м. Разрез девонских отложений венчает существенно известково-глинисто-терригенный комплекс осадочных пород, отнесенных к большереченской (живетский ярус) и белоубинской (живетский ярус — верхний девон) свитам. Для последней характерны ритмично переслаивающиеся горизонты алевролитов, глинистых сланцев и песчаников, а также пачки черных филлитизированных сланцев и алевролитов.

Девонское осадконакопление в Рудноалтайской зоне (Синюшинском и Алейском антиклинариях, Ревнюшинской антиклинали, Быструшинском синклиниории) началось с эйфельской трансгрессии. В отличие от Белоубинско-Южноалтайского синклиниория девонские отложения здесь имеют меньшую мощность (до 5 км), частые локальные перерывы в осадконакоплении, а вулканогенные породы широко распространены по всему разрезу. Здесь наблюдается отчетливая дифференциация пород по составу: нижняя половина разреза (средний девон) сложена вулканитами кислого состава (кварц-кератофировая формация), верхняя — средними и основными эфузивами и их туфами. В связи с высокой изученностью территории Рудного Алтая для отдельных рудных районов его разработаны местные стратиграфические шкалы.

В Калбинской и Иртышской зонах девонские отложения представлены исключительно терригенными толщами значительной мощности. Характерно полное отсутствие вулканогенного материала, который появляется лишь в породах северо-восточной части Иртышского горст антиклиниория, у его границы со структурами Рудного Алтая (иртышская и пихтовская свиты). На юго-востоке Иртышской зоны мощность девонских отложений составляет почти 12 км, причем половина ее приходится на условный нижний девон.

В Иртышской зоне выделено несколько свит среднего и верхнего девона, различающихся возрастом, который определен по растительным остаткам, спорам, местами по кораллам, а также по интенсивности метаморфизма. В этой зоне, особенно на ее северо-западном фланге, преобладают карбонат-кварц-серicitовые, кварц-серicitовые, серicit-хлорит-кварцевые сланцы, иногда графитистые, развившиеся по углистым, известковистым, глинистым, глинисто-кремнистым алевролитам с линзами известняков, олигомиктовых и известковистых песчаников. На юго-восточном фланге степень метаморфизма уменьшается, но на северо-западе по девонским породам образовались гнейсы (биотит-полевошпатовые,

диопсидовые, диопсид-рогообманковые) и эпидот-плагиоклаз-рогообманковые и биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы.

В Калбинской зоне известны лишь верхи девонского разреза, относящиеся к верхнедевонско-нижнекаменноугольной такырской свите, протянувшейся полосой шириной 10—35 км. Общая мощность свиты до 3000 м. Состоит она из однородных черных глинистых и углисто-глинистых сланцев, алевролитов, алевропелитов, тонко переслаивающихся с мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками.

В Чарском антиклинарии фаунистически охарактеризованы все ярусы девона, представленные здесь кремнисто-вулканогенными отложениями и крупными телами рифовых известняков общей мощностью более 6000 м. Среди вулканогенных пород преобладают базальтовые порфириты, менее распространены андезитовые порфириты и туфы. Кремнистые горизонты — это слоистые яшмы серого, черного, сургучно-красного и серовато-зеленого цвета. Красные и темно-серые яшмы часто ассоциируют с диабазовыми порфиритами и спилитами. Рифовые известняки разных ярусов девона по внешнему облику и составу рифообразователей сходны между собой. Значительно меньше терригенных пород — разнозернистых песчаников, алевролитов. Встречаются конгломераты. В терригенных породах нижнего девона отмечены обломки серпентинитов, а конгломераты основания вулканогенной толщи франского яруса непосредственно налегают на серпентиниты. Хотя залегание в небольших тектонических блоках затрудняет расчленение и анализ взаимоотношений между породами различных участков, сравнительно однообразные ассоциации пород расчленены на ярусы на основании фауны брахиопод и кораллов.

В Жарма-Саурском синклинарии разрез девонских отложений начинается с живетского яруса. Эти отложения имеют общие черты (базальтовый состав эфузивов, пестроокрашенные слоистые яшмы) с одновозрастными осадками Чарского антиклинария, есть и отличия: здесь в разрезе большую роль играют разнозернистые песчаники (часто красноцветные), алевролиты, конгломераты, полностью отсутствуют рифогенные известняки. Мощность 7000—7500 м.

Каменноугольные отложения Зайсанской складчатой системы подразделяются на два комплекса: геосинклинальный, охватывающий нижний отдел, и орогенный, включающий средний и верхний отделы. Континентальные (орогенные) средне- и верхнекаменноугольные отложения тесно связаны между собой и с пермскими отложениями, поэтому рассматриваются совместно как верхнепалеозойские.

Нижнекаменноугольные отложения широко распростране-

ны. В Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационной зоне турнейские и нижневизейские породы преимущественно терригенные, тонкозернистые, встречаются темные тонкослоистые глинистые и углисто-глинистые алевролиты, мелко- и тонкозернистые песчаники, алевролиты. Местами породы отличаются повышенной известковистостью, реже кремнистостью. Прослои известняков, гравелитов, конгломератов редки. В Нарымском хребте встречены лавы и туфы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Возраст отложений определен по брахиоподам и мшанкам. Общая мощность до 5000 м. Средне- и верхневизейские и серпуховские отложения в зоне не выделяются.

В Рудноалтайской зоне нижний карбон развит в различных структурных элементах. Это преимущественно терригенные образования, в меньшей степени известняки и вулканиты. В большинстве районов они хорошо охарактеризованы фауной и расчленены на ряд свит. Разрез начинается тарханской свитой нижнего турне (300—1200 м), в основании которой залегают конгломераты, песчаники, табачно-зеленые аргиллиты и, возможно, вулканиты среднего состава, а выше расположены серые и зеленовато-серые алевролиты, известковистые аргиллиты, глинистые известняки. Верхнетурнейская бухтарминская свита (300—400 м) местами сложена серыми слоистыми известняками и известковистыми песчаниками, местами известковистыми и глинистыми алевролитами и аргиллитами. К нижнему визе отнесена ульбинская свита (1200—1400 м) углисто-, кремнисто- и известково-глинистых алевролитов, аргиллитов, известковистых песчаников и известняков. В Ревнюшинской антиклинали и Тургусунской синклинали состав турне-нижневизейских отложений близок, хотя они имеют иные названия свит. Здесь, в отличие от других районов зоны, выделена средне-верхневизейская ларихинская свита (известковистые алевролиты, углистые аргиллиты, конгломераты, туфопесчаники, выше — туфы и лавы андезитовых порфиритов). Мощность свиты 2200—3200 м. Разрез геосинклинального комплекса нижнего карбона завершает кедровская свита (2500 м), состоящая из андезитовых лав и туфов и относимая к серпуховскому ярусу.

В Иртышской зоне нижнекаменноугольные отложения развиты незначительно. Полимиктовые песчаники, алевролиты, мелкогалечные конгломераты верхнего турне — нижнего визе известны лишь на одном участке, где они несогласно налегают на среднедевонские породы.

В основании каменноугольных отложений Калбинского синклиниория, как уже говорилось, залегает толща преимущественно темно-серых глинистых сланцев и алевролитов,

переслаивающихся с песчаниками, переходящих на границе Иртышской зоны в филлитовидные и затем в графитисто-кварц-биотитовые сланцы (такырская свита верхнего девона — нижнего визе). Выше ее сменяет флишиодная толща, состоящая из однообразных полимиктовых песчаников, чередующихся с глинистыми, реже углисто-глинистыми алевролитами (средне-верхневизейская опановская свита, 1000—1500 м). Выше она переходит преимущественно в толщу разнозернистых кварц-полевошпатовых песчаников и туфлитов, переслаивающихся с алевролитами (калбинская свита серпуховского яруса). Мощность 1200—1400 м.

В Чарской (Западно-Калбинской) зоне турнейские отложения отсутствуют, а нижневизейские (терсайрыкская свита) несогласно налегают на девонские толщи и представлены преимущественно андезитовыми порфиритами, туфами и лавами дацитовых порфиров, вулканомиктовыми песчаниками, а также известняками, известковистыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами. Мощность 1500—2900 м. Средневерхнее визе — преимущественно темные углисто-глинистые алевролиты и песчаники, реже черные известняки. Непосредственно в Чарском районе (тектонической зоне) на северо-восточном крыле антиклинария и в горах Аркалык эти отложения известны под названием аркалыкской свиты, состоящей из диабазовых, реже базальтовых порфиридов, чередующихся с пестроокрашенными яшмами, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, песчаниками, туфопесчаниками и известняками. Есть мнение, что порфириты, яшмы, рифовые известняки погружены в песчано-алевролитовую массу и представляют собой олистолиты, а часть разреза — олистостромовую фацию. Серпуховский ярус представлен туфопесчаниками и песчаниками мощностью 2000—3000 м.

Нижнекаменноугольные отложения шире всего распространены в Жарма-Саурском синклиниории, где представлены мощными (более 8000—9000 м) вулканогенно-осадочными разрезами эвгесинклинального типа. Здесь они расчленены на несколько свит (кояндинскую, курткинскую, куржумбайскую, коконьскую, сиректасскую), состоящих преимущественно из вулканитов андезитового состава, чередующихся с вулканомиктовыми и туфогенными породами и формировавшихся в прибрежно-морских условиях. Для вулканитов характерна повышенная щелочность при ведущей роли натрия и высокая глиноzemистость, что характерно для островных андезитовых формаций.

Верхнепалеозойские отложения в Зайсанской складчатой системе слагают небольшие наложенные и унаследованные мульды. Лишь в хр. Саур и в Кокпектинском синклиниории они развиты на значительных площадях. Они расчленены на три

основных комплекса: среднекаменноугольный, верхнекаменноугольный и верхнекаменоугольный-пермский, имеющие в различных структурно-формационных зонах местные названия.

Среднекаменоугольные отложения, налегающие резко несогласно и с размывом на нижнекаменоугольные, представлены угленосными молассоидными комплексами (серые, темно-серые полимиктовые, кварц-полевошпатовые песчаники, мелкогалечные конгломераты с галькой гранитоидов, порфиров, песчаников, кремнистых пород, глинистые и углистоглинистые алевролиты, гравелиты, линзы темных известняков, иногда сажистых углей), выделенными на Рудном Алтае под названием малоульбинской свиты, в Курчумо-Кальджирском антиклиниории — катайской, Калбинском синклиниории — таубинской, Кокпектиинском синклиниории — буконьской и на Сауре — кенсайской. Исключением являются отдельные районы Жарма-Саурского синклиниория, где в грабен-синклинальных структурах проявился орогенный вулканизм дацитового и липаритового состава.

Отложения верхнего карбона в Зайсанской складчатой системе установлены в Кендерлыкской (Жарма-Саурская зона) и Сарджальско-Даубайской (Чарская зона) мульдах и Белоубинско-Южноалтайском синклиниории. Отложения исключительно континентальные, для них характерны красноцветный облик и повышенная угленосность. В Кендерлыкской мульде они выделены под название акансайской свиты и состоят преимущественно из терригенных пород с редкими прослоями голубовато-зеленых пепловых туфов и лав андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов. В верхах разреза отмечены пласти горючих сланцев, углистых алевролитов и углей (мощность до 3,5 м). В Сарджальско-Даубайской мульде верхнекаменоугольные отложения с резким угловым несогласием залегают на буконьской свите среднего карбона или на породах нижнего карбона. Здесь они представляют собой мощную (1700—2900 м) молассу, относящуюся к майтюбинской серии, которая подразделяется на две свиты: нижнюю — пестроцветную (равномерное переслаивание терригенных пород различных оттенков) и верхнюю — сероцветную (монотонное переслаивание алевролитов и песчаников с редкими покровами андезито-базальтовых порфиритов). В Белоубинско-Южноалтайском синклиниории отложения верхнего карбона (голубовская свита) слагают небольшие узкие грабен-синклинали в среднем течении р. Бухтармы и севернее с. Голубовка. Это конгломераты, песчаники, алевролиты, а в верхах — углистоглинистые аргиллиты, содержащие отдельные пласти углей.

Нерасчлененные верхнекарбоновые-нижнепермские отло-

жения в Зайсанской складчатой системе образуют изолированные мульды (Кендерлыкскую, Джеменейскую в хр. Саур), где представлены преимущественно известковистыми и угленосными осадками, или же кольцевые вулкано-тектонические сооружения (горы Салдырма в северо-западной части Жарма-Саурского синклиниория, Калгутинская и Актюбинская мульды на Калбе, Пихтово-Сержихинская мульда на Рудном Алтае) с вулканитами липаритового, дацитового и трахиадиатового состава.

Пермские отложения установлены в хр. Саур (Жарма-Саурская зона) и Кокпектинском синклиниории (Чарская зона). В первом районе (Кендерлыкская и Джеменейская мульды) они охарактеризованы палеонтологически и расчленены на нижнепермские и верхнепермские. Нижнепермские отложения представлены континентальными осадочными образованиями, содержащими пласти каменных углей и горючих сланцев. В их составе в хр. Саур выделяются свиты: караунгурская (терригенные породы с горючими сланцами и линзами известняков), кемпирская (горючие сланцы в тонком переслаивании с алевролитами и аргиллитами) и тараншинская (сидеритизированные алевролиты, прослои светлых бентонитовых глин с резко подчиненными горизонтами горючих сланцев). Все три свиты содержат остатки фауны (рыб) и флоры. Общая мощность нижнепермских отложений достигает 1200—1500 м. В Кокпектинском синклиниории условно к ним отнесена даубайская свита, состоящая из лав трахиандезитовых, андезитовых, андезито-базальтовых порфириров и их туфов. Эти отложения повсеместно несогласно залегают на породах майтюбинской серии и на более древних образованиях.

Верхнепермские отложения выделены лишь в Кендерлыкской мульде и на северо-восточных склонах хр. Сайкан (Жарма-Саурская зона). Они расчленены на две согласно залегающие свиты. Нижняя, майшатская, состоит из конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов и редких пластов каменных углей, туффитов, туфов и лав андезито-базальтовых порфириров, верхняя, акколканская, имеет близкий с майшатской состав, но отличается от нее повышенной угленосностью, наличием прослоев сидеритовых песчаников. Обе свиты содержат флору. Общая мощность верхнепермских отложений около 600 м. Разрез палеозоя Кендерлыкской мульды венчает свита, возраст которой по пресноводным пелециподам и флоре определен как позднепермско-раннетриасовый. Свита представлена переслаивающимися песчаниками, аргиллитами, алевролитами, углистыми сланцами, сидеритами. Мощность ее около 120 м.

Одной из особенностей Зайсанской складчатой системы является проявление вулканизма субплатформенного этапа развития, выраженного щелочной базальто-липаритовой (семейтауская свита нижнего триаса) и трапповой андезит-базальтовой формациями.

Инtrузивный магматизм. Инtrузивные породы в Зайсанской складчатой системе широко распространены и, подчиняясь общим закономерностям развития этой области, проявляют отчетливо выраженную поясовую зональность в размещении комплексов. Можно выделить отвечающие структурно-формационным зонам площади распространения инtrузивных пород, которые отличаются друг от друга как составом и особенностями проявления магматизма, так и временем формирования однотипных формаций.

Белоубинско-Южноалтайский ареал характеризуется широким проявлением среднедевонского гранит-порфирового (хайдунского) и позднедевонско-раннекарбонового габбро-диабазового (белорецко-маркакульского) комплексов, а также белоубинско-сарымсактинского комплекса малых порфировых инtrузий. Рассматриваемую зону особо отличают отчетливые пояса габбро-диабазовых инtrузивов, связанные с зонами глубинных разломов.

Магматизм Рудноалтайского ареала отличается распространением габбро-гранодиорит-гранитовых и малых порфировых инtrузий. Наиболее древним является лодевонский габбро-диорит-гранитовый комплекс, слагающий крупные plutоны в выступах каледонского складчатого основания Алейского и Синюшинского антиклиниориев. Характерно проявление дозмениногорского комплекса малых инtrузий — штоко- и лакколитообразных тел плагиопорфиров, плагиогранит-порфиров и кварцевых альбитофиров. Однако наиболее типичны инtrузии змеиногорского (габбро-гранодиорит-гранитового) комплекса, слагающие многочисленные межформационные залежи и лакколиты, реже трещинные тела. В разрезах палеозойских отложений они залегают дискордантно и часто контролируются структурами антиклинального типа и крупными разломами. В составе комплекса ведущая роль принадлежит гранитоидам. Раннепермский возраст инtrузивов змеиногорского комплекса определяется их рвущими взаимоотношениями со средне- и верхнепалеозойскими толщами. В свою очередь, они рассечены гранитами калбинского типа. Значения радиологических определений (среднее по 14 анализам — 320 млн. лет) подтверждают позднепалеозойский возраст.

Иртышский ареал магматизма, развивавшегося в условиях активной жизни одноименного глубинного разлома, характеризуется фемическим рядом инtrузивных формаций, относя-

шихся к раннекаменоугольной прииртышской интрузивной серии. В ее составе выделяются формации: ультрамафитовая, габбро-диабаз-амфиболитовая, габбро-лабрадорит-диоритовая, диоритовая и тоналит-плагиогранитовая, гранит-сиенитовая и формация поздних послегранитных даек пестрого состава. После становления прииртышской серии локально сформировались диабаз-диоритовая формация позднего карбона (катойский комплекс), отдельные массивы слюдяных гранитов позднего карбона — перми и формация самостоятельных малых интрузий пестрого состава условно раннемезозойского возраста.

Калбинская ассоциация магматических пород, в целом характеризующаяся преимущественно сиалическим профилем, объединяет следующую группу формаций: габбро-диабаз-амфиболитовую раннего карбона, плагиогранит-гранодиоритовую ранней перми (кунушкий комплекс) и формацию слюдяных редкометаллоносных гранитов «батолитового» типа пермского возраста (калбинский комплекс). Наиболее широко распространены слюдяные редкометаллоносные граниты, объединяющиеся в калба-нарымскую гранодиорит-гранитовую интрузивную серию; они образуют в совокупности тело огромных размеров ($15-40 \times 310-330$ км) общей площадью около $6500-7000$ км². Породы этой серии сформировались в три последовательные стадии («фазы»), каждой из которых соответствовал интрузивный комплекс: первой — гранодиорит-гранитовый (нарымский), второй — гранитовый (калбинский) и третьей — комплекс аляскитовых гранитов повышенной щелочности (монастырский).

Жарма-Саурский ареал характеризуется фемически-сиалическим рядом магматических формаций, состоящим из следующих комплексов: позднедевонского плагиогранитового (курсайчатского), среднекаменоугольного габбро-диорит-тоналитового (саурского), позднекаменоугольного габбро-эссецитового (аргимбайского), раннепермского гранодиорит-гранитового (манракского), позднепермских гранитового (жарминского) и щелочных гранитов (керегетас-эспинского) и раннетриасового аляскитовых гранитов (кандыгатайского). Гранитовый ряд формаций Жарма-Саурского ареала магматизма относится к единой интрузивной серии, отличающейся от аналогичных образований Калбинской зоны некоторой обогащенностью щелочами и меньшей глиноzemистостью. Интрузии проявлены в форме дискордантных plutонов, субширотных, субмеридиональных и северо-восточных поясов и кольцевых интрузивов.

Отличительной особенностью интрузивного магматизма Зайсанской складчатой системы является широкое распространение почти на всей ее территории позднегерцинских

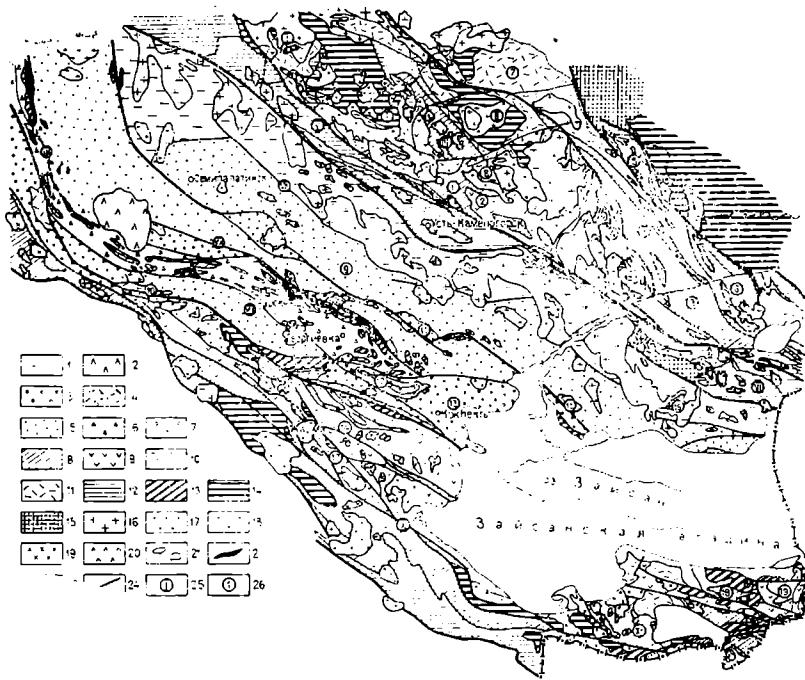


Рис. 59. Тектоническая схема Зайсанской складчатой системы. Составили Н. В. Полянский и Н. И. Стучевский, 1980 г.

1, 2 — субплатформенные комплексы мезозойского возраста (1 — вулканогенно-осадочные, 2 — семейства вулкано-плутонический); 3—10 — герцинские комплексы: 3, 4 — соответственно орогенные (C_2 — D) осадочные и вулканогенные, 5—7 — соответственно позднеинверсионные (C_{1V2+3} — C_1S) флишондый, флишондно-олистостромовый и вулканогенный, 8, 9 — раннеинверсионные флишондый и вулканогенный, 10 — нерасчлененные раннегеосинклинальный и раннеинверсионный комплексы (аспидная и флишондная формации D_3 — C_1); 11—13 — комплексы ранней стадии: 11 — базальт-липаратовый (D_2 — D_3), 12 — терригенный (O_2 — D^1_3), 13 — спилит-диабазовый (O_2 — D^1_3); 14, 15 — комплексы складчатого основания: 14 — каледонский, 15 — докембрейский; 16—22 — интрузивные образования: 16 — позднеорогенные слюдистые граниты, 17—19 — раннеорогенные комплексы (17 — гранитоиды пестрого состава, 18 — гнейсо-граниты, 19 — габбро-плагиогранитные), 20, 21 — раннеинверсионные комплексы (20 — габброидные, 21 — порфировые); 22 — ультрамафиты; 23, 24 — разломы (23 — регионального значения, 24 — прочие); 25 — складчатые структуры первого порядка (I — Алейский и II — Синюшинский антиклиниорий, III — Быструшинский и IV — Белоубинско-Южноалтайский синклиниорий, V — Иртышский шовный и VI — Курчум-Кальджирский горст-антиклиниорий, VII — Калбинский, или Калбара-Нарымский, синклиниорий, VIII — Западно-Калбинский мегасинклиниорий, IX — Чарско-Горностаевская зона тектонических покровов и меланжа, или Чарский антиклиниорий, X — Жарминский и XI — Саурский синклиниорий); 26 — складчатые структуры второго порядка (1 — Ульбинская синклиниаль,

гранитовых формаций, хорошо коррелирующих по возрасту, но заметно различающихся по составу и металлоносности. Другой особенностью системы является распространение на значительной части ее территории комплекса «послебатолитовых» малых интрузий (габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфиры, диориты и диоритовые порфиры, монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры) раннетриасового времени, рассекающих различные структурно-формационные зоны Зайсанской системы протяженными поясами субширотного и северо-восточного направлений.

Тектоническое строение. Зайсанская складчатая система относится к типичным геосинклинальным структурам, развившимся на гетерогенном основании и обладавшим значительной дифференцированностью и контрастностью в формировании составляющих ее геотектонических блоков. По морфогенетическим особенностям и различию истории геотектонического развития здесь выделяют два типа структурно-формационных зон: полигональные, крупноглыбовые и линейные, межглыбовые, или надразломные (Каюпов и др., 1973). К полигональным отнесены Жарминско-Чарский, Калба-Нарымский и Рудноалтайский геотектонические блоки, соизмеримые между собой, длина их 400—500 км, ширина — 80—100 км, площадь — 30—40 тыс. км². К линейным (межглыбовым) принадлежат Иртышская и Белоубинско-Южноалтайская, сформировавшиеся в узких (шовных) геосинклинальных прогибах, инверсировавших на средних этапах развития системы.

Современная структура Зайсанской складчатой системы формировалась в герцинскую эпоху тектогенеза (рис. 59, 60, 61). В ранний геосинклинальный этап этого цикла, охватывающий девонский и, возможно, силурийский периоды, преобладали нисходящие движения и было характерно расширение площади геосинклинальных прогибов. Для этого этапа присущее широкое проявление эфузивного магматизма и накопление мощных толщ кремнисто-базальтовых (Чарская зона), кварц-кератофировых (Рудный Алтай) или существенно терригенных (Иртышская и Калбинская зоны) толщ. Средний, инверсионный этап (ранний карбон) ознаменовался появлением и увеличением роли восходящих движений, кото-

2 — Тарханская антиклиналь, 3 — Маймырская синклиналь, 4 — Ревнющинская, 5 — Черневинская и 6 — Сарымсактинская антиклинали, 7 — Коргонский блок, 8 — Сержихинская вулкано-тектоническая мульда, 9 — Кокжайдакская синклиналь, 10 — Коконьская мульда, 11 — Карагурзинская синклиналь, 12 — Сарджальско-Даубайская мульда, 13 — Кокпектинская синклиналь, 14 — Кирейская антиклиналь, 15 — Актобинская и 16 — Калгутинская мульды, 17 — Сиректасская синклиналь, 18 — Джеменейская и 19 — Кендерлыкская мульды)

рые привели к инверсии большинства геосинклинальных прогибов и к трансформации их в инверсионные поднятия. Эти тектонические движения сократили площадь, а затем полностью закрыли геосинклинальную систему. Для позднего этапа (поздний палеозой) характерно господство восходящих движений, интенсивное проявление наземного (андезитового и трахилипарат-дакитового) вулканизма и интрузивного гранитоидного магматизма.

Отдельные структурные элементы Зайсанской складчатой системы (антиклиниории, синклиниории, паложинные мульды, зоны смятия и др.) по тектоническому строению значительно отличаются друг от друга.

Белоубинско-Южноалтайский синклиниорий представляет собой обрамляющую с северо-востока окраинную структуру системы, расположенную в пограничной зоне с каледонидами Гор-

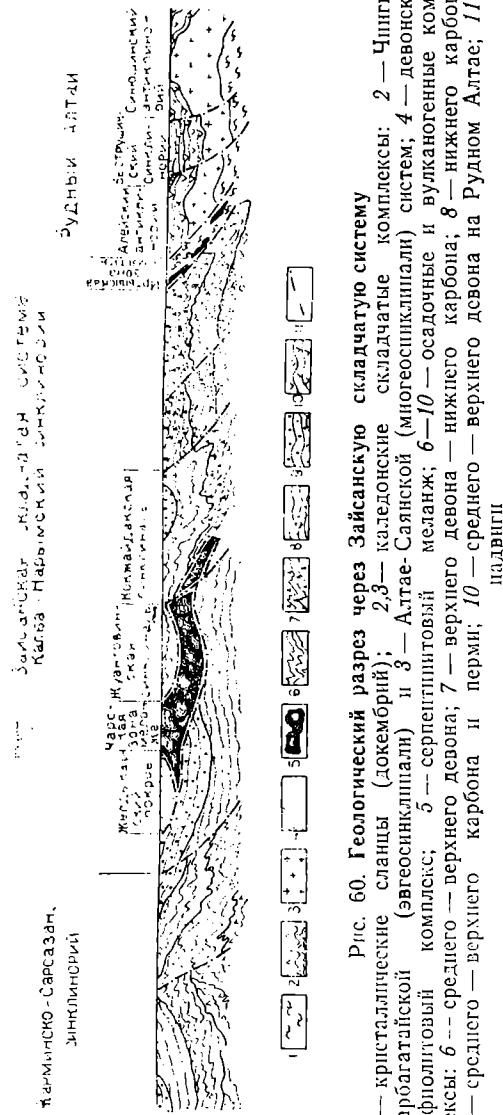


Рис. 60. Геологический разрез через Зайсанскую складчатую систему Тарбагатайской (докембрий); 2,3 — каледонские складчатые комплексы; 2 — Чигназ-Тарбагатайской (эвгеосинклиналии) и 3 — Алтае-Саянской (многогеосинклиналии) систем; 4 — девонский орфолитовый комплекс; 5 — серпентинитовый меланж; 6—10 — осадочные и вулканогенные комплексы: 6 — среднего — верхнего девона; 7 — верхнего девона — нижнего карбона; 8 — нижнего карбона; 9 — среднего — верхнего карбона и первми; 10 — среднего — верхнего девона на Рудном Алтае; // — падиаги

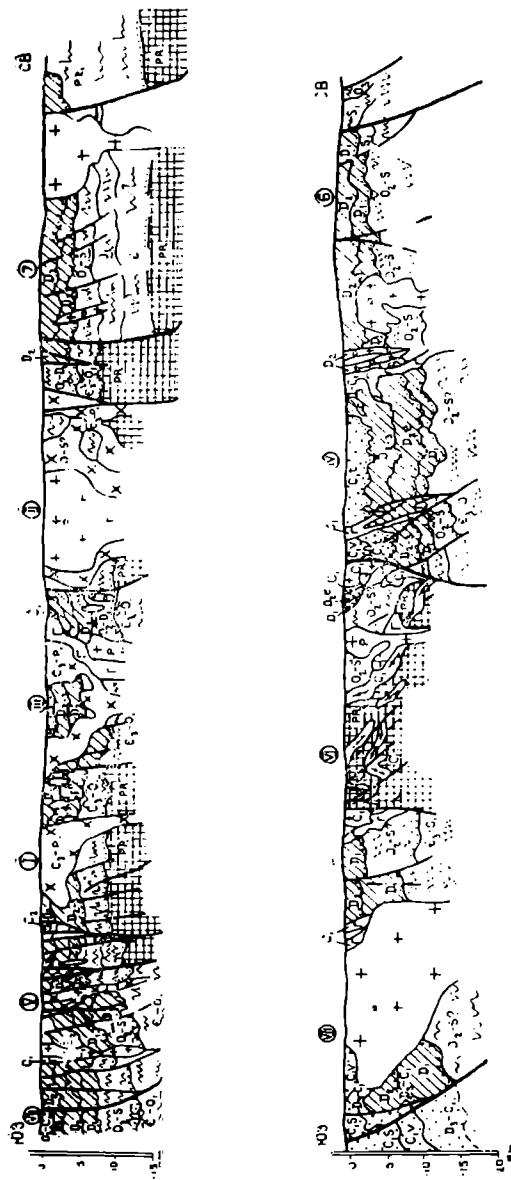


Рис. 61. Геологические разрезы через Юго-Западный Алтай
Цифры в кружках соответствуют номерации зон и структур на рис. 58

ного Алтая. Он имеет асимметричное строение, северо-восточное крыло его круто падает (70 — 80°). Здесь развиты линейно-вытянутые изоклинальные складки, часто запрокинутые на юго-запад. Юго-западное крыло более широкое и пологое.

Рудноалтайский мегантиклиниорий состоит из Алейского и Синюшинского антиклиниориев и Быструшинского синклиниория. Ядерные части антиклиниориев интрудированы крупными массивами гранитоидов, отмечается выходы метаморфизованных пород, отнесенных к нижнему палеозою. Для их центральных частей характерны коробчатые складки и брахискладки со сравнительно пологими углами падения (20 — 30°). Иногда они осложнены крупными грабенообразными структурами длительного развития (Лениногорский грабен). В крыльях антиклиниориев локализованы зоны разломов надвигового и сбросо-надвигового типов, где отмечаются линейные и кильвидные складки приразломного осложнения.

Калбинский (Калба-Нарымский) синклиниорий простирается в северо-западном направлении на 400 км при ширине 55 — 65 км. Он сложен мощными терригенными толщами среднего девона — нижнего карбона, имеет асимметричное строение, выраженное в постепенном омоложении слагающих его складчатых толщ с северо-востока на юго-запад. Калбинский синклиниорий распадается на ряд мелких синклинальных (Кокжайдакская, Карамурзинская и др.) и антиклинальных структур, состоящих из складок различной напряженности, часто с осевыми линиями, расположенными под острым углом к общему генеральному направлению структуры. Характерные признаки Калбинской структуры — интенсивный, близкий к вертикальному кливаж северо-западного направления.

Чарской структурно-формационной зоне отвечает обширный Западно-Калбинский мегасинклиниорий, в центре которого расположен Чарский антиклиниорий, представляющий собой осевую эвгеосинклинальную зону системы. Западно-Калбинский мегасинклиниорий сложен геосинклинальными толщами силура — серпуховского яруса и орогенными накоплениями верхнего палеозоя. Тектонические движения приурочены к началу и концу раннего карбона. Движения конца раннего карбона дислоцировали среднепалеозойские толщи и собрали их в линейные складки северо-западной ориентировки, крылья которых падают под углами до 60 — 70° . В этой зоне расположены орогенные наложенные верхнепалеозойские мульды (Сарджальско-Даубайская, Турсунбайская, Коконьская и др.). Они имеют крутопадающие (60 — 70°) крылья и сложное внутреннее строение — в их пределах развиты крутые (50 — 60°) складки различных размеров. Позднекарбоновые, пермские отложения дислоцированы значительно слабее, и углы

падения в изометрических или субширотных плоских мульдах не превышают 5—10°.

Особое положение занимает Чарский антиклиниорий, или горст-антиклиниорий, который рассматривается как шовная структура — зона меланжа. Внутреннее строение его очень сложное. Широко развиты разрывные нарушения, разбивающие его на мелкие блоки, в пределах которых устанавливаются фрагменты линейной складчатости. Кроме того, характерно широкое распространение массивов рифогенных известняков, подчеркивающих раннюю инверсию геосинклинального прогиба и длительное существование на его месте антиклиниорной структуры. В последние годы появились представления о Чарском антиклиниории как о зоне серпентинитового меланжа додевонского возраста, возникшей на месте океанического бассейна.

Жарма-Саурский синклиниорий сложен среднедевонскими и нижнекаменноугольными геосинклинальными вулканогенно-осадочными образованиями (нижний структурный этаж) и верхнепалеозойскими континентальными толщами (верхний структурный этаж) общей мощностью около 6000 м. В его строении большую роль играют разломы северо-западной ориентировки, обусловившие общую конфигурацию структуры. Дислоцированность нижнекаменноугольных и верхнепалеозойских отложений незначительна: собраны они в относительно широкие синклинальные складки северо-западного простирания, разделенные разломами или связанными с ними сжатыми асимметричными антиклиналями. Синклиниорий осложнен структурами более высокого порядка, в его жарминской части выделены Сиректасская синклиналь и Керейская антиклиналь, в свою очередь, нарушенные более мелкими складками, имеющими углы падения крыльев до 50—60°. Для саурской части синклиниория характерны наложенные изометрические верхнепалеозойские мульды, в строении которых участвуют отложения среднего карбона — триаса (Кендерлыкская, Джеменейская и др.). Породы в них залегают полого (10—15°), однако крылья структурены разломами.

Одним из важнейших структурных элементов Зайсанской складчатой системы являются зоны смятия. Классическим примером таких структур является Иртышская зона смятия, где широко распространены разнообразные приразломные пликативные структуры, связанные с длительным развитием одноименного глубинного разлома. Иртышская зона смятия отвечает одноименной структурно-формационной зоне, сильно сжатой и дислоцированной, и представляет собой в структурном отношении горст-антиклиниорий, на южном продолжении которого выделяются Курчум-Кальджирский антиклиниорий с выходами высокометаморфизованных нижнепалеозойских (?)

пород. Сложное строение Иртышской зоны, состоящей из линейных блоков, складчатых структур, клиньев и пластин, вызвано многократными и разнородными тектоническими дислокациями. Положение Иртышской зоны смятия на границе различающихся строением и геотектоническим режимом Рудноалтайской и Калбинской структурно-формационных зон обусловило появление специфических осадочных и интрузивных формаций, претерпевших в последующем интенсивный метаморфизм (вплоть до образования кристаллических сланцев и гнейсов). В рассматриваемой зоне смятия отмечается высокая степень избирательного метасоматизма и мигматизации, которые выражаются в амфиболитизации, габброизации и гранитизации первичных регионально-метаморфизованных пород вдоль тектонически ослабленных зон.

Другая известная зона смятия — Северо-Восточная — отделяет Зайсанскую систему от Алтае-Саянской и входит в состав Белоубинско-Южноалтайского антиклиниория. Она выражена сближенными продольными крутопадающими (85 — 87°) разломами, создающими систему блоков длиной до 35 — 40 км, шириной 3 — 4 км.

В геологическом строении Зайсанской складчатой системы и в истории ее геотектонического развития значительная роль принадлежит глубинным разломам, оказавшим существенное влияние на осадконакопление и размещение магматических масс. Среди основных четырех направлений (северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального) глубинных разломов наиболее отчетливо выражены северо-западные структуры, несущие признаки неоднократного обновления и относящиеся к правосторонним горизонтальным сдвигам, сбросо-сдвигам и сдвиго-надвигам. Разломы северо-восточного простирания слабо выражены и, скорее, относятся к категории скрытых глубинных структур. Они фиксируются прерывистыми поясами даек, системой мелких разрывов северо-восточной ориентировки, цепочками интрузий и рудо-проявлений и подтверждаются геофизическими данными. Субмеридиональные и субширотные глубинные разломы относительно слабо проявлены в верхних структурных этажах и, скорее всего, являются долгоживущими структурами допалеозойского фундамента. Пересечения их с северо-западными структурами обусловливают формирование сложного комплекса разрывных и пликативных структур более высоких порядков и узловое размещение проявлений эндогенного оруденения.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА (ЮЖНЫЙ ФЛАНГ)

Протягивающаяся в меридиональном направлении более чем на 2000 км Уральская складчатая система является крае-

вой для Урало-Монгольского пояса и отделяет его срединные массивы и области каледонской консолидации от Восточно-Европейской платформы. В пределы Казахстана входит лишь ее южный фланг, выступающий в Мугоджахах и по долинам рек восточного склона Южного Урала. Сокращая ширину

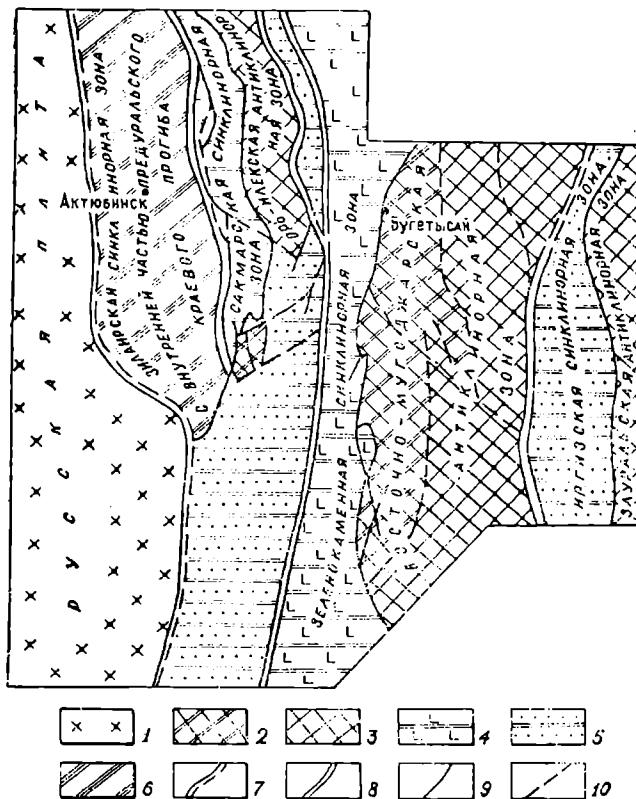


Рис. 62. Схема структурно-формационных зон южного фланга Уральской складчатой системы (по А. А. Абдулину, 1973)

Структурные этажи: 1 — дорифейский фундамент Прикаспийской впадины Восточно-Европейской платформы, 2 — байкальский, 3 — каледонский, 4—6 — герцинские подэтажи (4 — нижний, 5 — средний, 6 — верхний); 7 — граница Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой системы; 8 — глубинные разломы, проникающие до границы M; 9 — региональные межзональные разломы; 10 — крупные разрывы

выходов в южном направлении, обнаженная на поверхности часть этой системы скрывается под мезозой-кайнозойским чехлом, не достигнув берегов Аральского моря. На западе от Восточно-Европейской платформы она отделена зоной разло-

мов, а на востоке от каледонид Центрального Казахстана — Ливановским разломом. На юге данная система, как предполагают, испытывает виргацию. Разлом, ограничивающий систему на западе, изменяет простиранние на юго-западное и туда же, видимо, продолжалась ветвь герцинских прогибов. Вторая ветвь герцинских складчатых сооружений уходит на юг через акваторию Аральского моря и смыкается с герцинскими структурами Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы.

Уральская система представляет собой один из наиболее выдержаных линейных геолого-структурных элементов Урало-Монгольского складчатого пояса, и ее структурно-формационные зоны протягиваются в субмеридиональном направлении на значительные расстояния (многие сотни километров). В Мугоджахах, на территории Казахстана, с запада на восток четко обособляются зоны: Зилаирская с внутренней частью Предуральского краевого прогиба, Сакмарская, Орь-Илекская (Уралтауская), Зеленокаменная (Тагило-Магнитогорская или Западно-Мугоджарская), Восточно-Мугоджарская (Урало-Тобольская), Иргизская (Восточно-Уральская), Зауральская. Зоны ограничены глубинными разломами (рис. 62).

Стратифицированные образования. Сложные условия залегания докембрийских и нижнепалеозойских отложений не позволяют в полной мере раскрыть особенности развития раннего этапа каледонско-герцинской тектонической эпохи. Наиболее объективными являются представления о том, что уже в венд (?) - кембрийский палеотектонический интервал на участках с высокой проницаемостью литосферы развивались эвгеосинклинальные троги, а на участках с малопроницаемой литосферой происходило горообразование. Этим было обусловлено сложное строение системы, состоящей из субпараллельных поднятых блоков и раздвиговых (рифтовых ?) рвов. Позднейшие сжимающие движения резко сократили ширину раздвиговых зон. Так, для Сакмарской зоны некоторые исследователи предполагают сокращение ее ширины примерно в 10 раз. При таких сжатиях неизбежно должны были возникать чешуйчатые надвиги и шарьяжи, вуалирующие взаимоотношения и сближающие толщи различной формационной принадлежности. Хотя непосредственные стратиграфические контакты между наиболее молодыми верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими отложениями наблюдать не удается, особенности состава, метаморфизма и различия в структурных планах заставляют рассматривать кембрийские толщи как образования начала этапа геосинклинального развития.

Кембрийские отложения (рис. 63) развиты преимущественно в Орь-Илекской, Восточно-Мугоджарской и Зауральской

зонах, меньше — в Сакмарской. В Орь-Илекской зоне к нижнему кембрию относятся зеленые сланцы, диабазовые, андезито-дацитовые порфиритоиды, альбитофирмы, туфопесчаники лушниковской свиты и подстилающие их пачки графит-

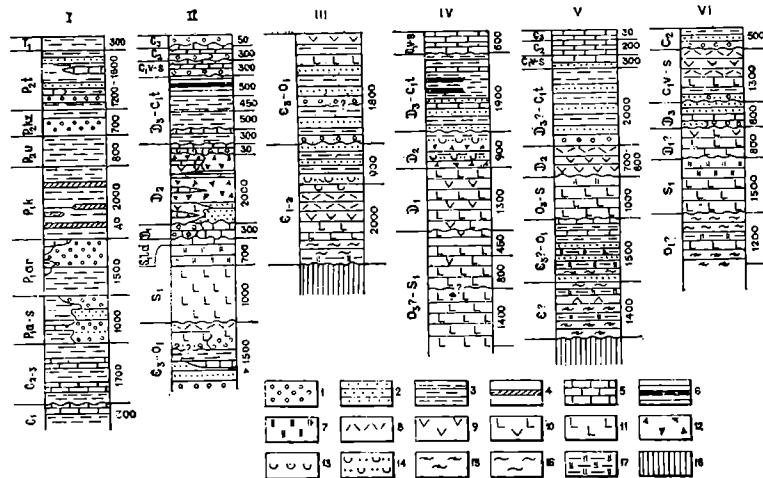


Рис. 63. Схема сопоставления разрезов структурно-формационных зон южного фланга Уральской складчатой системы (по А. А. Абдулину, М. А. Касымову)

1 — конгломераты; 2 — песчаники, алевропесчаники; 3 — алевролиты, аргиллиты; 4 — прослои гипса, ангидрида, каменной соли; 5 — известняки; 6 — аргиллиты, углистые и битуминозные сланцы; 7 — кремнистые породы; 8 — кислые и умеренно кислые вулканиты и их туфы; 9 — вулканиты среднего состава; 10 — андезито-базальтовые вулканиты (с субщелочным уклоном в Сакмарской зоне); 11 — диабазы, спилиты, базальтовые порфиры и их туфы, мандельштейны, вариолиты; 12 — андезито-базальтовые лавобрекчи, вулканомиктовые брекчи (с субщелочным уклоном в Сакмарской зоне); 13 — туфы кислого и умеренно кислого состава; 14 — туфопесчаники; 15 — актиноолитовые амфиболиты и актиноолит-хлоритовые сланцы; 16 — зеленые сланцы; 17 — графитисто-кремнистые сланцы, микрокварциты; 18 — формации докембрийского основания

тистых кварцитов и сланцев (2500—3000 м), рассматриваемые в составе кремнисто-андезито-базальто-диабазовой формации, в Восточно-Мугоджарской зоне — графитистые кварциты, серицит-хлоритовые и актиноолитовые сланцы, андезито-дацитовые порфиритоиды мамбеткульской свиты (1400 м) андезито-базальто-диабазо-кремнистой формации. Средний кембрий представлен в основном песчаниками, гравелитами, туфопесчаниками с редкими горизонтами туфолов чаунской свиты (800—900 м) Орь-Илекской зоны (дацито-сланцево-графитакковая формация) и песчаниками, алевролитами нижней половины шебектинской свиты Восточно-Мугоджарской

зоны, которую в целом относят к базальто-дацито-сланцево-граувакковой формации. Отложения среднего кембрия залегают согласно на нижнекембрийских. Верхний кембрий — нижний тремадок выражены терригенными породами (кварцевые, аркозовые песчаники, гравелиты и алевролиты) фаунистически датированной кидрясовской свиты. Эта свита (200—700 м) залегает несогласно на подстилающих толщах в Сакмарской и Орь-Илекской зонах. В Восточно-Мугоджарской зоне данному стратиграфическому уровню, видимо, соответствуют верхние горизонты шебектинской свиты, включающие линзы известняков с фауной нижнего ордовика. По всей вероятности, для Восточно-Мугоджарской зоны, так же как и для Зауральской, характерны непрерывные разрезы венд (?) - кембрий-нижнеордовикских (тремадокских) отложений.

В Зауральской зоне кембрий (1500 м) состоит из полимиктовых и кварц-известковистых песчаников, песчанистых филлитовидных сланцев, туффитов. В средней части толщи преобладают диабазы и диабазовые порфириты, их туфы, а также известняки, а в верхах вновь терригенные породы с прослоями известняков.

Отложения ордовика широко распространены, особенно на западе системы, и представлены всеми отделами. Нижний ордовик (верхний тремадок) состоит из осадочно-вулканогенных образований (базальты, липаритовые порфиры, туфобрекции, аркозовые и глаукоцитовые песчаники, гравелиты, валунные конгломераты) куагачской свиты Сакмарской зоны и рассланцованных алевролито-кремнистых толщ Орь-Илекского антиклиниория. Эти свиты повсеместно содержат фауну верхнего тремадока.

Кидрясовская и куагачская свиты Сакмарской зоны общей мощностью 1800 м отнесены к единой липарито-базальто-кремнисто-песчаниковой формации, в составе которой выделяются разрезы терригенного (кидрясовская свита верхнего кембрия — нижнего ордовика) и существенно вулканогенного (куагачская свита) типов. К ордовику условно отнесены рассланцованные филлитизированные вулканогенно-песчанико-алевролитовые толщи в Иргизской зоне.

Нижнеордовикские отложения севера Зауральской зоны терригенные — кварцевые, аркозовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, отчасти кремнистые сланцы, яшмоиды, филлитовидные сланцы (до 1000 м), среднеордовикские (300—400 м) также терригенные — крупногалечные конгломераты, полимиктовые песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, к ним местами присоединяются вулканиты основного состава.

Отложения силура и тесно с ними связанные нижнедевон-

ские породы распространены в основном в синклиниорных зонах — Сакмарской, Западно-Мугоджарской, Иргизской, а также в грабенах антиклиниорных (Восточно-Мугоджарской и др.). В Сакмарской зоне нижний силур представлен полушечными базальтами, покровами диабазов, агломератами андезит-базальтового состава сургалинской свиты, фтанитами, радиоляритами — сакмарской. Последние перекрыты нижне-лудловскими цефалоподовыми известняками. Вулканогенно-терригенные толщи, залегающие на цефалоподовых известняках (на юго-западной окраине Сакмарской зоны), отнесены к нерасчлененному силуру — нижнему девону. Общая мощность силурийских-нижнедевонских отложений Сакмарской зоны достигает 4000 м. Они объединены в кремнисто-андезито-базальтовую туфогенную формацию. В Орь-Илекской зоне породы силура отнесены к этой же формации. Вероятно, к этому возрастному диапазону относится нижняя часть тойманской свиты Восточно-Мугоджарской зоны. Она состоит из рассланцеванных метабазальтов, диабазовых порфиритов, терригенных пород. Эти отложения Иргизской и Восточно-Мугоджарской зон рассматриваются в составе липарито-базальто-кремнисто-песчаниковой формации.

В Зеленокаменной зоне силурийские-нижнедевонские отложения занимают обширные площади. Они представлены мощной существенно вулканогенной толщей (яшмо-андезито-базальто-диабазовой формацией). Условно к силуру отнесены свиты: актогайская (1400 м, амфиболитизированные диабазы, вариолиты, подушечные спилиты и туфы), мугоджарская (800 м, подушечные основные лавы, меньше — витрокластические туфы, линзы яшм, кремнистых алевролитов), куркудукская (400 м, андезито-базальтовые вулканиты, выдержанные слои яшм и туффитов, линзы алевролитов, песчаников и гравелитов); к нижнему девону — миляшинская свита (1500 м, андезитовые, базальтовые, андезит-базальтовые порфириты, диабазы, их туфы, агломераты, прослои яшм, туфо-песчаников, туфоалевролитов, реже дациты).

В восточной части Восточно-Мугоджарской и в западной части Иргизской зон к силурийским-нижнедевонским отложениям принадлежат базальтоиды и содержащие лландоверийские грaptолиты кремнистые пелитолиты. Общая мощность толщи 1000 м.

На севере Зауральской зоны выделяются лландоверийские-нижневенлокские и верхневенлокско-лудловские отложения, развитые преимущественно в Александровско-Денисовском синклиниории (Даниловская подзона). Первые (1000—2000 м) — преимущественно терригенные зеленовато-серые и бурые песчаники, алевролиты, зеленые аргиллиты, глинистые сланцы, реже конгломераты, в верхней части основные

эфузивы и туфы; вторые отвечают по составу диабаз-спилитовой формации и включают диабазы, миндалекаменные порфиры, шаровые лавы спилитов, их туфы, туфопесчаники, туффиты, прослои яшм, кремнистых сланцев, известняков, реже терригенных пород. Мощность толщи 1000—1500 м.

Среднедевонские образования распространены в Сакмарской, Зеленокаменной, Восточно-Мугоджарской, Иргизской зонах. Они значительно отличаются от силурийско-нижнедевонских и отражают изменения в тектono-магматическом режиме. В Сакмарской зоне изменение режима началось, видимо, уже в раннем девоне, и к верхам нижнего девона здесь отнесены грубообломочные вулканические брекчии, среднеобломочные конгломераты из обломков силурийских пород, полимиктовые песчаники, гравелиты и содержащие фауну известняки (общая мощность 30 м), резко несогласно залегающие на подстилающих породах. Средний девон представлен покровами субщелочных базальтов и их брекчиями (chancharская свита, 300—2000 м), полимиктовыми песчаниками и линзами известняков (айтпайская свита, 10—100 м). Каждая из этих свит также лежит несогласно на различных, преимущественно силурийских толщах.

В Зеленокаменной зоне среднедевонские отложения существенно отличаются от силурийских-нижнедевонских. В их составе выделено две толщи. Нижняя состоит из светло-серых кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, кремнистых алевролитов, арковозных и кварцевых песчаников, красно-зеленых ямш, реже известняков. Она содержит остатки брахиопод, кораллов, флоры. Другая толща (300—860 м) вулканогенно-осадочная, состоит из вулканомиктовых брекций и туфобрекций андезитового, дацитового, базальтового состава, вулканомиктовых песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов, реже глинистых и кремнистых сланцев и известняков.

В Восточно-Мугоджарской зоне в среднем девоне, слагающем наложенные структуры, преобладают андезитовые и андезит-дакитовые порфиры, дакитовые порфиры, фельзит-порфиры, сферолитовые лавы, туфы этих пород.

В Зауральской зоне нижнедевонские отложения местами выделяются предположительно (песчаники, алевролиты, углистые филлиты, туфы), а чаще эйфельские породы залегают непосредственно на силурийских с конгломератами в основании и представлены туфогенными, полимиктовыми, кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми сланцами, в верхах андезитовыми и диабазовыми порфиритами. Живет-франские отложения, установленные на востоке Денисовской подзоны, выражены известняками с прослоями глинистых и туфогенных пород (600 м).

Новый этап седиментации начался в позднем девоне. Верхнедевонские и турнейские породы залегают согласно, образуя единые формации. В Сакмарской зоне франский, фаменский (зилаирская свита) и турнейский (киинская свита) ярусы отнесены к кремнисто-сланцево-песчаниковой формации общей мощностью около 1000 м, которую слагают плитчатые кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, горючие битуминозные сланцы, известняки. Эта ассоциация пород развита и западнее — в Зилаирской зоне и на востоке Восточно-Европейской платформы. В Зеленокаменной зоне, где синхронные отложения (полимиктовые песчаники и конгломераты, алевролиты, углистые аргиллиты, маломощные слои углей, кремнистые сланцы, известняки) отнесены к углисто-кремнисто-карбонатно-песчаниковой формации, их общая мощность достигает 1900 м.

В наложенных синклиналях Восточно-Мугоджарской зоны (Домбаровской, Балкынбайской) турнейские отложения, залегающие местами с размывом на древних породах, представлены конгломератами с галькой разнообразных пород (метаморфических, интрузивных, осадочных), полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, углистыми, кремнистыми, глинистыми сланцами, маломощными пластами углей общей мощностью 1100—1500 м.

Среди пород визе-серпуховского яруса в Зилаирской, Сакмарской, Зеленокаменной и Восточно-Мугоджарской зонах существенную роль начинают играть карбонатные породы — известняки, известковистые песчаники. В первых двух зонах вместе с ними в строении толщи участвуют кремнисто-глинистые, кремнистые сланцы, алевролиты и аргиллиты. Мощность визе-серпуховского яруса 300—400 м.

На востоке, в Зауральской и Иргизской зонах, в верхнем девоне — нижнем карбоне возрастает значение вулканогенных пород, и эти образования отнесены к липарито-андезито-углесто-кремнисто-песчаниковой формации. Нижние части ее разреза слагают кварцевые и полимиктовые песчаники, пестроцветные мелкогалечные конгломераты и преобладающие оолитовые известняки, охарактеризованные фауной брахиопод (250—600 м). Верхние части формации, несогласно залегающие на нижних, образованы свитой туфогенных пород — туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфлитами, туфами основного состава, редкими прослоями известняков, аргиллитов (300 м) и согласно перекрывающей их свитой контрастных вулканитов и известняков. Среди вулканитов отмечены базальтовые и андезито-базальтовые порфириты (с ними чередуются яшмы и морские известняки с фауной), андезито-дацитовые порфириты, кварцевые, липари-

товые и липарито-дацитовые порфиры, их туфы и лавобрекчию (краснокаменные, возможно, наземные).

Верхнепалеозойские породы распространены ограниченно, преимущественно на периферии обсуждаемой системы, особенно на западе. В Сакмарской зоне (Бакайская синклиналь) верхний палеозой несогласно перекрывает подстилающие толщи. Здесь выделяют терригенно-карбонатные образования: конгломераты, известняки, глинистые известняки, алевролиты, алевритистые аргиллиты, аргиллиты среднего (100—1500 м), верхнего (150—200 м) карбона и перми (300 м), причем известковистые породы преобладают в средней части разреза. В Иргизской зоне к среднему карбону относят грубозернистую терригенную толщу (500 м); в известняковой гальке ее конгломератов встречается фауна визергужевского яруса. В Предуральском краевом прогибе развиты породы верхнего карбона — перми — карбонатно-терригенные, терригенные, в верхах красноцветные, мало отличающиеся от синхронных образований Восточно-Европейской платформы. Они охарактеризованы фауной фораминифер, аммонидей, остракод, спорово-пыльцевыми комплексами. Общая мощность верхнего палеозоя 5000 м.

Интрузивные образования. Распределение площадей интрузивного магматизма, как и вулканического, на описываемом фланге Уральской складчатой системы подчинено ясно выраженной зональности. Наиболее характерная черта магматизма Уральской системы — широкое распространение разновозрастных ультрамафитов и основных пород, слагающих значительные массивы, свойственна и описываемому региону, возможно, даже в большей степени. Хотя, по современным представлениям, ультрамафитовые тела слагают здесь или выдвинутые реликты океанической коры или протрузии, они описаны среди интрузивных образований, поскольку процессы их внедрения в верхние части земной коры (протрузивного, интрузивного или какого-либо другого типа) отвечают определенным этапам магматической жизни, и сами ультрамафиты тесно связаны с заведомо интрузивными близкосинхронными ассоциациями, а также с различными ультрамафитовыми и основными дайками, образуя с ними единые комплексы.

Начало интрузивной деятельности калдоонско-герцинского тектоно-магматического этапа во многом спорно. Существует мнение, что в Орь-Илекской и Восточно-Мугоджарской зонах ультрамафиты внедрялись уже в раннем — среднем кембрии (эбетинский, уйтасский комплексы), а в среднем, а потом и в позднем ордовике сформировались тоналит- и гранит-плагиогранитовые, затем габбро-гранитовый комплексы в тех же зонах (Балаталдыкский, Лушниковский и Каймакский массивы). Некоторыми геологами раннепалеозойский возраст

этих интрузий, однако, оспаривается из-за сложных геологических их взаимоотношений, к раннему палеозою они относят лишь Балаталдыкский тоналит-плагиогранитовый комплекс.

Важным рубежом в интрузивной (протрузивной?) деятельности был силурский период, с которым (или с предсилурским) связывается становление крупных Кемпирскойского и Хабаринского ультрамафитовых массивов (Орь-Илекская зона), относимых к дунит-гарцбургитовой формации. В первом локализованы известные месторождения хрома и никеля. К кемпирскому комплексу принадлежат также дайки ультрамафитового (пироксениты, дуниты, верлиты и др.) и основного (габбро, габбро-нориты, микрогаббро, плагиоклазиты и др.) состава, габбро-амфиболиты и амфиболиты краевых зон массива. Ультрамафиты этого возраста выделены и в Сакмарской структурно-формационной зоне, где они превращены в тела меланжа.

Вслед за становлением кемпирского ультрамафитового комплекса и формированием эфузивных толщ силура и силура — нижнего девона, в конце силура, в раннем или раннем — среднем девоне внедрились очень широко распространенные интрузии габбровой и габбро-плагиогранитовой формаций (кокпектинский, джамантауский и другие комплексы), проявленные во всех зонах казахстанского фланга Уральской системы, а особенно в Зеленокаменной. Они сосредоточены в субмеридиональных и северо-восточных поясах, состоящих из крупных кругопадающих тел и небольших штокообразных интрузивов габбро-норитов, габбро, их оливиновых и кварцевых разновидностей. Диориты и плагиограниты образуют более поздние штокообразные тела, ультрамафиты — небольшие неправильные ранние тела. Плагиограниты и гранодиориты этого возраста имеют сравнительно большее значение на востоке, в Зауральской зоне.

В Сакмарской и Орь-Илекской зонах интрузивная деятельность закончилась уже в среднедевонское время формированием велиховского габбро-ассекситового комплекса, слагающего расслоенное лopolitoобразное магматическое тело. Отличительной особенностью этих зон является отсутствие герцинских гранитоидов. В Зеленокаменной зоне в конце девона формировались малые интрузивы кварцевых диоритов, плагиогранит-порфиров, диабазов и кварцевых диабазов.

В восточных структурно-формационных зонах Мугоджар в начале карбона (турне?) возникли значительные массивы аниховского дунит-гарцбургитового комплекса типа кругопадающих линз, пластообразных залежей, трещинных тел. Их внедрение завершило позднедевонскую, или позднедеволиско-

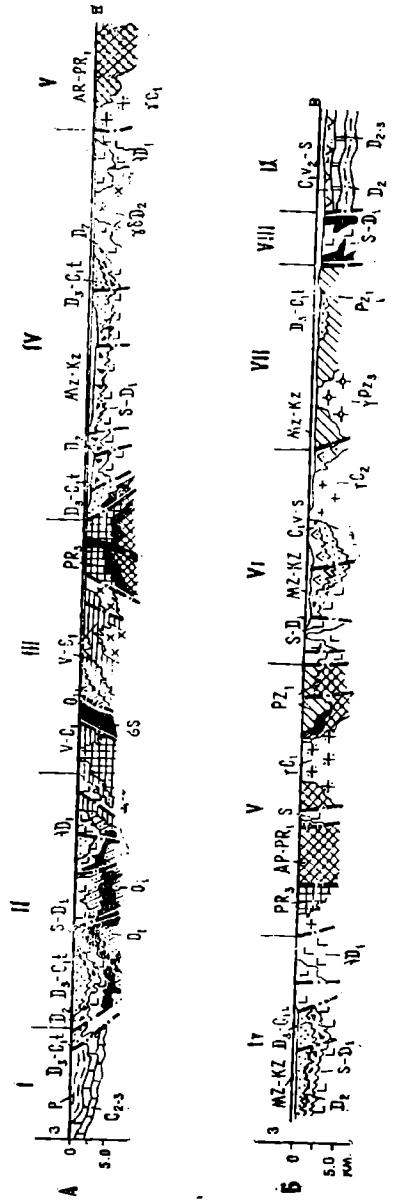


Рис. 64. Геологотектонические разрезы через южный фланг Уральской складчатой системы (по А. А. Касымову)

1 — мезозой-кайнозой (конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки, галечники, глины, глыбы и суглинки); 2 — пермь (пестроцветные колгломераты, песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки, глыбы и доломиты); 3 — средний—верхний карбон (известьяки, глины, прослои гипса, ангидрита, каменной соли, мергели, известно-базальтовый ярус); 4 — карбонатно-вулканогенные отложения, вулканические породы (известьяки, глины, ангидриты и аргиллиты); 5 — верхний девон — нижний карбон (сероцветные конгломераты, порфиритами, липаритовыми порфирами и их туфами, туфами, андезитовые порфириты и их туфы); 6 — средний — верхний девон (мраморизованные, доломитизированные, кальцитизированные, базальтовые вулканиты, лавобрекчи, вулканические породы); 7 — средний — верхний девон (мраморизованные, доломитизированные, кальцитизированные, базальтовые вулканиты, лавобрекчи, вулканические породы); 8, 9 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 10 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 11 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 12 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 13 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 14 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 15 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 16 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 17 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 18 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 19 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 20 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 21 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки; 22 — средний девон: глины, ангидриты, глыбы и суглинки;

турнейскую вулканическую деятельность, наиболее основную (андезит-базальтовую) в Зауральской зоне, повышающую кислотность в Иргизской и Восточно-Мугоджарской. В Иргизской и Зауральской зонах вулканические процессы продолжались и позднее, но эти вулканы отличаются более пестрым составом. Наиболее четко выражен Иргизско-Жетыгаринский пояс ультрамафитов.

В центральных зонах — Зеленокаменной и Восточно-Мугоджарской — значительную роль играют интрузивы акбулакского гранитового комплекса, сосредоточенные в Борлинском, Кайрактинском, Восточно-Мугоджарском поясах вдоль меридиональных глубинных разломов, протягивающихся на расстояние до 250 км. Интрузивы многофазны и образованы диоритами, гранодиоритами, преимущественно биотитовыми, мусковит-биотитовыми гранитами (80—90% площади). Есть мнение, что некоторые граниты, близкие по составу, в этих зонах продолжали формироваться и в позднем палеозое, но, как представляется, главная масса их сформировалась в визе. Наиболее поздние (позднекаменноугольные) интрузивы в Восточно-Мугоджарской зоне представлены небольшими (3,5 и 6 км²) массивами щелочных и нефелиновых сиенитов борсыкскойского комплекса.

ники, алевропесчанники, алевролиты, аргиллиты; 10 — силур — нижний девон (диабазы, спилиты, базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые порфиры и их туфы); 11 — нижний ордовик (пестроцветные конгломераты, песчанники, алевролиты, аргиллиты); 12 — венд — нижний кембрий (кремнистые сланцы, графитистые микрокварциты, зеленые сланцы, вулканы основного, среднего, кислого и умеренно кислого состава); 13 — нижний палеозой нерасчлененный (зеленые сланцы, филлитизированные песчанники, алевропесчанники, алевролиты с прослоями микрокварцитов, актинолитовых амфиболитов); 14 — верхний протерозой (зеленые и кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов и гнейсов); 15 — архей — нижний протерозой (магматиты, гнейсо-граниты, гнейсы, мигматизированные амфиболиты с прослоями графитистых кварцитов и единичными линзами мраморов); 16—22 — интрузивные породы (16 — раннепалеозойские плагиограниты, 17 — силурийский ультрамафитовый комплекс, 18 — раннедевонские габбро, 19 — среднедевонские гранодиориты и кварцевые диориты, 20 — раннекаменноугольные диориты, граниты, щелочные нефелиновые сиениты, 21 — среднекаменноугольные граниты, гранодиориты, кварц-рогообманковые сиениты, 22 — позднепалеозойские граниты, лейкократовые граниты, гранит-порфиры). А — разрез по линии Херсон — Богунбай — Эбеты — Анастасьевка — Тастыбулак; Б — разрез по линии Берденбулак — Акпан — Ултайсын — Тебизсар. Структурно-формационные зоны: I — Зилаирская с внутренней частью Предуральского краевого прогиба, II — Сакмарская, III — Орь-Илекская, IV — Зеленокаменная, V — Восточно-Мугоджарская, VI — Иргизская, VII — Зауральская, VIII — Денисовская, IX — Валерьяновская

В Иргизской и Зауральской структурно-формационных зонах активный гранитоидный магматизм проявился на рубеже раннего и среднего (иргизский и милютинско-михайловский комплексы) и среднего и позднего (карашатауский комплекс) карбона. В иргизском габбро-гранитовом комплексе преобладают биотитовые и биотит-рогоовообманковые граниты (85%), с которыми связаны подчиненные им габбро, диориты первой контрастной фазы. Породы комплекса слагают значительные штоки (до 35 км²), крупные (до 325 км²) крутопадающие тела. В милютинско-михайловском комплексе раннего — среднего карбона Зауральской зоны преобладают гранодиориты, тоналиты, адамеллиты, есть габброиды и щелочные граниты. Массивы крупные, вытянуты меридионально, согласно с общими структурами. Карапашатауский комплекс позднего карбона образует также крупные интрузивы биотитовых, биотит-мусковитовых, амфибол-биотитовых гранитов, гранодиоритов, диоритов. Наиболее поздними, позднепалеозойскими, считаются интрузивы нормальных гранитов изометричной формы жабыккарагайского комплекса, известные в северной части Зауральской зоны.

Тектоническое строение. Сложная структура южного фланга Уральской складчатой системы (Мугоджары, Зауралье) обусловлена неоднократными очень интенсивными движениями, создававшими зоны раздвига и вновь закрывавшими их, дислоцировавшими толщи осадков и вулканических образований, выжимавшими блоки с океанической корой и формировавшими надвиговые структуры вплоть до шарьяжей. Современное строение характеризуется существованием антиклинальных и синклинальных сооружений, соответствующих определенным структурно-формационным зонам. Отчетливо выделяются антиклинарии — Орь-Илекский, Восточно-Мугоджарский, Зауральский, чередующиеся с ними синклинарии — Сакмарский, Зеленокаменный, Иргизский (рис. 64). Эти структурные элементы разделены Кокпекгинским, Каргалинским, Главным Уральским, Борлинским, Восточно-Мугоджарским и Зауральским разломами.

Внутреннее строение мугоджарских герцинид наиболее полно представлено в антиклинальных структурах. В их ядрах обычно выступают складчатые метаморфические комплексы основания, однако взаимоотношения этих комплексов с каледонско-герцинскими образованиями не везде четко выражены, что обусловлено интенсивной тектонической переработкой фундамента в палеозое. Структурное несогласие сохранилось лишь между условно выделенными вулканоген-

ными и осадочными комплексами нижнего — среднего кембрия и красноцветными грубообломочными отложениями верхнего кембрия — нижнего ордовика на западе региона, в Орь-Илекской зоне. На востоке взаимоотношения между байкальским комплексом и вышележащими образованиями менее четки. Их границы обычно осложнены разрывами либо уничтожены интрузивами. Тем не менее, анализ внутренних структур допалеозойского и палеозойских складчатых образований с использованием формационного метода, изучение особенностей метаморфизма и глубинного строения позволяют выделить допалеозойский (байкальский) складчатый комплекс основания и каледонско-герцинский структурный этаж.

В синклиниорных структурах, где развиты офиолитовые комплексы, зеленокаменные толщи ордовика — силура и другие вулканогенно-осадочные толщи палеозоя, фундаментом, видимо, следует считать ультрамафиты и связанные с ними габбро-амфиболиты, а также плагиогранитоиды. Наиболее полный разрез офиолитовой ассоциации обнажен в Сакмарской зоне, обладающей очень сложным внутренним складчато-разрывным строением. Представления о возрасте ультрамафитового-габбро-амфиболитового фундамента эвгеосинклинальных формаций палеозоя синклиниориев Уральской складчатой системы противоречивы. Одни исследователи этот меланократовый фундамент относят к ордовикско-силурским образованиям, другие, учитывая данные о находках продуктов разрушения ультрамафитов, габбро-амфиболитов, спилитов в силурских и ордовикских отложениях и радиологических определений (520—570 млн. лет), высказывают мнение о частичной принадлежности этих комплексов к докембрию или доордовикскому времени.

Для каждого из выделенных складчатых структурных этажей складчато-разрывные деформации специфичны. Основные структурные линии байкальского этажа нередко меняют направление с северо-восточного на северо-западное, а каледонско-герцинские структуры имеют преимущественно выдержанное меридиональное простиранние. Структуры нижних горизонтов каледонско-герцинского этажа в различных структурно-формационных зонах имеют черты сходства то со складчатыми структурами байкальского фундамента, то со структурами средне-верхнепалеозойского складчатого комплекса (собственно герцинскими).

Эти особенности байкальского и каледонско-герцинского этажей отражают, с одной стороны, явления унаследованности, а с другой — различия в ориентировке тектонических сил на разных этапах развития.

За каледонско-герцинский этап было создано несколько

структурных ярусов, разделенных поверхностями несогласий и иногда объединяемых в каледонский и герцинский этажи. Сочетание структурных зон различно, что создает в их пределах специфические картины складчатых и дизъюнктивных дислокаций.

Важнейшие тектонические движения в раннем палеозое происходили в конце кембрия, возможно, неоднократно во второй половине ордовика, когда имела место заметная консолидация, выраженная в появлении красноцветных и пестроцветных терригенных фаций и во внедрении плагиогранитоидов. Обновление тектонического режима в конце ордовика — начале силура прервало процессы консолидации: возобновилось раннегеосинклинальное развитие — формирование раздвингов и прогибов. Дальнейшие изменения тектонического режима выразились в восходящих движениях конца силура, начала и конца среднего девона, сопровождавшихся внедрением габбро-плагиогранитовых комплексов и комплексов малых интрузивов, а затем в активной перестройке режима в турнейском веке, за которой последовало внедрение гранитоидов в центральных зонах Мугоджар. Интересно, что примерно в это же время на востоке системы шло обновление геосинклинального тектономагматического режима, вызвавшее внедрение ультрамафитов аниховского комплекса визе, а затем, на рубеже раннего и среднего карбона, — интрузий габбро-гравитовой формации. Тектонические движения конца раннего карбона обусловили переход к орогенному режиму и появление повсеместных складчатых несогласий. Окончательное завершение пликативных и дизъюнктивных дислокаций связано с концом палеозоя, когда оформилось современное строение Уральской складчатой системы (см. рис. 64).

Зилаирская зона, начало формирования которой относится к концу среднего девона, в значительной мере перекрыта с востока тектоническими покровами. Строение зоны относительно простое. Верхнедевонские, каменноугольные и пермские породы в общем погружаются с востока на запад, будучи смяты в узкие асимметричные, иногда изоклинальные складки с углами падения крыльев $40-75^\circ$, причем западные крылья иногда нарушены меридиональными разломами и бывают более крутыми.

Сакмарская зона имеет очень сложное строение, и некоторые рассматривают ее в виде покровной структуры. Во всяком случае, широкое распространение многочисленных отдельных покровов и разрывов типа надвигов, а также серпентинитового меланжа не вызывает сомнений. Наибольшую площадь в зоне занимают силурийские и девонские отложения, меньшую — нижнепалеозойские. Складки узкие, в общем асимметричные, кулисообразно расположенные, с ундулирующими шарнирами

(Косистекская, Куагачская, Губерлинская антиклинали, Акайская, Айтпайская, Чанчарская синклинали и др.), имеют протяженность 15—20 км, ширину 3—10 км, субмеридиональное простижение, часто изогнутые шариры. Они осложнены мелкими (длина десятки и сотни метров) и средними (первые километры) складками, ориентированными как продольно, так и поперечно к основной структуре. Углы падения крыльев складок сильно варьируют — от 10 до 80°, преобладают около 50°. Иногда складки изоклинальные или сложные, а в нижнепалеозойских отложениях — нередко опрокинутые.

Отличительные черты антиклинальной Орь-Илекской зоны — наличие выступа докембрийского основания (Эбетинского антиклинария протяженностью 70 км, шириной 15 км) и выдвинутых (диапировых?) крупных ультрамафитовых массивов — Кемпирсайского и Хабарниковского, а также распространение нижнепалеозойских толщ, смятых в мелкие синклинали и антиклинали. В породах нижнего и среднего палеозоя отмечено несколько несогласий, из которых наиболее заметно верхнекембрийское. Простижение наиболее крупного нижнепалеозойского Хабарниковского синклинария северо-восточное (70°). Средние и малые складки изоклинальные, сжатые, северо-восточные, широтные, субмеридиональные.

В Зеленокаменной зоне, сложенной силурийскими вулканами и основными интрузиями, в меньшей степени породами девона и нижнего карбона, существует система крупных антиклинальных и синклинальных меридиональных структур: Мугоджарская, Жанганинская, Даутская, Катынадырская антиклинали, Берчогурская, Сарлыбайская, Кундуздинская синклинали и др. Антиклинали протягиваются на расстояние до 60 и даже 100 км, разорваны на блоки. В сводах углы падения пород пологие, а на крыльях, особенно вблизи разломов, достигают 45—70°. Широко развиты складки более высоких порядков. В ядерных частях залегают отложения силура, иногда метаморфические породы, прорванные габбро и плагиогранитами. Строение синклиналей также сложное. Они разорваны разломами, залегание пород в их пределах осложнено складками более высоких порядков. Углы падения пород варьируют в широких пределах (до 80°), но обычно около 20°. Наиболее отчетливо выделяется наложенная Берчогурская синклиналь относительно простого строения, сложенная породами девона и нижнего карбона, с пологими углами падения на крыльях (5—15°). Слои волнисто изогнуты, а это заставляет думать, что здесь имели место движения не одного возраста.

Восточно-Мугоджарская зона отличается широким распространением выходов докембра и интрузий ранне- и раннесреднекарбонового возраста. Простижение основных структур

докембрия меняется с севера на юг от субширотного ($70-80^\circ$) до северо-восточного и субмеридионального, что подчеркивает общее несовпадение докембрийских (байкальских) и палеозойских (калевонско-герцинских) структур. В нижнем этаже выделяются три крупные древние структуры — Карасайская и Карабутакская антиклинали и Бугетысайская синклиналь. Эти сооружения осложнены складками второго и более высоких порядков. Складки иногда асимметричны, иногда крылья их падают под одинаковыми углами $50-60^\circ$, иногда достигают $70-90^\circ$ (у асимметричных структур). Протяженность складок второго порядка $10-30$ км, размах крыльев $5-10$ км, шарниры обычно ундулируют. Имеются и поперечные к основному простианию структуры складки. Нижнепалеозойские отложения в этой зоне развиты фрагментарно, окаймляют докембрейские образования на востоке зоны и сильно метаморфизованы и дислоцированы, отмечаются мелкие складки, гофрированность пород, большое количество мелких разрывов. Герцинские структурные элементы — наложенные синклинали Балкынбай-Домбаровская и Челкарская. Первая вытянута (до 300 км) при небольшой ширине ($2-5$ км), обрамлена разломами, породы в ней значительно дислоцированы (углы падения $40-70^\circ$).

Иргизская зона сложена преимущественно более молодыми, чем верхний девон, палеозойскими породами, смятыми в ряд меридиональных синклинальных и антиклинальных складок. Она плохо обнажена, и судить о ее строении можно лишь приблизительно.

Структуры Зауральской антиклинальной зоны проявлены на западном обрамлении Тургайского прогиба. Здесь в выступах, обрамленных меридиональными разрывами, обнажаются прорванные силуро-девонскими (?) и раннекарбоновыми ультрамафитами, ранне-среднекаменноугольными диоритами и гранодиоритами, позднепалеозойскими гранитами метаморфические породы докембрия, сменяемые на северо-востоке смятыми в меридиональные складки (углы падения крыльев $60-70^\circ$) среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Метаморфические докембрейские породы Троицкого антиклинария смяты в узкие линейные изоклинальные складки меридионального простираия протяженностью до 100 км, шириной $3-6$ км. Крылья складок падают под углами $60-90^\circ$ и сильно осложнены мелкими складочками и плойчатостью. Нижнепалеозойские отложения с угловым несогласием перекрывают нижележащие образования и также несогласно сами перекрываются вышеупомянутыми. Они смяты в крупные пологие брахискладки и мелкие линейные, часто опрокинутые вблизи выходов допалеозойского основания и в широтных структурах. В меридиональных структурах складки линейные,

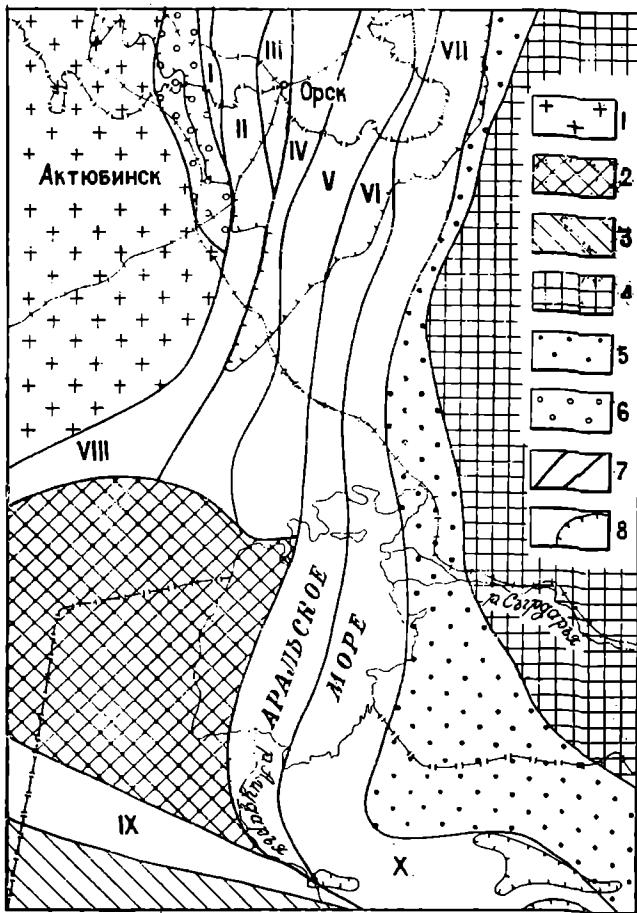


Рис. 65. Схема строения южного фланга Уральской складчатой системы

I — Прикаспийская владина Восточно-Европейской платформы; 2 — до-докембрийский (?) устойчивый массив Северного Устюрта; 3 — докембрийский (?) Каракумский устойчивый массив; 4 — Казахстанско-Тянь-Шаньский эпикаледонский массив; 5 — Валерьяновская переходная структурно-формационная зона и переходная зона Восточного Приаралья и Кызылкумов; 6 — Предуральский предгорный прогиб; 7 — границы важнейших геолого-структурных элементов; 8 — контуры выходов палеозоя на поверхность. Герцинские структурно-формационные зоны: I — Зилаирская, II — Сакмарская, III — Орь-Илекская, IV — Зеленокаменная, V — Восточно-Мугоджарская, VI — Иргизская, VII — Зауральская, VIII — Южно-Эмбенская, IX — Центрально-Устюртская Манышлакской складчатой системы, X — Центрально-Кызылкумская Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы

углы падения их крыльев крутые. Силурийско-нижнедевонские породы, слагающие отдельные синклиниории (Александровско-Денисовский, Бурыктальско-Джетыгаринский), сильно дислоцированы. Падения крыльев меридиональных складок обычно 70—80°, реже 40—50°. Более молодые отложения развиты меньше и образуют сложные складки.

О продолжении Уральской системы под платформенным чехлом мезозоя и кайнозоя Туранской плиты можно судить по геофизическим материалам и редким буровым скважинам. Хотя о южном перекрытом фланге ее существуют противоречивые мнения, можно уверенно говорить о существовании тектонических элементов как юго-западного, так и меридионального направлений (рис. 65). Геофизические данные также однозначно свидетельствуют о различном строении отдельных структурно-формационных зон. Видимо, их геологическая история была обусловлена разными факторами.

Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что западные зоны системы протягиваются в субмеридиональном направлении, слегка отклоняясь к западу, только до широты северных чинков Устюрта (северных берегов Аральского моря). Геофизические поля, характерные для Зеленокаменной зоны, выклиниваются, а антиклинальные зоны — Орь-Илекская и Восточно-Мугоджарская — смыкаются с предполагаемым Северо-Устюртским массивом докембрийской консолидации. Зилаирская зона и сопутствующие ей разрывные дислокации разворачиваются к юго-западу, облекая с севера Северо-Устюртский массив и отделяя его от Восточно-Европейской платформы. В этой зоне глубокими скважинами вскрыта флишоидная терригенная толща фамена — турне.

Восточные зоны — Иргизская и Зауральская, а также краевая зона области каледонской консолидации — Валерьяновская — отчетливо протягиваются на акватории Аральского моря и в Восточном Приаралье. Иргизская зона прослеживается до Султануиздага (Узбекская ССР) и, возможно, его западная часть относится к этой зоне. В Восточном Приаралье отчетливо прослеживается полоса вулканитов карбона, которая может принадлежать Зауральской или Валерьяновской зонам. Присутствие андезитовых порфиритов подтверждено глубокими скважинами. Вулканический пояс к юго-востоку от Аральского моря смыкается с Кураминским вулканическим поясом, обрамляющим Казахстанско-Тянь-Шаньский консолидированный массив с юго-запада. Площадь их сочленения (Бельтауская зона) отличается интенсивной дислоциированностью и размещением крупных гранитоидных массивов.

МАНГЫШЛАКСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

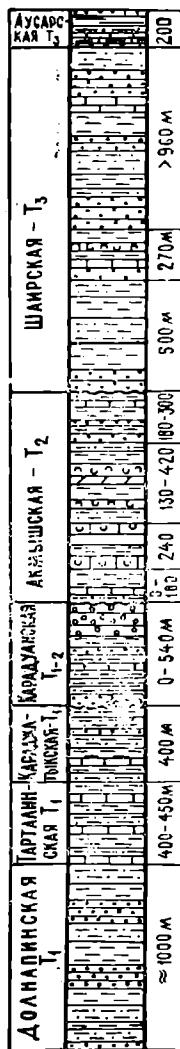
От других герцинских складчатых систем Казахстана Мангышлакская складчатая система отличается многими особенностями. Хотя она является продолжением, принадлежащим Урало-Монгольскому поясу Южно-Тянь-Шаньской и Уральской складчатых систем, в ней по ориентировке структур, положению и особенностям стратиграфии отчетливо чувствуется влияние Средиземноморского пояса, в структуры которого она переходит на западе. Другая особенность — широкое распространение морских триасовых отложений, наращивающих орогенный комплекс верхнего палеозоя. В сущности, эту систему было бы правильнее считать ранчекиммерийской, поскольку завершающей здесь могла быть позднетриасовая складчатость.

Мангышлакская складчатая система расположена на крайнем западе Казахстана. Ее обнаженные площади находятся на полуострове Мангышлак, где слагают полосу северо-западного направления протяженностью около 120 км (горы Карагатай, Карагатаушик) и отдельные выходы на ее продолжении, крайний из которых удален на 180 км. Ширина выходов не превышает 10—15 км. Остальные площади системы погружены под мощные (до 5000 м) платформенные отложения юры, мела и кайнозоя. Возможно, что в общем плане в составе системы можно рассматривать площади структур южного обрамления Прикаспийской впадины, соединяющих ее с Уральской системой.

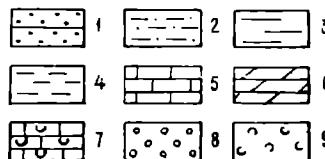
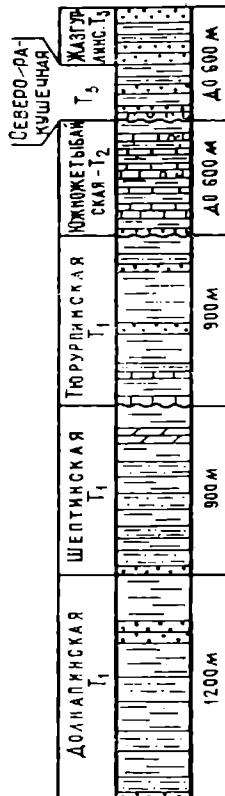
Стратифицированные отложения. Наиболее древние отложения Мангышлакской системы относятся к пермской системе. Они терригенные, образованы полимиктовыми песчаниками (кварц 80—85 %), аргиллитами, в меньшей степени алевролитами. Цвет пород разный: зеленовато-серый, серый, буровато-вишневый, фиолетовый, голубовато-серый и т. д. Аргиллиты самых низов толщи плотные, дымчато-голубоватые. Общая мощность перми в Западном Карагатай 2700—2800 м.

Триасовые отложения (рис. 66) в Западном Карагатай и горах Карагатаушик перекрывают пермские без видимых следов несогласия и размыва, хотя отличаются от них своим обликом. К нижнему триасу отнесена толща глинистых и мергелистых пород, содержащая прослои песчаников, известняков. Породы зеленовато-серые, ржаво-бурые, синевато-зеленые, часто темно-серые, светло-серые. Мощность отложений 800—900 м. Выше залегает свита, сложенная глинистыми сланцами, алевролитами, крупнозернистыми песчаниками, для которой характерно большое число прослоев внутриформационных конгломератов. Свита окрашена в вишнево-крас-

**ГОРНЫЙ
МАНГЫШЛАК**



**ЮЖНЫЙ
МАНГЫШЛАК**



Рись 66. Стратиграфические разрезы триасовых отложений — Мангышлак-
ская система (по В. В. Липатовой, 1980 г.)

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — аргиллиты; 5 — известняки;
6 — мергели; 7 — орогенные известняки; 8 — конгломераты; 9 — туфы

ные, меньше зеленые и зеленовато-красные тона и лиши, в верхах — в серые и зеленовато-серые. Мощность толщи 250 - 230 м. В Восточном Карагатау верхи перми и триас отнесены к нерасчлененной восточно-каратайской серии (4000 м), состоящей из зелено-серых, фиолетовых песчаников и алевролитов, и лишь в верхах из вишнево-красных глинистых сланцев. Вышележащая с постепенным переходом толща состоит из известняков, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Реже встречаются аргиллиты и очень редко — прослои туфов. Мощность толщи от 100 до 1140 м. Выше залегает свита мощностью до 1800 м, образованная серыми, зеленовато-серыми и темными чередующимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, меньше аргиллитами, а в средней части — органогенными известняками с прослойями доломитов и туфов. Разрезы карагатауского пермо-триасового комплекса завершаются низами верхнего триаса. На них налегают юрские породы, которые относятся уже к платформенному чехлу.

Инtrузивные образования в Мангышлакской системе неизвестны, осадочные толщи неметаморфизованы.

Тектоническое строение. Осевое положение в системе занимает Мангышлакский (Карагатауский) антиклиниорий, или поднятие, формирование которого связано с движениями по региональному разлому. Этой современной структуре в позднем палеозое и триасе, возможно, соответствовал прогиб, обрамленный с юга Карабогазгольским и Центрально-Кызылкумским сводами, а с севера — Северо-Устюртским устойчивым массивом (рис. 67). Этот прогиб протягивался на юго-восток и восток-юго-восток, где расщеплялся на несколько ветвей, постепенно выполаживавшихся. Одна из ветвей, следовавшая вдоль регионального разлома восток-юго-восточного направления, смыкалась со структурно-формационными зонами Южно-Тянь-Шаньской системы. Однако в геологическом отношении структуры, переходящие по простирации одна в другую, существенно различаются. Пермско-триасовый прогиб, скорее всего, орогенного типа сменяется сложно построенной эвгеосинклинальной герцинской складчатой системой.

Дислокации собственно Мангышлакской складчатой системы изучены в хр. Карагатау, где комплекс перми и триаса смят в кулисообразно расположенные линейные складки запад-северо-западного простирания длиной в десятки километров и шириной в первые километры. Углы наклона крыльев 50-60°, реже более крутые, иногда даже опрокинутые. Складки простые, но в пластичных породах наблюдаются мелкие складки высоких порядков, и общая мощность таких пород в замках складок значительно возрастает. Существенное значение имеют разломы запад-северо-западного направления —

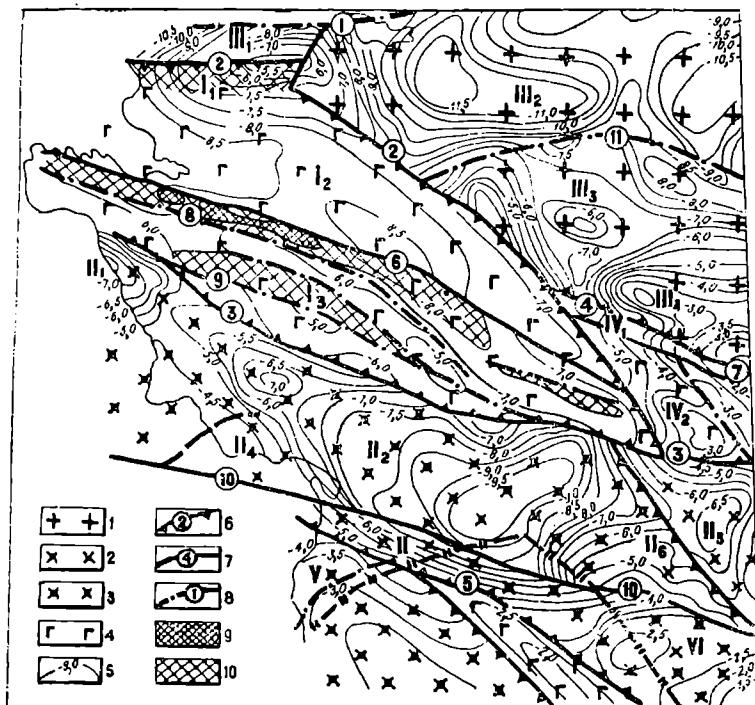


Рис. 67. Схема строения фундамента Центрально-Мангышлакской складчатой зоны и сопредельных районов (по Ю. А. Воложу и Р. Б. Сапожникову, 1980 г.)

1 — Северо-Устюртский геоблок докембрийской консолидации; 2 — Центрально-Каракумский геоблок рифейско-раннепалеозойской консолидации; 3 — Каспийско-Карабогазский геоблок рифейско-раннепалеозойской консолидации, испытавший герцинскую тектономагматическую переработку; 4 — Мангышлак-Устюртская палеозойская складчатая система; 5 — изогипсы поверхности консолидированной коры; 6, 7 — разломы региональные I порядка (6) и II порядка (7); 8 — прочие; 9, 10 — зоны сильной дислоцированности отложений триаса: 9 — на поверхности, 10 — под платформенным чехлом. I — Мангышлакско-Бузачинская система: I₁ — Каражанбасская зона, I₂ — Южно-Бузачинский прогиб, I₃ — Центрально-Мангышлакский горст; II — Южно-Мангышлакско-Устюртская система прогибов: II₁ — Сегендыкский прогиб, II₂ — Жазгурлинский прогиб, II₃ — Ассакеауданский прогиб, II₄ — Песчаномысское поднятие, II₅ — Кендерлыкская ступень, II₆ — Биринджикский выступ; III — Северо-Устюртская структурная зона: III₁ — Северо-Бузачинский свод, III₂ — Бейнеуская впадина, III₃ — Арстановская ступень, III₄ — Байчагырский выступ; IV — Центрально-Устюртская складчатая зона: IV₁ — Карабаурский вал, IV₂ — Центрально-Устюртская зона ступеней; V — Карабогазский свод; VI — Кумсебешенское поднятие. Разломы: 1 — Северо-Устюртский; 2 — Каражанбас-Токубайский, 3 — Большой Мангышлакский, 4 — Центрально-Устюртский; 5 — Туаркырский, 6 — Северо-Каратаяуский, 7 — Карабаурский, 8 — Южно-Каратаяуский, 9 — Беке-Башкудуцкий, 10 — Южно-Мангышлакский, 11 — Белсутинский

крутые надвиги и сдвиги, амплитуды перемещения по которым достигают тысячи метров. Есть и секущие общую структуру разломы — сбросы и взбросы, но с меньшими амплитудами.

Тектоническая сущность обрамляющих Мангышлакский антиклиниорий дополнительных структурных элементов довольно неопределенна, так как выходов доюрских, а тем более допермских образований на поверхность почти нет, а буровыми скважинами они вскрыты в немногих пунктах. В числе важнейших структурных элементов на смежных площадях к югу выделяют Карабогаз-Капланкырскую складчатую систему и Каракумско-Байсунский докембрийский массив. Платформенный Южно-Мангышлакский прогиб, отделяющий их от структур Мангышлакского антиклиниория, возможно, развит на месте массива докембрийской консолидации, а возможно, перекрыл область, принадлежащую к герцинской геосинклинальной системе. Во всяком случае более южные территории, включающие Карабогазгольский свод и поднятие гор Туаркыр, принадлежали герцинской складчатой системе (Карабогаз-Капланкырской). Об этом можно судить по обнаженным силуро-девонским эфузивно-осадочным образованиям эвгеосинклинального типа (спилиты, диабазы) и широкому распространению на закрытых площадях каледонских и герцинских интрузивов гранитоидов. Орогенный комплекс в этой зоне аналогичен пермо-триасовым отложениям Мангышлака. Восточнее расположен Центрально-Каракумский массив, который рассматривается в качестве срединного, докембрийского, зажатого между герцинскими складчатыми системами и интрудированного палеозойскими гранитоидами.

Расположенный к северо-востоку от Мангышлакской системы Северо-Устюртский массив перекрыт мощной толщей мезозоя и кайнозоя. Он хорошо выделяется в геофизических полях. В его пределах вскрыты кристаллические сланцы, скорее всего, докембрийского возраста, поэтому его обычно рассматривают в качестве докембрийского срединного массива, перекрытого платформенным чехлом. От Прикаспийской впадины этот массив отделен поясом, в котором проявились активные тектонические движения. Здесь, в районе Южной Эмбы, глубокими скважинами вскрыта терригенная флишоидная фамен-турнейская толща, характерная для Зилаирской структурно-формационной зоны Уральской складчатой системы, с которой она, возможно, и смыкается.

мов, а на востоке от каледонид Центрального Казахстана — Ливановским разломом. На юге данная система, как предполагают, испытывает виргацию. Разлом, ограничивающий систему на западе, изменяет простиранние на юго-западное и туда же, видимо, продолжалась ветвь герцинских прогибов. Вторая ветвь герцинских складчатых сооружений уходит на юг через акваторию Аральского моря и смыкается с герцинскими структурами Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы.

Уральская система представляет собой один из наиболее выдержаных линейных геолого-структурных элементов Урало-Монгольского складчатого пояса, и ее структурно-формационные зоны протягиваются в субмеридиональном направлении на значительные расстояния (многие сотни километров). В Мугоджахах, на территории Казахстана, с запада на восток четко обособляются зоны: Зилаирская с внутренней частью Предуральского краевого прогиба, Сакмарская, Орь-Илекская (Уралтауская), Зеленокаменная (Тагило-Магнитогорская или Западно-Мугоджарская), Восточно-Мугоджарская (Урало-Тобольская), Иргизская (Восточно-Уральская), Зауральская. Зоны ограничены глубинными разломами (рис. 62).

Стратифицированные образования. Сложные условия залегания докембрийских и нижнепалеозойских отложений не позволяют в полной мере раскрыть особенности развития раннего этапа каледонско-герцинской тектонической эпохи. Наиболее объективными являются представления о том, что уже в венд (?) - кембрийский палеотектонический интервал на участках с высокой проницаемостью литосферы развивались эвгеосинклинальные троги, а на участках с малопроницаемой литосферой происходило горообразование. Этим было обусловлено сложное строение системы, состоящей из субпараллельных поднятых блоков и раздвинувшихся (рифтовых ?) рвов. Позднейшие сжимающие движения резко сократили ширину раздвинувшихся зон. Так, для Сакмарской зоны некоторые исследователи предполагают сокращение ее ширины примерно в 10 раз. При таких сжатиях неизбежно должны были возникать чешуйчатые надвиги и шарьяжи, вуалирующие взаимоотношения и сближающие толщи различной формационной принадлежности. Хотя непосредственные стратиграфические контакты между наиболее молодыми верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими отложениями наблюдать не удается, особенности состава, метаморфизма и различия в структурных планах заставляют рассматривать кембрийские толщи как образования начала этапа геосинклинального развития.

Кембрийские отложения (рис. 63) развиты преимущественно в Орь-Илекской, Восточно-Мугоджарской и Зауральской

зонах, меньше — в Сакмарской. В Орь-Илекской зоне к нижнему кембрию относятся зеленые сланцы, диабазовые, андезито-дацитовые порфиритоиды, альбитофирмы, туфопесчаники лушниковской свиты и подстилающие их пачки графит-

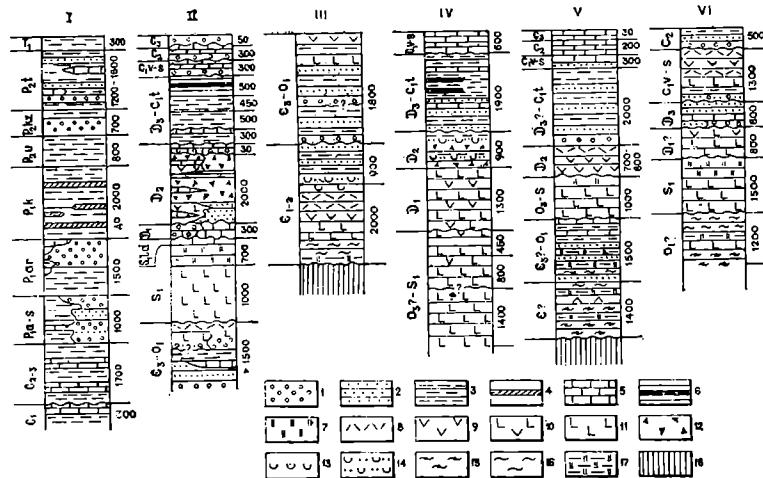


Рис. 63. Схема сопоставления разрезов структурно-формационных зон южного фланга Уральской складчатой системы (по А. А. Абдулину, М. А. Касымову)

1 — конгломераты; 2 — песчаники, алевропесчаники; 3 — алевролиты, аргиллиты; 4 — прослои гипса, ангидрида, каменной соли; 5 — известняки; 6 — аргиллиты, углистые и битуминозные сланцы; 7 — кремнистые породы; 8 — кислые и умеренно кислые вулканиты и их туфы; 9 — вулканиты среднего состава; 10 — андезито-базальтовые вулканиты (с субщелочным уклоном в Сакмарской зоне); 11 — диабазы, спилиты, базальтовые порфириты и их туфы, мандельштейны, вариолиты; 12 — андезито-базальтовые лавобрекчи, вулканомиктовые брекчи (с субщелочным уклоном в Сакмарской зоне); 13 — туфы кислого и умеренно кислого состава; 14 — туфопесчаники; 15 — актинолитовые амфиболиты и актинолит-хлоритовые сланцы; 16 — зеленые сланцы; 17 — графитисто-кремнистые сланцы, микрокварциты; 18 — формации докембрийского основания

тистых кварцитов и сланцев (2500—3000 м), рассматриваемые в составе кремнисто-андезито-базальто-диабазовой формации, в Восточно-Мугоджарской зоне — графитистые кварциты, серицит-хлоритовые и актинолитовые сланцы, андезито-дацитовые порфиритоиды мамбеткульской свиты (1400 м) андезито-базальто-диабазо-кремнистой формации. Средний кембрий представлен в основном песчаниками, гравелитами, туфопесчаниками с редкими горизонтами туфолов чаунской свиты (800—900 м) Орь-Илекской зоны (дацито-сланцево-графитовая формация) и песчаниками, алевролитами нижней половины шебектинской свиты Восточно-Мугоджарской

зоны, которую в целом относят к базальто-дацито-сланцево-граувакковой формации. Отложения среднего кембрия залегают согласно на нижнекембрийских. Верхний кембрий — нижний тремадок выражены терригенными породами (кварцевые, аркозовые песчаники, гравелиты и алевролиты) фаунистически датированной кидрясовской свиты. Эта свита (200—700 м) залегает несогласно на подстилающих толщах в Сакмарской и Орь-Илекской зонах. В Восточно-Мугоджарской зоне данному стратиграфическому уровню, видимо, соответствуют верхние горизонты шебектинской свиты, включающие линзы известняков с фауной нижнего ордовика. По всей вероятности, для Восточно-Мугоджарской зоны, так же как и для Зауральской, характерны непрерывные разрезы венд (?) - кембрий-нижнеордовикских (тремадокских) отложений.

В Зауральской зоне кембрий (1500 м) состоит из полимиктовых и кварц-известковистых песчаников, песчанистых филлитовидных сланцев, туффитов. В средней части толщи преобладают диабазы и диабазовые порфириты, их туфы, а также известняки, а в верхах вновь терригенные породы с прослоями известняков.

Отложения ордовика широко распространены, особенно на западе системы, и представлены всеми отделами. Нижний ордовик (верхний тремадок) состоит из осадочно-вулканогенных образований (базальты, липаритовые порфиры, туфобрекции, аркозовые и глаукоцитовые песчаники, гравелиты, валунные конгломераты) куагачской свиты Сакмарской зоны и рассланцованных алевролито-кремнистых толщ Орь-Илекского антиклиниория. Эти свиты повсеместно содержат фауну верхнего тремадока.

Кидрясовская и куагачская свиты Сакмарской зоны общей мощностью 1800 м отнесены к единой липарито-базальто-кремнисто-песчаниковой формации, в составе которой выделяются разрезы терригенного (кидрясовская свита верхнего кембрия — нижнего ордовика) и существенно вулканогенного (куагачская свита) типов. К ордовику условно отнесены рассланцованные филлитизированные вулканогенно-песчанико-алевролитовые толщи в Иргизской зоне.

Нижнеордовикские отложения севера Зауральской зоны терригенные — кварцевые, аркозовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, отчасти кремнистые сланцы, яшмоиды, филлитовидные сланцы (до 1000 м), среднеордовикские (300—400 м) также терригенные — крупногалечные конгломераты, полимиктовые песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, к ним местами присоединяются вулканиты основного состава.

Отложения силура и тесно с ними связанные нижнедевон-

ские породы распространены в основном в синклиниорных зонах — Сакмарской, Западно-Мугоджарской, Иргизской, а также в грабенах антиклиниорных (Восточно-Мугоджарской и др.). В Сакмарской зоне нижний силур представлен полушечными базальтами, покровами диабазов, агломератами андезит-базальтового состава сургалинской свиты, фтанитами, радиоляритами — сакмарской. Последние перекрыты нижне-лудловскими цефалоподовыми известняками. Вулканогенно-терригенные толщи, залегающие на цефалоподовых известняках (на юго-западной окраине Сакмарской зоны), отнесены к нерасчлененному силуру — нижнему девону. Общая мощность силурийских-нижнедевонских отложений Сакмарской зоны достигает 4000 м. Они объединены в кремнисто-андезито-базальтовую туфогенную формацию. В Орь-Илекской зоне породы силура отнесены к этой же формации. Вероятно, к этому возрастному диапазону относится нижняя часть тойманской свиты Восточно-Мугоджарской зоны. Она состоит из рассланцеванных метабазальтов, диабазовых порфиритов, терригенных пород. Эти отложения Иргизской и Восточно-Мугоджарской зон рассматриваются в составе липарито-базальто-кремнисто-песчаниковой формации.

В Зеленокаменной зоне силурийские-нижнедевонские отложения занимают обширные площади. Они представлены мощной существенно вулканогенной толщей (яшмо-андезито-базальто-диабазовой формацией). Условно к силуру отнесены свиты: актогайская (1400 м, амфиболитизированные диабазы, вариолиты, подушечные спилиты и туфы), мугоджарская (800 м, подушечные основные лавы, меньше — витрокластические туфы, линзы яшм, кремнистых алевролитов), куркудукская (400 м, андезито-базальтовые вулканиты, выдержанные слои яшм и туффитов, линзы алевролитов, песчаников и гравелитов); к нижнему девону — миляшинская свита (1500 м, андезитовые, базальтовые, андезит-базальтовые порфириты, диабазы, их туфы, агломераты, прослои яшм, туфо-песчаников, туфоалевролитов, реже дациты).

В восточной части Восточно-Мугоджарской и в западной части Иргизской зон к силурийским-нижнедевонским отложениям принадлежат базальтоиды и содержащие лландоверийские грaptолиты кремнистые пелитолиты. Общая мощность толщи 1000 м.

На севере Зауральской зоны выделяются лландоверийские-нижневенлокские и верхневенлокско-лудловские отложения, развитые преимущественно в Александровско-Денисовском синклиниории (Даниловская подзона). Первые (1000—2000 м) — преимущественно терригенные зеленовато-серые и бурые песчаники, алевролиты, зеленые аргиллиты, глинистые сланцы, реже конгломераты, в верхней части основные

эфузивы и туфы; вторые отвечают по составу диабаз-спилитовой формации и включают диабазы, миндалекаменные порфиры, шаровые лавы спилитов, их туфы, туфопесчаники, туффиты, прослои яшм, кремнистых сланцев, известняков, реже терригенных пород. Мощность толщи 1000—1500 м.

Среднедевонские образования распространены в Сакмарской, Зеленокаменной, Восточно-Мугоджарской, Иргизской зонах. Они значительно отличаются от силурийско-нижнедевонских и отражают изменения в тектono-магматическом режиме. В Сакмарской зоне изменение режима началось, видимо, уже в раннем девоне, и к верхам нижнего девона здесь отнесены грубообломочные вулканические брекчии, среднеобломочные конгломераты из обломков силурийских пород, полимиктовые песчаники, гравелиты и содержащие фауну известняки (общая мощность 30 м), резко несогласно залегающие на подстилающих породах. Средний девон представлен покровами субщелочных базальтов и их брекчиями (chancharская свита, 300—2000 м), полимиктовыми песчаниками и линзами известняков (айтпайская свита, 10—100 м). Каждая из этих свит также лежит несогласно на различных, преимущественно силурийских толщах.

В Зеленокаменной зоне среднедевонские отложения существенно отличаются от силурийских-нижнедевонских. В их составе выделено две толщи. Нижняя состоит из светло-серых кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, кремнистых алевролитов, арковозных и кварцевых песчаников, красно-зеленых ямш, реже известняков. Она содержит остатки брахиопод, кораллов, флоры. Другая толща (300—860 м) вулканогенно-осадочная, состоит из вулканомиктовых брекций и туфобрекций андезитового, дацитового, базальтового состава, вулканомиктовых песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов, реже глинистых и кремнистых сланцев и известняков.

В Восточно-Мугоджарской зоне в среднем девоне, слагающем наложенные структуры, преобладают андезитовые и андезит-дакитовые порфиры, дакитовые порфиры, фельзит-порфиры, сферолитовые лавы, туфы этих пород.

В Зауральской зоне нижнедевонские отложения местами выделяются предположительно (песчаники, алевролиты, углистые филлиты, туфы), а чаще эйфельские породы залегают непосредственно на силурийских с конгломератами в основании и представлены туфогенными, полимиктовыми, кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми сланцами, в верхах андезитовыми и диабазовыми порфиритами. Живет-франские отложения, установленные на востоке Денисовской подзоны, выражены известняками с прослоями глинистых и туфогенных пород (600 м).

Новый этап седиментации начался в позднем девоне. Верхнедевонские и турнейские породы залегают согласно, образуя единые формации. В Сакмарской зоне франский, фаменский (зилаирская свита) и турнейский (киинская свита) ярусы отнесены к кремнисто-сланцево-песчаниковой формации общей мощностью около 1000 м, которую слагают плитчатые кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, горючие битуминозные сланцы, известняки. Эта ассоциация пород развита и западнее — в Зилаирской зоне и на востоке Восточно-Европейской платформы. В Зеленокаменной зоне, где синхронные отложения (полимиктовые песчаники и конгломераты, алевролиты, углистые аргиллиты, маломощные слои углей, кремнистые сланцы, известняки) отнесены к углисто-кремнисто-карбонатно-песчаниковой формации, их общая мощность достигает 1900 м.

В наложенных синклиналях Восточно-Мугоджарской зоны (Домбаровской, Балкынбайской) турнейские отложения, залегающие местами с размывом на древних породах, представлены конгломератами с галькой разнообразных пород (метаморфических, интрузивных, осадочных), полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, углистыми, кремнистыми, глинистыми сланцами, маломощными пластами углей общей мощностью 1100—1500 м.

Среди пород визе-серпуховского яруса в Зилаирской, Сакмарской, Зеленокаменной и Восточно-Мугоджарской зонах существенную роль начинают играть карбонатные породы — известняки, известковистые песчаники. В первых двух зонах вместе с ними в строении толщи участвуют кремнисто-глинистые, кремнистые сланцы, алевролиты и аргиллиты. Мощность визе-серпуховского яруса 300—400 м.

На востоке, в Зауральской и Иргизской зонах, в верхнем девоне — нижнем карбоне возрастает значение вулканогенных пород, и эти образования отнесены к липарито-андезито-углесто-кремнисто-песчаниковой формации. Нижние части ее разреза слагают кварцевые и полимиктовые песчаники, пестроцветные мелкогалечные конгломераты и преобладающие оолитовые известняки, охарактеризованные фауной брахиопод (250—600 м). Верхние части формации, несогласно залегающие на нижних, образованы свитой туфогенных пород — туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфами основного состава, редкими прослоями известняков, аргиллитов (300 м) и согласно перекрывающей их свитой контрастных вулканитов и известняков. Среди вулканитов отмечены базальтовые и андезито-базальтовые порфириты (с ними чередуются яшмы и морские известняки с фауной), андезито-дацитовые порфириты, кварцевые, липари-

товые и липарито-дацитовые порфиры, их туфы и лавобрекчию (краснокаменные, возможно, наземные).

Верхнепалеозойские породы распространены ограниченно, преимущественно на периферии обсуждаемой системы, особенно на западе. В Сакмарской зоне (Бакайская синклиналь) верхний палеозой несогласно перекрывает подстилающие толщи. Здесь выделяют терригенно-карбонатные образования: конгломераты, известняки, глинистые известняки, алевролиты, алевритистые аргиллиты, аргиллиты среднего (100—1500 м), верхнего (150—200 м) карбона и перми (300 м), причем известковистые породы преобладают в средней части разреза. В Иргизской зоне к среднему карбону относят грубозернистую терригенную толщу (500 м); в известняковой гальке ее конгломератов встречается фауна визергужевского яруса. В Предуральском краевом прогибе развиты породы верхнего карбона — перми — карбонатно-терригенные, терригенные, в верхах красноцветные, мало отличающиеся от синхронных образований Восточно-Европейской платформы. Они охарактеризованы фауной фораминифер, аммонидей, остракод, спорово-пыльцевыми комплексами. Общая мощность верхнего палеозоя 5000 м.

Интрузивные образования. Распределение площадей интрузивного магматизма, как и вулканического, на описываемом фланге Уральской складчатой системы подчинено ясно выраженной зональности. Наиболее характерная черта магматизма Уральской системы — широкое распространение разновозрастных ультрамафитов и основных пород, слагающих значительные массивы, свойственна и описываемому региону, возможно, даже в большей степени. Хотя, по современным представлениям, ультрамафитовые тела слагают здесь или выдвинутые реликты океанической коры или протрузии, они описаны среди интрузивных образований, поскольку процессы их внедрения в верхние части земной коры (протрузивного, интрузивного или какого-либо другого типа) отвечают определенным этапам магматической жизни, и сами ультрамафиты тесно связаны с заведомо интрузивными близкосинхронными ассоциациями, а также с различными ультрамафитовыми и основными дайками, образуя с ними единые комплексы.

Начало интрузивной деятельности калдоонско-герцинского тектоно-магматического этапа во многом спорно. Существует мнение, что в Орь-Илекской и Восточно-Мугоджарской зонах ультрамафиты внедрялись уже в раннем — среднем кембрии (эбетинский, уйтасский комплексы), а в среднем, а потом и в позднем ордовике сформировались тоналит- и гранит-плагиогранитовые, затем габбро-гранитовый комплексы в тех же зонах (Балаталдыкский, Лушниковский и Каймакский массивы). Некоторыми геологами раннепалеозойский возраст

этих интрузий, однако, оспаривается из-за сложных геологических их взаимоотношений, к раннему палеозою они относят лишь Балаталдыкский тоналит-плагиогранитовый комплекс.

Важным рубежом в интрузивной (протрузивной?) деятельности был силурский период, с которым (или с предсилурским) связывается становление крупных Кемпирскойского и Хабаринского ультрамафитовых массивов (Орь-Илекская зона), относимых к дунит-гарцбургитовой формации. В первом локализованы известные месторождения хрома и никеля. К кемпирскому комплексу принадлежат также дайки ультрамафитового (пиroxениты, дуниты, верлиты и др.) и основного (габбро, габбро-нориты, микрогаббро, плагиоклазиты и др.) состава, габбро-амфиболиты и амфиболиты краевых зон массива. Ультрамафиты этого возраста выделены и в Сакмарской структурно-формационной зоне, где они превращены в тела меланжа.

Вслед за становлением кемпирского ультрамафитового комплекса и формированием эфузивных толщ силура и силура — нижнего девона, в конце силура, в раннем или раннем — среднем девоне внедрились очень широко распространенные интрузии габбровой и габбро-плагиогранитовой формаций (кокпектинский, джамантауский и другие комплексы), проявленные во всех зонах казахстанского фланга Уральской системы, а особенно в Зеленокаменной. Они сосредоточены в субмеридиональных и северо-восточных поясах, состоящих из крупных кругопадающих тел и небольших штокообразных интрузивов габбро-норитов, габбро, их оливиновых и кварцевых разновидностей. Диориты и плагиограниты образуют более поздние штокообразные тела, ультрамафиты — небольшие неправильные ранние тела. Плагиограниты и гранодиориты этого возраста имеют сравнительно большее значение на востоке, в Зауральской зоне.

В Сакмарской и Орь-Илекской зонах интрузивная деятельность закончилась уже в среднедевонское время формированием велиховского габбро-ассекситового комплекса, слагающего расслоенное лopolitoобразное магматическое тело. Отличительной особенностью этих зон является отсутствие герцинских гранитоидов. В Зеленокаменной зоне в конце девона формировались малые интрузивы кварцевых диоритов, плагиогранит-порфиров, диабазов и кварцевых диабазов.

В восточных структурно-формационных зонах Мугоджар в начале карбона (турне?) возникли значительные массивы аниховского дунит-гарцбургитового комплекса типа кругопадающих линз, пластообразных залежей, трещинных тел. Их внедрение завершило позднедевонскую, или позднедеволиско-

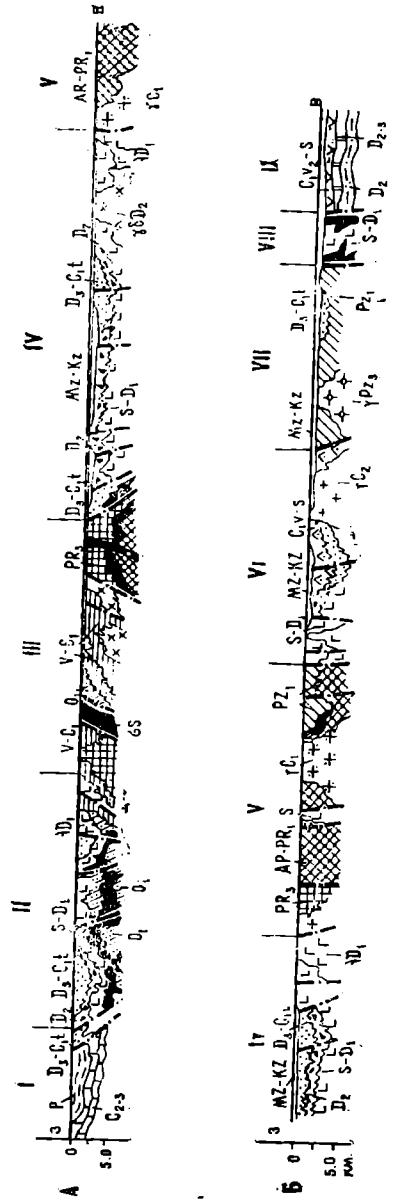


Рис. 64. Геологотектнические разрезы через южный фланг Уральской складчатой системы (по А. А. Касымову)

1 — мезозой-кайнозой (конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки, доломиты); 2 — пермь (пестроцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки и доломиты); 3 — средний — верхний карбон (известняки с прослоями аргиллитов и алевролитов); 4 — андезито-базальтовые порфиритами, липаритовыми порфиритами и их туфами, 5 — андезитовые порфириты и их туфы; 6 — то-базальтовые вулканогенные брекчи (Сакмарской зоне с субщелочным уклоном), 7 — песчаник, глины, мергели, известняки, доломиты, вулканогенные отложения, вулканические породы, вулканические туфы; 8, 9 — средний девон: 8 — мраморизованные, доломитизированные, вулканические, лавобрекчи, вулканогенные брекчи (в Сакмарской зоне с субщелочным уклоном), 9 — песчаник, глины, мергели, известняки, доломиты, вулканогенные отложения, вулканические породы, вулканические туфы; 10 — известняки, глины, мергели, алевролиты, глины, прослои гипса, ангидриты, каменный соли, мергели, известняки, доломиты, вулканогенные отложения, вулканические породы, вулканические туфы; 11 — песчаник

турнейскую вулканическую деятельность, наиболее основную (андезит-базальтовую) в Зауральской зоне, повышающую кислотность в Иргизской и Восточно-Мугоджарской. В Иргизской и Зауральской зонах вулканические процессы продолжались и позднее, но эти вулканы отличаются более пестрым составом. Наиболее четко выражен Иргизско-Жетыгаринский пояс ультрамафитов.

В центральных зонах — Зеленокаменной и Восточно-Мугоджарской — значительную роль играют интрузивы акбулакского гранитового комплекса, сосредоточенные в Борлинском, Кайрактинском, Восточно-Мугоджарском поясах вдоль меридиональных глубинных разломов, протягивающихся на расстояние до 250 км. Интрузивы многофазны и образованы диоритами, гранодиоритами, преимущественно биотитовыми, мусковит-биотитовыми гранитами (80—90% площади). Есть мнение, что некоторые граниты, близкие по составу, в этих зонах продолжали формироваться и в позднем палеозое, но, как представляется, главная масса их сформировалась в визе. Наиболее поздние (позднекаменноугольные) интрузивы в Восточно-Мугоджарской зоне представлены небольшими (3,5 и 6 км²) массивами щелочных и нефелиновых сиенитов борсыкскойского комплекса.

ники, алевропесчанники, алевролиты, аргиллиты; 10 — силур — нижний девон (диабазы, спилиты, базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые порфиры и их туфы); 11 — нижний ордовик (пестроцветные конгломераты, песчанники, алевролиты, аргиллиты); 12 — венд — нижний кембрий (кремнистые сланцы, графитистые микрокварциты, зеленые сланцы, вулканы основного, среднего, кислого и умеренно кислого состава); 13 — нижний палеозой нерасчлененный (зеленые сланцы, филлитизированные песчанники, алевропесчанники, алевролиты с прослоями микрокварцитов, актинолитовых амфиболитов); 14 — верхний протерозой (зеленые и кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов и гнейсов); 15 — архей — нижний протерозой (магматиты, гнейсо-граниты, гнейсы, мигматизированные амфиболиты с прослоями графитистых кварцитов и единичными линзами мраморов); 16—22 — интрузивные породы (16 — раннепалеозойские плагиограниты, 17 — силурийский ультрамафитовый комплекс, 18 — раннедевонские габбро, 19 — среднедевонские гранодиориты и кварцевые диориты, 20 — раннекаменноугольные диориты, граниты, щелочные нефелиновые сиениты, 21 — среднекаменноугольные граниты, гранодиориты, кварц-рогообманковые сиениты, 22 — позднепалеозойские граниты, лейкократовые граниты, гранит-порфиры). А — разрез по линии Херсон — Богунбай — Эбеты — Анастасьевка — Тастыбулак; Б — разрез по линии Берденбулак — Акпан — Ултайсын — Тебизсар. Структурно-формационные зоны: I — Зилаирская с внутренней частью Предуральского краевого прогиба, II — Сакмарская, III — Орь-Илекская, IV — Зеленокаменная, V — Восточно-Мугоджарская, VI — Иргизская, VII — Зауральская, VIII — Денисовская, IX — Валерьяновская

В Иргизской и Зауральской структурно-формационных зонах активный гранитоидный магматизм проявился на рубеже раннего и среднего (иргизский и милютинско-михайловский комплексы) и среднего и позднего (карашатауский комплекс) карбона. В иргизском габбро-гранитовом комплексе преобладают биотитовые и биотит-рогоовообманковые граниты (85%), с которыми связаны подчиненные им габбро, диориты первой контрастной фазы. Породы комплекса слагают значительные штоки (до 35 км²), крупные (до 325 км²) крутопадающие тела. В милютинско-михайловском комплексе раннего — среднего карбона Зауральской зоны преобладают гранодиориты, тоналиты, адамеллиты, есть габброиды и щелочные граниты. Массивы крупные, вытянуты меридионально, согласно с общими структурами. Карапшатауский комплекс позднего карбона образует также крупные интрузивы биотитовых, биотит-мусковитовых, амфибол-биотитовых гранитов, гранодиоритов, диоритов. Наиболее поздними, позднепалеозойскими, считаются интрузивы нормальных гранитов изометричной формы жабыккарагайского комплекса, известные в северной части Зауральской зоны.

Тектоническое строение. Сложная структура южного фланга Уральской складчатой системы (Мугоджары, Зауралье) обусловлена неоднократными очень интенсивными движениями, создававшими зоны раздвига и вновь закрывавшими их, дислоцировавшими толщи осадков и вулканических образований, выжимавшими блоки с океанической корой и формировавшими надвиговые структуры вплоть до шарьяжей. Современное строение характеризуется существованием антиклинальных и синклинальных сооружений, соответствующих определенным структурно-формационным зонам. Отчетливо выделяются антиклинарии — Орь-Илекский, Восточно-Мугоджарский, Зауральский, чередующиеся с ними синклинарии — Сакмарский, Зеленокаменный, Иргизский (рис. 64). Эти структурные элементы разделены Кокпектинским, Каргалинским, Главным Уральским, Борлинским, Восточно-Мугоджарским и Зауральским разломами.

Внутреннее строение мугоджарских герцинид наиболее полно представлено в антиклинальных структурах. В их ядрах обычно выступают складчатые метаморфические комплексы основания, однако взаимоотношения этих комплексов с каледонско-герцинскими образованиями не везде четко выражены, что обусловлено интенсивной тектонической переработкой фундамента в палеозое. Структурное несогласие сохранилось лишь между условно выделенными вулканоген-

ными и осадочными комплексами нижнего — среднего кембрия и красноцветными грубообломочными отложениями верхнего кембрия — нижнего ордовика на западе региона, в Орь-Илекской зоне. На востоке взаимоотношения между байкальским комплексом и вышележащими образованиями менее четки. Их границы обычно осложнены разрывами либо уничтожены интрузивами. Тем не менее, анализ внутренних структур допалеозойского и палеозойских складчатых образований с использованием формационного метода, изучение особенностей метаморфизма и глубинного строения позволяют выделить допалеозойский (байкальский) складчатый комплекс основания и каледонско-герцинский структурный этаж.

В синклиниорных структурах, где развиты офиолитовые комплексы, зеленокаменные толщи ордовика — силура и другие вулканогенно-осадочные толщи палеозоя, фундаментом, видимо, следует считать ультрамафиты и связанные с ними габбро-амфиболиты, а также плагиогранитоиды. Наиболее полный разрез офиолитовой ассоциации обнажен в Сакмарской зоне, обладающей очень сложным внутренним складчато-разрывным строением. Представления о возрасте ультрамафитового-габбро-амфиболитового фундамента эвгеосинклинальных формаций палеозоя синклиниориев Уральской складчатой системы противоречивы. Одни исследователи этот меланократовый фундамент относят к ордовикско-силурским образованиям, другие, учитывая данные о находках продуктов разрушения ультрамафитов, габбро-амфиболитов, спилитов в силурских и ордовикских отложениях и радиологических определений (520—570 млн. лет), высказывают мнение о частичной принадлежности этих комплексов к докембрию или доордовикскому времени.

Для каждого из выделенных складчатых структурных этажей складчато-разрывные деформации специфичны. Основные структурные линии байкальского этажа нередко меняют направление с северо-восточного на северо-западное, а каледонско-герцинские структуры имеют преимущественно выдержанное меридиональное простиранние. Структуры нижних горизонтов каледонско-герцинского этажа в различных структурно-формационных зонах имеют черты сходства то со складчатыми структурами байкальского фундамента, то со структурами средне-верхнепалеозойского складчатого комплекса (собственно герцинскими).

Эти особенности байкальского и каледонско-герцинского этажей отражают, с одной стороны, явления унаследованности, а с другой — различия в ориентировке тектонических сил на разных этапах развития.

За каледонско-герцинский этап было создано несколько

структурных ярусов, разделенных поверхностями несогласий и иногда объединяемых в каледонский и герцинский этажи. Сочетание структурных зон различно, что создает в их пределах специфические картины складчатых и дизъюнктивных дислокаций.

Важнейшие тектонические движения в раннем палеозое происходили в конце кембрия, возможно, неоднократно во второй половине ордовика, когда имела место заметная консолидация, выраженная в появлении красноцветных и пестроцветных терригенных фаций и во внедрении плагиогранитоидов. Обновление тектонического режима в конце ордовика — начале силура прервало процессы консолидации: возобновилось раннегеосинклинальное развитие — формирование раздвингов и прогибов. Дальнейшие изменения тектонического режима выразились в восходящих движениях конца силура, начала и конца среднего девона, сопровождавшихся внедрением габбро-плагиогранитовых комплексов и комплексов малых интрузивов, а затем в активной перестройке режима в турнейском веке, за которой последовало внедрение гранитоидов в центральных зонах Мугоджар. Интересно, что примерно в это же время на востоке системы шло обновление геосинклинального тектономагматического режима, вызвавшее внедрение ультрамафитов аниховского комплекса визе, а затем, на рубеже раннего и среднего карбона, — интрузий габбро-гравитовой формации. Тектонические движения конца раннего карбона обусловили переход к орогенному режиму и появление повсеместных складчатых несогласий. Окончательное завершение пликативных и дизъюнктивных дислокаций связано с концом палеозоя, когда оформилось современное строение Уральской складчатой системы (см. рис. 64).

Зилаирская зона, начало формирования которой относится к концу среднего девона, в значительной мере перекрыта с востока тектоническими покровами. Строение зоны относительно простое. Верхнедевонские, каменноугольные и пермские породы в общем погружаются с востока на запад, будучи смяты в узкие асимметричные, иногда изоклинальные складки с углами падения крыльев $40-75^\circ$, причем западные крылья иногда нарушены меридиональными разломами и бывают более крутыми.

Сакмарская зона имеет очень сложное строение, и некоторые рассматривают ее в виде покровной структуры. Во всяком случае, широкое распространение многочисленных отдельных покровов и разрывов типа надвигов, а также серпентинитового меланжа не вызывает сомнений. Наибольшую площадь в зоне занимают силурийские и девонские отложения, меньшую — нижнепалеозойские. Складки узкие, в общем асимметричные, кулисообразно расположенные, с ундулирующими шарнирами

(Косистекская, Куагачская, Губерлинская антиклинали, Акайская, Айтпайская, Чанчарская синклинали и др.), имеют протяженность 15—20 км, ширину 3—10 км, субмеридиональное простижение, часто изогнутые шариры. Они осложнены мелкими (длина десятки и сотни метров) и средними (первые километры) складками, ориентированными как продольно, так и поперечно к основной структуре. Углы падения крыльев складок сильно варьируют — от 10 до 80°, преобладают около 50°. Иногда складки изоклинальные или сложные, а в нижнепалеозойских отложениях — нередко опрокинутые.

Отличительные черты антиклинальной Орь-Илекской зоны — наличие выступа докембрийского основания (Эбетинского антиклинария протяженностью 70 км, шириной 15 км) и выдвинутых (диапировых?) крупных ультрамафитовых массивов — Кемпирсайского и Хабарниковского, а также распространение нижнепалеозойских толщ, смятых в мелкие синклинали и антиклинали. В породах нижнего и среднего палеозоя отмечено несколько несогласий, из которых наиболее заметно верхнекембрийское. Простижение наиболее крупного нижнепалеозойского Хабарниковского синклинария северо-восточное (70°). Средние и малые складки изоклинальные, сжатые, северо-восточные, широтные, субмеридиональные.

В Зеленокаменной зоне, сложенной силурийскими вулканами и основными интрузиями, в меньшей степени породами девона и нижнего карбона, существует система крупных антиклинальных и синклинальных меридиональных структур: Мугоджарская, Жанганинская, Даутская, Катынадырская антиклинали, Берчогурская, Сарлыбайская, Кундуздинская синклинали и др. Антиклинали протягиваются на расстояние до 60 и даже 100 км, разорваны на блоки. В сводах углы падения пород пологие, а на крыльях, особенно вблизи разломов, достигают 45—70°. Широко развиты складки более высоких порядков. В ядерных частях залегают отложения силура, иногда метаморфические породы, прорванные габбро и плагиогранитами. Строение синклиналей также сложное. Они разорваны разломами, залегание пород в их пределах осложнено складками более высоких порядков. Углы падения пород варьируют в широких пределах (до 80°), но обычно около 20°. Наиболее отчетливо выделяется наложенная Берчогурская синклиналь относительно простого строения, сложенная породами девона и нижнего карбона, с пологими углами падения на крыльях (5—15°). Слои волнисто изогнуты, а это заставляет думать, что здесь имели место движения не одного возраста.

Восточно-Мугоджарская зона отличается широким распространением выходов докембра и интрузий ранне- и раннесреднекарбонового возраста. Простижение основных структур

докембрия меняется с севера на юг от субширотного ($70-80^\circ$) до северо-восточного и субмеридионального, что подчеркивает общее несовпадение докембрийских (байкальских) и палеозойских (калевонско-герцинских) структур. В нижнем этаже выделяются три крупные древние структуры — Карасайская и Карабутакская антиклинали и Бугетысайская синклиналь. Эти сооружения осложнены складками второго и более высоких порядков. Складки иногда асимметричны, иногда крылья их падают под одинаковыми углами $50-60^\circ$, иногда достигают $70-90^\circ$ (у асимметричных структур). Протяженность складок второго порядка $10-30$ км, размах крыльев $5-10$ км, шарниры обычно ундулируют. Имеются и поперечные к основному простианию структуры складки. Нижнепалеозойские отложения в этой зоне развиты фрагментарно, окаймляют докембрийские образования на востоке зоны и сильно метаморфизованы и дислоцированы, отмечаются мелкие складки, гофрированность пород, большое количество мелких разрывов. Герцинские структурные элементы — наложенные синклинали Балкынбай-Домбаровская и Челкарская. Первая вытянута (до 300 км) при небольшой ширине ($2-5$ км), обрамлена разломами, породы в ней значительно дислоцированы (углы падения $40-70^\circ$).

Иргизская зона сложена преимущественно более молодыми, чем верхний девон, палеозойскими породами, смятыми в ряд меридиональных синклинальных и антиклинальных складок. Она плохо обнажена, и судить о ее строении можно лишь приблизительно.

Структуры Зауральской антиклинальной зоны проявлены на западном обрамлении Тургайского прогиба. Здесь в выступах, обрамленных меридиональными разрывами, обнажаются прорванные силуро-девонскими (?) и раннекарбоновыми ультрамафитами, ранне-среднекаменноугольными диоритами и гранодиоритами, позднепалеозойскими гранитами метаморфические породы докембрия, сменяемые на северо-востоке смятыми в меридиональные складки (углы падения крыльев $60-70^\circ$) среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Метаморфические докембрийские породы Троицкого антиклинария смяты в узкие линейные изоклинальные складки меридионального простираия протяженностью до 100 км, шириной $3-6$ км. Крылья складок падают под углами $60-90^\circ$ и сильно осложнены мелкими складочками и плойчатостью. Нижнепалеозойские отложения с угловым несогласием перекрывают нижележащие образования и также несогласно сами перекрываются вышеупомянутыми. Они смяты в крупные пологие брахискладки и мелкие линейные, часто опрокинутые вблизи выходов допалеозойского основания и в широтных структурах. В меридиональных структурах складки линейные,

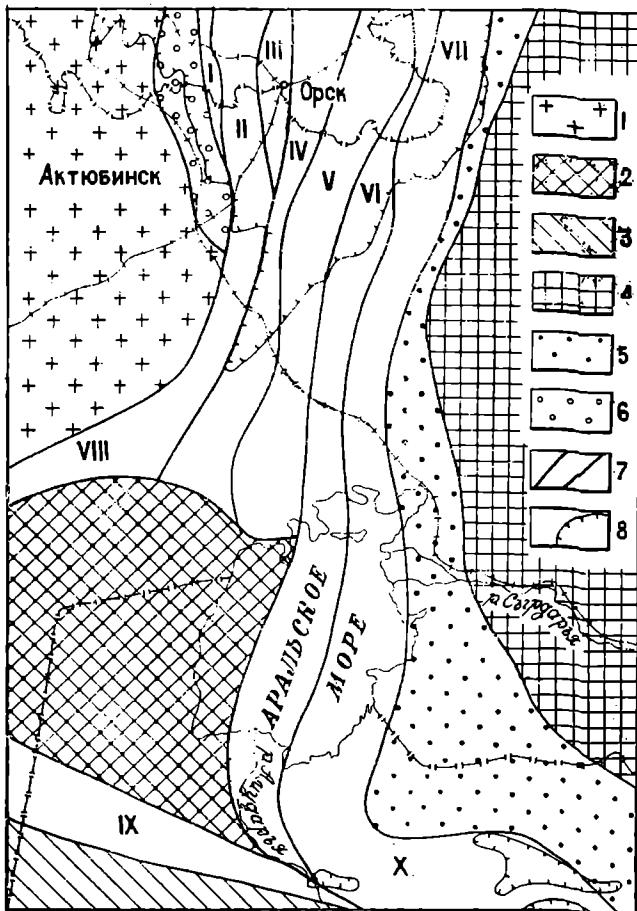


Рис. 65. Схема строения южного фланга Уральской складчатой системы

I — Прикаспийская владина Восточно-Европейской платформы; 2 — до-докембрийский (?) устойчивый массив Северного Устюрта; 3 — докембрийский (?) Каракумский устойчивый массив; 4 — Казахстанско-Тянь-Шаньский эпикаледонский массив; 5 — Валерьяновская переходная структурно-формационная зона и переходная зона Восточного Приаралья и Кызылкумов; 6 — Предуральский предгорный прогиб; 7 — границы важнейших геолого-структурных элементов; 8 — контуры выходов палеозоя на поверхность. Герцинские структурно-формационные зоны: I — Зилаирская, II — Сакмарская, III — Орь-Илекская, IV — Зеленокаменная, V — Восточно-Мугоджарская, VI — Иргизская, VII — Зауральская, VIII — Южно-Эмбенская, IX — Центрально-Устюртская Манышлакской складчатой системы, X — Центрально-Кызылкумская Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы

углы падения их крыльев крутые. Силурийско-нижнедевонские породы, слагающие отдельные синклиниории (Александровско-Денисовский, Бурыктальско-Джетыгаринский), сильно дислоцированы. Падения крыльев меридиональных складок обычно 70—80°, реже 40—50°. Более молодые отложения развиты меньше и образуют сложные складки.

О продолжении Уральской системы под платформенным чехлом мезозоя и кайнозоя Туранской плиты можно судить по геофизическим материалам и редким буровым скважинам. Хотя о южном перекрытом фланге ее существуют противоречивые мнения, можно уверенно говорить о существовании тектонических элементов как юго-западного, так и меридионального направлений (рис. 65). Геофизические данные также однозначно свидетельствуют о различном строении отдельных структурно-формационных зон. Видимо, их геологическая история была обусловлена разными факторами.

Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что западные зоны системы протягиваются в субмеридиональном направлении, слегка отклоняясь к западу, только до широты северных чинков Устюрта (северных берегов Аральского моря). Геофизические поля, характерные для Зеленокаменной зоны, выклиниваются, а антиклинальные зоны — Орь-Илекская и Восточно-Мугоджарская — смыкаются с предполагаемым Северо-Устюртским массивом докембрийской консолидации. Зилаирская зона и сопутствующие ей разрывные дислокации разворачиваются к юго-западу, облекая с севера Северо-Устюртский массив и отделяя его от Восточно-Европейской платформы. В этой зоне глубокими скважинами вскрыта флишоидная терригенная толща фамена — турне.

Восточные зоны — Иргизская и Зауральская, а также краевая зона области каледонской консолидации — Валерьяновская — отчетливо протягиваются на акватории Аральского моря и в Восточном Приаралье. Иргизская зона прослеживается до Султануиздага (Узбекская ССР) и, возможно, его западная часть относится к этой зоне. В Восточном Приаралье отчетливо прослеживается полоса вулканитов карбона, которая может принадлежать Зауральской или Валерьяновской зонам. Присутствие андезитовых порфиритов подтверждено глубокими скважинами. Вулканический пояс к юго-востоку от Аральского моря смыкается с Кураминским вулканическим поясом, обрамляющим Казахстанско-Тянь-Шаньский консолидированный массив с юго-запада. Площадь их сочленения (Бельтауская зона) отличается интенсивной дислоциированностью и размещением крупных гранитоидных массивов.

МАНГЫШЛАКСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

От других герцинских складчатых систем Казахстана Мангышлакская складчатая система отличается многими особенностями. Хотя она является продолжением, принадлежащим Урало-Монгольскому поясу Южно-Тянь-Шаньской и Уральской складчатых систем, в ней по ориентировке структур, положению и особенностям стратиграфии отчетливо чувствуется влияние Средиземноморского пояса, в структуры которого она переходит на западе. Другая особенность — широкое распространение морских триасовых отложений, наращивающих орогенный комплекс верхнего палеозоя. В сущности, эту систему было бы правильнее считать ранчекиммерийской, поскольку завершающей здесь могла быть позднетриасовая складчатость.

Мангышлакская складчатая система расположена на крайнем западе Казахстана. Ее обнаженные площади находятся на полуострове Мангышлак, где слагают полосу северо-западного направления протяженностью около 120 км (горы Карагатай, Карагатаушик) и отдельные выходы на ее продолжении, крайний из которых удален на 180 км. Ширина выходов не превышает 10—15 км. Остальные площади системы погружены под мощные (до 5000 м) платформенные отложения юры, мела и кайнозоя. Возможно, что в общем плане в составе системы можно рассматривать площади структур южного обрамления Прикаспийской впадины, соединяющих ее с Уральской системой.

Стратифицированные отложения. Наиболее древние отложения Мангышлакской системы относятся к пермской системе. Они терригенные, образованы полимиктовыми песчаниками (кварц 80—85 %), аргиллитами, в меньшей степени алевролитами. Цвет пород разный: зеленовато-серый, серый, буровато-вишневый, фиолетовый, голубовато-серый и т. д. Аргиллиты самых низов толщи плотные, дымчато-голубоватые. Общая мощность перми в Западном Карагатай 2700—2800 м.

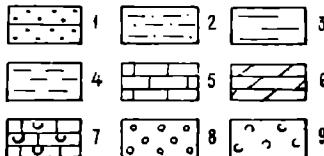
Триасовые отложения (рис. 66) в Западном Карагатай и горах Карагатаушик перекрывают пермские без видимых следов несогласия и размыва, хотя отличаются от них своим обликом. К нижнему триасу отнесена толща глинистых и мергелистых пород, содержащая прослои песчаников, известняков. Породы зеленовато-серые, ржаво-бурые, синевато-зеленые, часто темно-серые, светло-серые. Мощность отложений 800—900 м. Выше залегает свита, сложенная глинистыми сланцами, алевролитами, крупнозернистыми песчаниками, для которой характерно большое число прослоев внутриформационных конгломератов. Свита окрашена в вишнево-крас-

**ГОРНЫЙ
МАНГЫШЛАК**

ДОЛНАДИНСКАЯ		ТАРДАНН СКАЯ T_1		КАРАДАУСКАЯ БИСКАН - T_1		АКАДАУСКАЯ - T_2		ШАМСКАЯ - T_3			
≈ 1000 м		400 м	400-450 м	0-55-0 м	160	240	130-420	180-360	500 м	270 м	

**ЮЖНЫЙ
МАНГЫШЛАК**

ДОЛНАДИНСКАЯ		ШЕПТИНСКАЯ		ТЮРДИНСКАЯ		ЮЖНОЖЕТЫБЫШ СКАЯ - T_2		ЖАГТР АНС. T_3			



Рись 66. Стратиграфические разрезы триасовых отложений — Мангышлакская система (по В. В. Липатовой, 1980 г.)

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — аргиллиты; 5 — известняки;
6 — мергели; 7 — орогенные известняки; 8 — конгломераты; 9 — туфы

ные, меньше зеленые и зеленовато-красные тона и лиши, в верхах — в серые и зеленовато-серые. Мощность толщи 250 - 230 м. В Восточном Карагатау верхи перми и триас отнесены к нерасчлененной восточно-каратайской серии (4000 м), состоящей из зелено-серых, фиолетовых песчаников и алевролитов, и лишь в верхах из вишнево-красных глинистых сланцев. Вышележащая с постепенным переходом толща состоит из известняков, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Реже встречаются аргиллиты и очень редко — прослои туфов. Мощность толщи от 100 до 1140 м. Выше залегает свита мощностью до 1800 м, образованная серыми, зеленовато-серыми и темными чередующимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, меньше аргиллитами, а в средней части — органогенными известняками с прослойями доломитов и туфов. Разрезы карагатауского пермо-триасового комплекса завершаются низами верхнего триаса. На них налегают юрские породы, которые относятся уже к платформенному чехлу.

Инtrузивные образования в Мангышлакской системе неизвестны, осадочные толщи неметаморфизованы.

Тектоническое строение. Осевое положение в системе занимает Мангышлакский (Карагатауский) антиклиниорий, или поднятие, формирование которого связано с движениями по региональному разлому. Этой современной структуре в позднем палеозое и триасе, возможно, соответствовал прогиб, обрамленный с юга Карабогазгольским и Центрально-Кызылкумским сводами, а с севера — Северо-Устюртским устойчивым массивом (рис. 67). Этот прогиб протягивался на юго-восток и восток-юго-восток, где расщеплялся на несколько ветвей, постепенно выполаживавшихся. Одна из ветвей, следовавшая вдоль регионального разлома восток-юго-восточного направления, смыкалась со структурно-формационными зонами Южно-Тянь-Шаньской системы. Однако в геологическом отношении структуры, переходящие по простирации одна в другую, существенно различаются. Пермско-триасовый прогиб, скорее всего, орогенного типа сменяется сложно построенной эвгеосинклинальной герцинской складчатой системой.

Дислокации собственно Мангышлакской складчатой системы изучены в хр. Карагатау, где комплекс перми и триаса смят в кулисообразно расположенные линейные складки запад-северо-западного простирания длиной в десятки километров и шириной в первые километры. Углы наклона крыльев 50-60°, реже более крутые, иногда даже опрокинутые. Складки простые, но в пластичных породах наблюдаются мелкие складки высоких порядков, и общая мощность таких пород в замках складок значительно возрастает. Существенное значение имеют разломы запад-северо-западного направления —

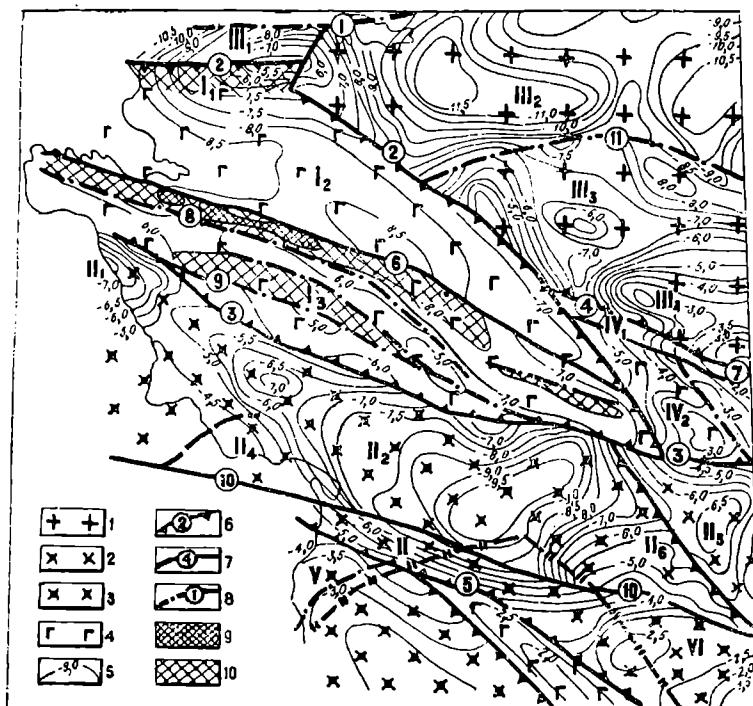


Рис. 67. Схема строения фундамента Центрально-Мангышлакской складчатой зоны и сопредельных районов (по Ю. А. Воложу и Р. Б. Сапожникову, 1980 г.)

1 — Северо-Устюртский геоблок докембрийской консолидации; 2 — Центрально-Каракумский геоблок рифейско-раннепалеозойской консолидации; 3 — Каспийско-Карабогазский геоблок рифейско-раннепалеозойской консолидации, испытавший герцинскую тектономагматическую переработку; 4 — Мангышлак-Устюртская палеозойская складчатая система; 5 — изогипсы поверхности консолидированной коры; 6, 7 — разломы региональные I порядка (6) и II порядка (7); 8 — прочие; 9, 10 — зоны сильной дислоцированности отложений триаса: 9 — на поверхности, 10 — под платформенным чехлом. I — Мангышлакско-Бузачинская система: I₁ — Каражанбасская зона, I₂ — Южно-Бузачинский прогиб, I₃ — Центрально-Мангышлакский горст; II — Южно-Мангышлакско-Устюртская система прогибов: II₁ — Сегендыкский прогиб, II₂ — Жазгурлинский прогиб, II₃ — Ассакеуданский прогиб, II₄ — Песчаномысское поднятие, II₅ — Кендерлыкская ступень, II₆ — Биринджикский выступ; III — Северо-Устюртская структурная зона: III₁ — Северо-Бузачинский свод, III₂ — Бейнеуская впадина, III₃ — Арстановская ступень, III₄ — Байчагырский выступ; IV — Центрально-Устюртская складчатая зона: IV₁ — Карабаурский вал, IV₂ — Центрально-Устюртская зона ступеней; V — Карабогазский свод; VI — Кумсебешенское поднятие. Разломы: 1 — Северо-Устюртский; 2 — Каражанбас-Токубайский, 3 — Большой Мангышлакский, 4 — Центрально-Устюртский; 5 — Туаркырский, 6 — Северо-Каратаяуский, 7 — Карабаурский, 8 — Южно-Каратаяуский, 9 — Беке-Башкудуцкий, 10 — Южно-Мангышлакский, 11 — Белсутинский

крутые надвиги и сдвиги, амплитуды перемещения по которым достигают тысячи метров. Есть и секущие общую структуру разломы — сбросы и взбросы, но с меньшими амплитудами.

Тектоническая сущность обрамляющих Мангышлакский антиклиниорий дополнительных структурных элементов довольно неопределенна, так как выходов доюрских, а тем более допермских образований на поверхность почти нет, а буровыми скважинами они вскрыты в немногих пунктах. В числе важнейших структурных элементов на смежных площадях к югу выделяют Карабогаз-Капланкырскую складчатую систему и Каракумско-Байсунский докембрийский массив. Платформенный Южно-Мангышлакский прогиб, отделяющий их от структур Мангышлакского антиклиниория, возможно, развит на месте массива докембрийской консолидации, а возможно, перекрыл область, принадлежащую к герцинской геосинклинальной системе. Во всяком случае более южные территории, включающие Карабогазгольский свод и поднятие гор Туаркыр, принадлежали герцинской складчатой системе (Карабогаз-Капланкырской). Об этом можно судить по обнаженным силуро-девонским эфузивно-осадочным образованиям эвгеосинклинального типа (спилиты, диабазы) и широкому распространению на закрытых площадях каледонских и герцинских интрузивов гранитоидов. Орогенный комплекс в этой зоне аналогичен пермо-триасовым отложениям Мангышлака. Восточнее расположен Центрально-Каракумский массив, который рассматривается в качестве срединного, докембрийского, зажатого между герцинскими складчатыми системами и интрудированного палеозойскими гранитоидами.

Расположенный к северо-востоку от Мангышлакской системы Северо-Устюртский массив перекрыт мощной толщей мезозоя и кайнозоя. Он хорошо выделяется в геофизических полях. В его пределах вскрыты кристаллические сланцы, скорее всего, докембрийского возраста, поэтому его обычно рассматривают в качестве докембрийского срединного массива, перекрытого платформенным чехлом. От Прикаспийской впадины этот массив отделен поясом, в котором проявились активные тектонические движения. Здесь, в районе Южной Эмбы, глубокими скважинами вскрыта терригенная флишоидная фамен-турнейская толща, характерная для Зилаирской структурно-формационной зоны Уральской складчатой системы, с которой она, возможно, и смыкается.

Глава 8

ПОДНЯТИЯ И ПРОГИБЫ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В конце палеозоя — начале мезозоя на территории Урало-Монгольского пояса завершился длительный этап геосинклинального развития. В результате преобразования земной коры — складчатости, магматизма, пневмато-гидротермальных процессов — возникла молодая (эпигерцинская) платформа, спаявшая Восточно-Европейскую и Сибирскую древние платформы в обширный Евразиатский континент. Почти вся территория этого континента, относящаяся к Казахстану, в начале триаса была осушена, морские бассейны отступили и область приобрела облик денудационной равнины, возникшей по мере пенепленизации герцинских горных сооружений (Кассин, 1941). Лишь на западе, как уже сказано, в триасе продолжалось осадконакопление в морских условиях при орогенном режиме (Мангышлакская система).

В геологическом развитии молодой платформы можно выделить три этапа. Ранний этап, охватывающий триас и юру, отличался относительно подвижным, но уже платформенным тектоническим режимом. Это время образования локальных внутренеконтинентальных прогибов типа авлакогенов и поднятий, при денудации которых иногда накапливались грубообломочные отложения — конгломераты и песчаники. В юре морская трансгрессия захватила юго-восточную часть казахстанской части пояса, начали оформляться крупные структурные элементы — Туранская плита и Казахский щит. Второй этап — мел и палеоген — время наивысшей стабильности молодой платформы, для которого, однако, характерны эпиконтинентальные трансгрессии моря. Для отложений этого этапа типичны белые кварцевые пески, белые, зеленые, красноцветные и пестрые глины — продукты перемыва коры выветривания. Оформились все главнейшие платформенные элементы. Конец палеогена, неоген и четвертичное время ознаменовались оживлением тектонических движений, которые были наиболее активны в смежном альпийском поясе, но-

отразились и на описываемой территории, в первую очередь тектоническими поднятиями. Результаты движений можно видеть в отступании моря — молодых врезах долин, в вымывании из древних долин осадков неогена, формировании молодых низкогорных цепей (хр. Чингиз, горы Улутау) и отдельных групп гор (Кокшетауской и др.).

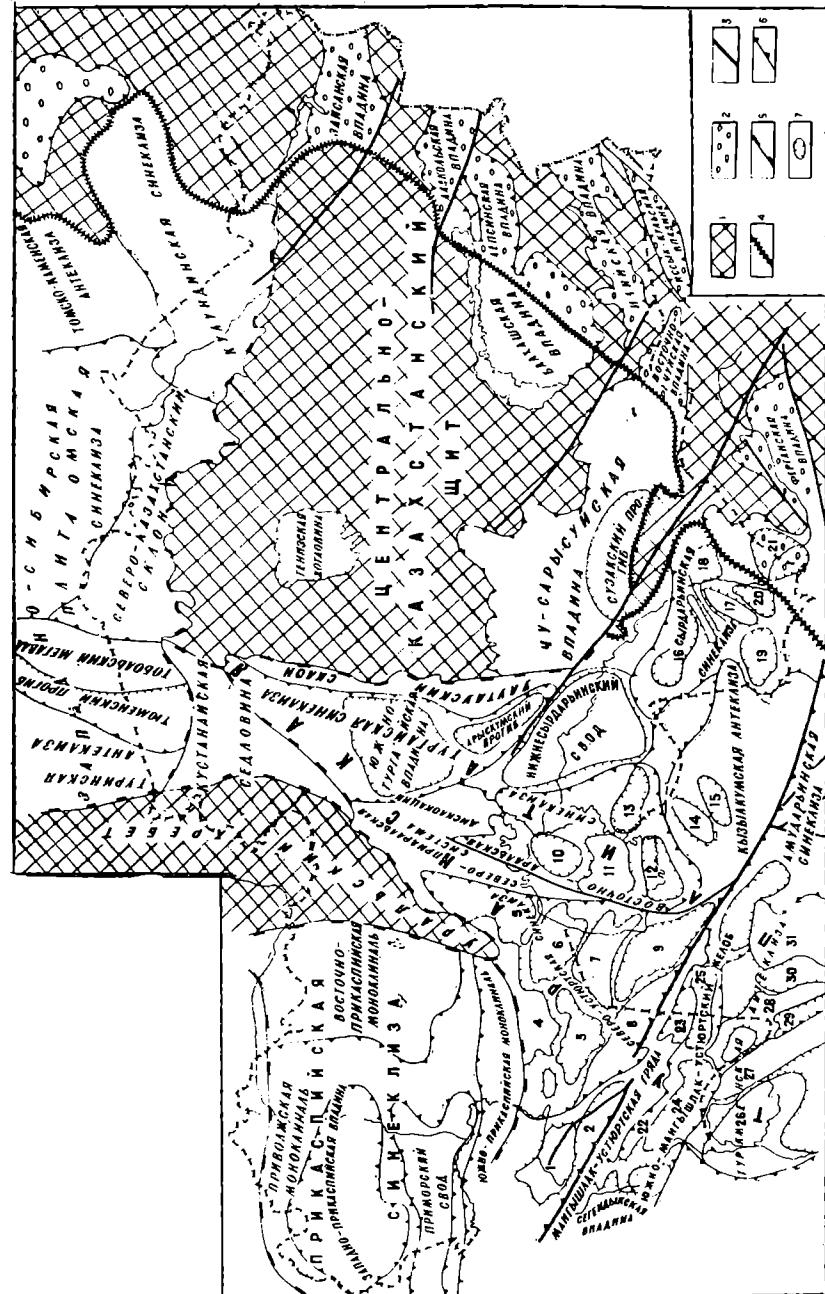
В мезозое и кайнозое на территории Урало-Монгольского пояса в пределах Казахстана сформировались крупные структурные элементы, положительные (Казахский, или Центрально-Казахстанский, щит и Мугоджарское поднятие) и отрицательные (Туранская плита, Тургайский прогиб и южная окраина Западно-Сибирской плиты) (рис. 68). На востоке, юго-востоке и юге от платформы располагаются фрагменты глобального альпийского эпиплатформенного орогенного пояса. Они рассматриваются в следующей главе.

КАЗАХСКИЙ ЩИТ

Казахский щит занимает обширную территорию восточной половины Казахстана — Центральный Казахстан, поднятие Кокчетавского района, горы Улутау и Арганаты, хр. Чингиз — площади выходов на дневную поверхность докембрия и палеозоя, на относительно небольших участках прикрыты маломощными отложениями мезозоя и кайнозоя. На севере щит обрамлен окраинными элементами Западно-Сибирской плиты (Прииртышская впадина, Ишимская равнина), на западе — Тургайским прогибом, на юго-западе — краевыми структурами Туранской плиты. На востоке, юго-востоке границы щита условны. Переход к структурным элементам альпийского орогенного пояса постепенный: на площадях поднятий возрастают высотные отметки, на погруженных участках поникаются абсолютные отметки ложа впадин — поверхности палеозоя, возрастает контрастность между отрицательными и положительными структурами. К щиту отнесены территории вплоть до гор Калбы, Восточное Прибалхашье, частично Южное, Бетпак-Дала.

Казахский щит представляет собой обширное поднятие герцинского фундамента, в пределах которого расположены отдельные пологие мульды и грабен-мульды, выполненные верхнетриасовыми-юрскими отложениями, равнинные районы, перекрытые неогеновыми и четвертичными отложениями, широкие долины, заполненные также неогеновыми и четвертичными отложениями. Их разделяют выходы древних пород, местами в виде невысоких горных цепей, отдельных массивов мелкосопочника и низких гор.

Стратифицированные образования. В позднем триасе и юре



седиментация на территории Казахского щита происходила на отдельных площадях типа межгорных и предгорных впадин (рис. 69, 70). От последующей денудации сохранилось лишь небольшое число триас-юрских структур. Наиболее крупные — Майкюбенская грабен-синклиналь, Михайловская (Карагандинская) синклиналь — расположены в центральной части щита, Курайлинская — на востоке, Байконурская, Бурлукская и другие грабен-синклинали находятся на западной периферии щита. Возраст базальных слоев неодинаков. В Майкюбенской и Бурлукской структурах они относятся к рэтскому ярусу триаса, в Михайловской синклинали и некоторых других — к основанию юры, а иногда к основанию верхнего лейаса (Байконур) или батского яруса (Киякты). Состав отложений также варьирует, местами преобладают конгломераты (Байконур), иногда они отсутствуют и доминируют аргиллиты и алевролиты. Наиболее полные и мощные разрезы изучены в Майкюбенской и Михайловской синклиналях.

Триас-юрская толща Майкюбенской синклинали по особенностям литологии и внутренним несогласиям делится на четыре свиты (рис. 71). В нижней, ащикольской, рэтской, несогласно залегающей на размытом неровном фундаменте палеозойских пород, преобладают конгломераты и песчаники (20—650 м). Согласно залегающая шоптыкольская (650 м) свита более тонкозернистая, сложена алевролитами, песчаниками, аргиллитами, содержит 20 пластов углей. Шоптыкольская свита несогласно перекрывает подстилающие породы и местами непосредственно лежит на палеозое. В ней преобладают грубозернистые песчаники, сменяющиеся фациально на севере более тонкозернистыми породами. Развиты прослои

Рис. 68. Схема основных мезозой-кайнозойских структур Казахстана (по Ю. А. Воложу, Б. С. Цирельсону и др.)

1 — выходы на поверхность домезозойских складчатых образований; 2 — межгорные впадины; 3 — разломы; 4—7 — границы структурных элементов (4 — молодой платформы с областью эпиплатформенной орогении, 5 — надпорядковых щитов, плит, хребтов, 6 — крупнейших антеклиз, синеклиз, гряд, желобов, склонов, межгорных впадин, 7 — крупных впадин, водотоков, прогибов, моноклиналей). Структуры чехла: 1 — Бузачинский свод, 2 — Бузачинский прогиб, 3 — Бейнеуская впадина, 4 — Мынсуалмасское поднятие, 5 — Челкарский прогиб, 6 — Косбулакская впадина, 7 — Акту姆ское поднятие, 8 — Арстановско-Ирдалинская ступень, 9 — Барсакельмеская впадина, 10 — Северо-Аральская впадина, 11 — Центрально-Арачский свод, 12 — Южно-Аральская и 13 — Восточно-Аральская впадина, 14 — Бузбульское поднятие, 15 — Таджиказганский и 16 — Жауганынский прогибы, 17 — Карактауский вал, 18 — Арысский прогиб, 19 — Ерганикульский, 20 — Байркумский и 21 — Приташкентский прогибы, 22 — Жетатинская и 23 — Шахпахтинская ступени, 24 — Жазгурулинский и 25 — Ассауранский прогибы, 26 — Карабогазский свод, 27 — Туаркырский и 28 — Кумсебшен-Капланырский валы, 29 — Уштогаңская депрессия, 30 — Азбайский прогиб, 31 — Центрально-Каракумский свод

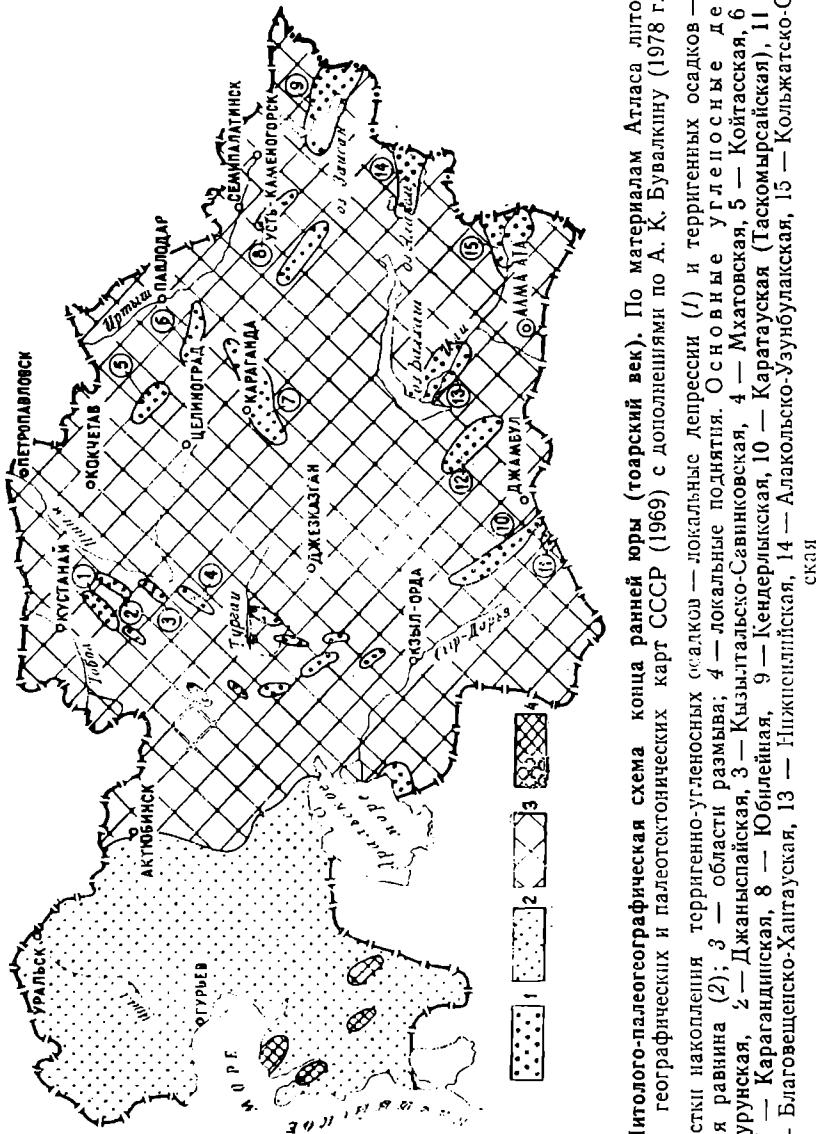


Рис. 69. Литолого-палеогеографическая схема конца ранней юры (гоарский век). По материалам Атласа литолого-палеогеографических и палеотектонических карт СССР (1969) с дополнениями по А. К. Бувалкину (1978 г.).
 1, 2 — участки накопления терригенно-угленосных осадков — локальные размывы; 3 — областные размывы; 4 — основные поднятия. Основные угольные месторождения: 1 — Кызылмурзинская, 2 — Джанчайская, 3 — Кызылташско-Савинская, 4 — Мхатовская, 5 — Койтасская, 6 — Майкобенская, 7 — Карагандинская, 8 — Юбилейная, 9 — Кендерлыкская, 10 — Карагауская (Таскомуытайская), 11 — Ленгерская, 12 — Благовещенско-Хантаяуская, 13 — Нижнекызылтаская, 14 — Алакольско-Узунбулакская, 15 — Кольжатско-Ойкаратаевская

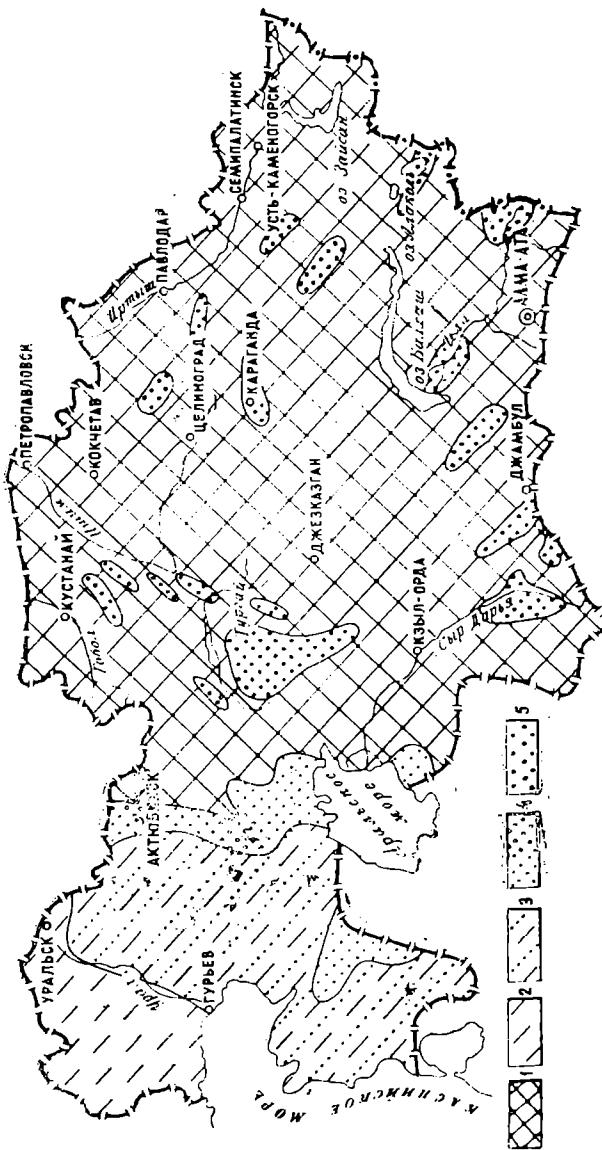


Рис. 70. Литолого-палеогеографическая схема средней юры (байосский—батский века). По материалам Атласа литолого-палеогеографических и палеотектонических карт СССР (1969) с дополнениями по А. К. Бувалину (1978 г.)

1 — синклиниальные размыты; 2—5 — площади накопления терригенных осадков: 2 — прибрежная часть моря, 3 — озерно-аллювиальная равнина, 4 — алювиальная равнина, 5 — площади накопления угленосных терригенных осадков — локальные депрессии.

углей. Свита (330 м) отнесена к ааленскому и байосскому ярусам. Верхняя майкюбенская свита лежит на размытой поверхности подстилающей свиты и сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами (200 м).

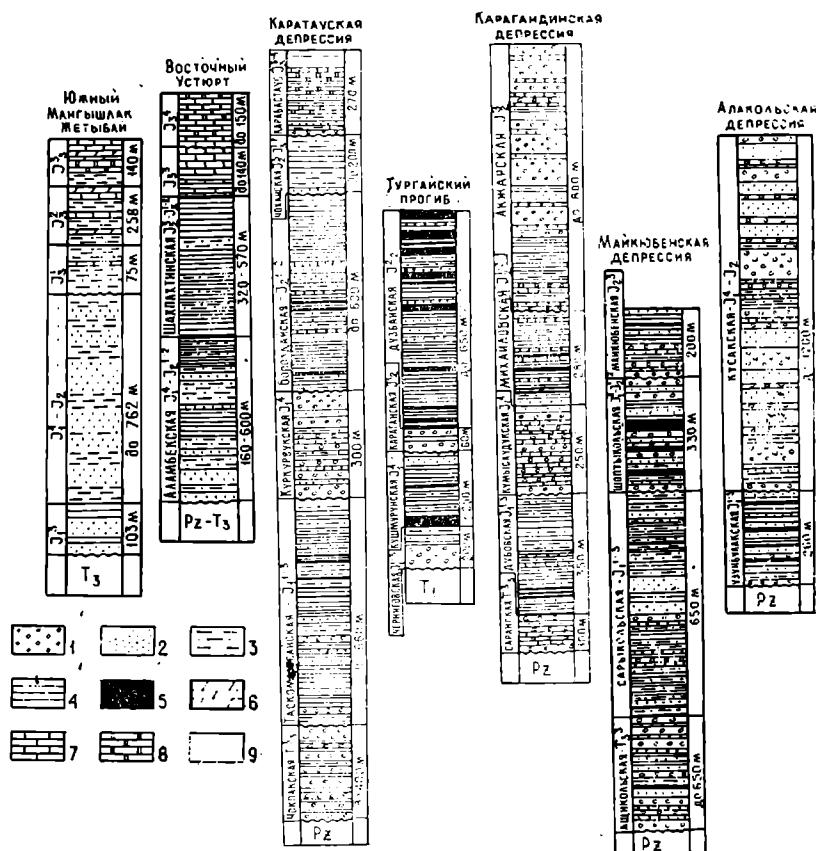


Рис. 71. Стратиграфические разрезы юрских отложений Казахстана (по А. К. Бувалкину, 1978 и «Геология СССР», т. XXI, 1970 г.)

1 — конгломераты; 2 — пески; 3 — алевролиты; 4 — глины, аргиллиты; 5 — бурые угли; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — подстилающие породы

Возраст — батский. Она, так же как и другие свиты синклиналии, угленосна.

В Карагандинском синклиниории строение разреза аналогично. Низы толщи — грубозернистые породы нижнего лейаса. Выше располагаются более тонкозернистые породы среднего — верхнего лейаса. Среднеюрские породы вновь становятся

более крупнозернистыми и залегают со стратиграфическим несогласием, но верхи отдела тонкозернистые и содержат мощные пласты углей. Верхнеюрская толща или, возможно, толща верхов средней юры ложится с несогласием после перерыва, отличается неустойчивостью разреза, сложенного преимущественно грубозернистыми (особенно в верхах толщи) породами. Из общей мощности (около 2000 м) 800 м приходится на верхнеюрские породы.

Меловые породы на территории щита распространены очень слабо, но под палеогеновыми и неогеновыми породами окаймляют щит (кроме востока и юго-востока) почти непрерывной полосой (рис. 72). Нижнемеловые осадки отсутствуют. Верхнемеловые морские отложения известны на востоке Кокчетав-Степнянского района (терригенные породы, в том числе конгломераты с кварцевой галькой). Они содержат морскую фауну (фораминиферы, ежи, губки и др.). По-видимому, позднемеловая трансгрессия моря с севера распространялась до широты г. Целинограда. В Западно-Атасуйском, Карагандинском и Целиноградском районах установлены континентальные породы маастрихта мощностью до 50—80 м (пестроцветные глины, часто песчанистые, с прослоями углистых и бокситоподобных пород). Нерасчлененные верхнемеловые породы (кремнистые и полимиктовые конгломераты, песчаники, галечники) известны на небольших участках в Тенизской впадине, в Северном Прибалхашье (долина р. Моинты, п-ов Тасарал) и в других районах.

Полоса палеогеновых отложений окаймляет Казахский щит с северо-востока, севера, запада и юго-запада (рис. 73). Они ложатся на палеозой, реже на верхнемеловые породы, распространенные не так широко, как палеоген. Во внутренних районах щита палеоген распространен слабо, преимущественно в эрозионно-тектонических депрессиях, известен в Тенизской впадине, на отдельных участках Северного и Центрального Казахстана. Он представлен пестроокрашенными глинами, иногда песчанистыми, с прослоями и гнездами красных глинистых или бобовых железняков. Нередко породы — белые каолинитовые глины, распространены кварцевые пески и песчаники, часто сливные, кварцитовидные, с пустотками от корней растений. Мощности не превышают 30 м в понижениях рельефа, часто меньше.

Неогеновые отложения занимают обширные территории по периферии щита, но распространены также и на его поверхности, слагая покров в межсопочных понижениях и на невысоких водоразделах. Общая мощность отложений невелика — метры и первые десятки метров, реже в депрессиях до 60—80 м. Значительные участки неогеновые отложения занимают в Тенизской впадине и в долине р. Сарысу. Нижние части

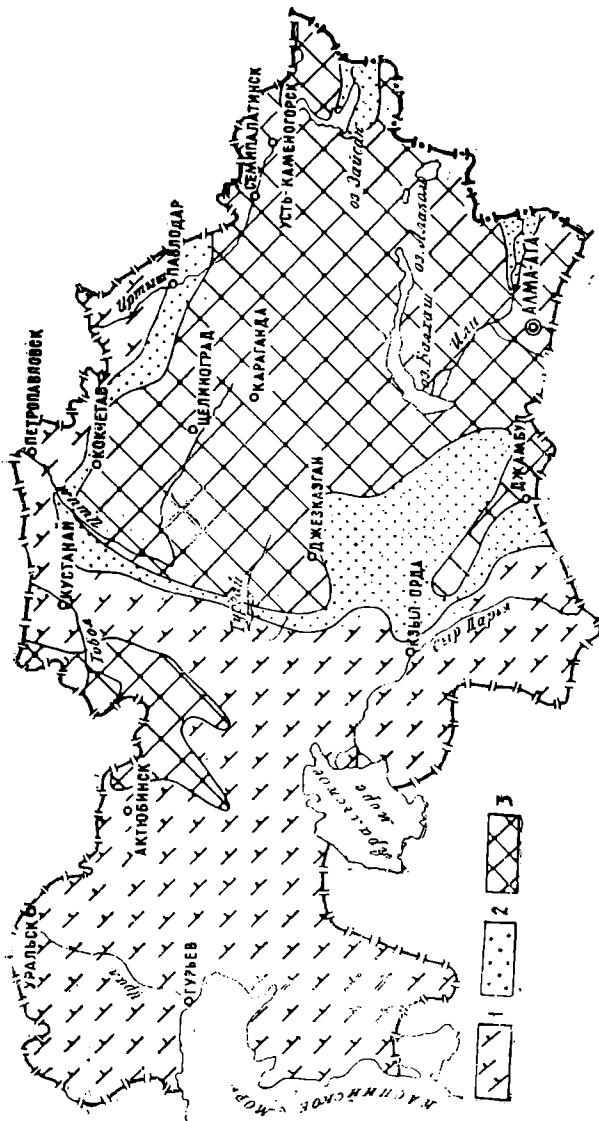


Рис. 72. Литолого-палеогеографическая схема позднего мела (маастрихтский век). По материалам Атласа литолого-палеогеографических и палеотектонических карт СССР (1969) с дополнениями
Площади накопления осадков: 1 — карбонатных (мелкое море), 2 — терригенных (пестроцветных (озерно-аллювиальных
равинных), 3 — области размыта

неогена (нижний — средний миоцен) отнесены к аральской свите, для которой характерны зеленовато-серые, зеленые монтмориллонитовые глины с железо-марганцевыми и марганцевыми бобовинами, включениями гипса, желваками и прослоями мергелей. Мощность свиты до 60 м. Вышележащая павлодарская свита (верхний миоцен — нижний плиоцен) отличается преобладающей кирпично-красной и красно-буровой окраской глини, иногда с зелеными пятнами; на отдельных участках присутствуют зелено-серые глины. Мощность павлодарской свиты до 60 м. Средне-верхнеплиоценовые преимущественно аллювиальные отложения (песчано-гравийно-галечники, пески, алевролито-глинистые осадки) приурочены к эрозионным ложбинам в центральных районах щита. В Тенизской впадине к ним отнесены песчанистые глины с галькой, в долине Сарысу — глины, пески с галькой. Мощность их иногда достигает 30 м.

Четвертичные отложения имеют разнообразный генезис. Выделяются аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, элювиальные озерные осадки и промежуточные (смешанные), несущие черты смежных генетических групп. Во всех районах обособляются ниже-, средне-, верхнечетвертичные и современные породы. Они покрывают поверхность понижений и озерных котловин (озерные отложения), выровненных водораздельных пространств (элювиальные, делювиальные отложения), долины рек (аллювий, аллюво-пролювий), создают накопления у подножий низких гор и групп мелкосопочника (делювиально-пролювиальные, пролювиальные отложения). Наиболее обычные породы — желто-серые, желтые, серые пески, песчанистые глины, суглинки, щебенистые разновидности этих пород, в озерных и аллювиальных отложениях слоистые. Наблюдается определенная цикличность в строении, особенно ниже- и среднечетвертичных отложений, когда нижние интервалы сложены песками, а верхние — алеврито-глинистыми породами и суглинками. На востоке, в Чилгизском районе, установлены «верхнегобийские» нижнечетвертичные конгломераты с плохо окатанной галькой местных пород. Мощности четвертичных осадков обычно невелики, но иногда достигают нескольких десятков метров, особенно в обширных впадинах — Тенизской, Балхашской, Сарысуйской.

Кора выветривания. Характерным образованием для Казахского щита является кора выветривания, распространенная во многих районах и образовавшаяся в условиях стабильного платформенного режима. Она развита в основном по породам фундамента, но иногда наблюдается в отложениях чехла на поверхностях размыва (элювиальные горизонты). Выделены три структурные формы проявления коры выветривания

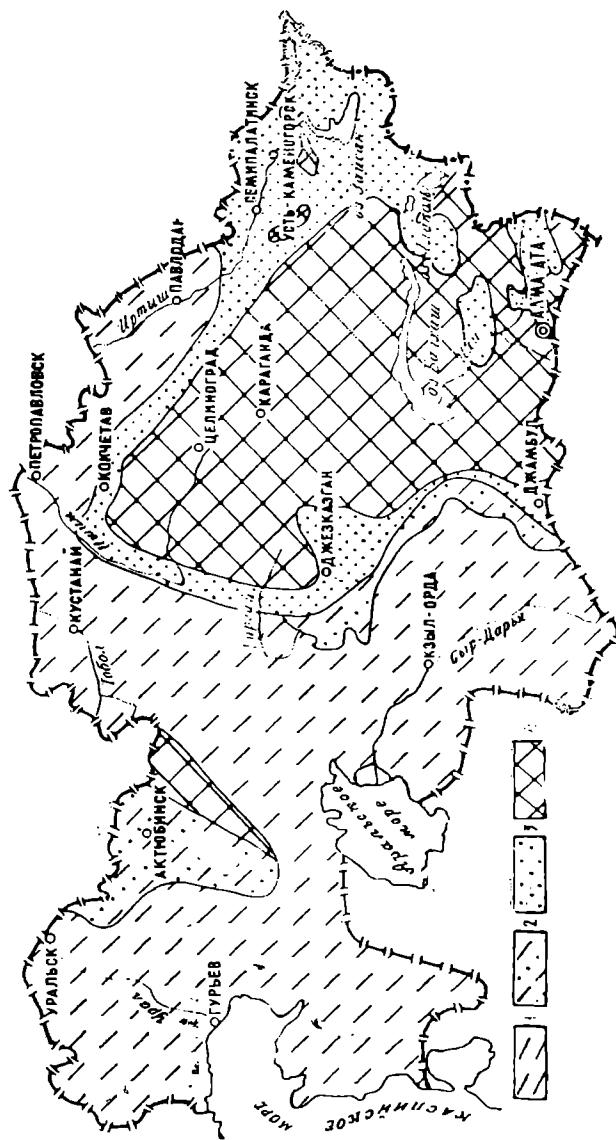


Рис. 73. Литолого-палеогеографическая схема позднего эоцена. По материалам Атласа палеотектонических карт СССР (1969) с дополнениями
 1—3 — площади накопления осадков: 1 — глинистых (мелкое море), 2 — песчано-глинистых (прибрежные зоны моря), 3 — преимущественно песчаных (озерно-адвлювиальные равнины); 4 — области размыва

площадная, трещинно-линейная и контактово-карстовая. Кора распространена не повсеместно. На площадях низкогорий и мелкосопочника она денудирована и сохраняется в депрессиях и на выровненных участках. Мощность коры сильно варьирует, достигая 200 м в зонах разломов и опущенных блоках и до 10—20 м — на поднятиях древнего рельефа.

Кора выветривания формировалась неоднократно: между ранней и средней, средней и поздней юрой, аптом и альбом, в конце олигоцена. Видимо, корообразование происходило всегда, когда отсутствовали процессы седиментации и денудации и территория не была покрыта морем. Отмеченный возраст коры подтвержден перекрытием более молодыми отложениями. Состав коры определяется составом исходных пород (алюмосиликатных, магнезиально-силикатных, карбонатных) и климатическими условиями. Мезозойские коры выветривания имеют латеритный профиль, олигоценовые — гидрослюдисто-каолинитовый и кремнисто-каолинитовый с образованием широко развитых в Северном Казахстане сливных кварцитов по кварцевым песчаникам, пескам и карбонатным породам, а также кремнисто-железистых бобовин. По серпентинитам обычно развита кора нонтронитового профиля независимо от возраста.

Наиболее распространены коры выветривания на севере (Кокчетавский, Степняк-Селетинский, Экибастузский районы) и на западе (Амангельдинский, Карсакпайский районы) Казахского щита, где с ними связано образование бокситовых, вермикулитовых месторождений, первичных каолинитов, проявлений силикатного никеля.

Магматизм. Молодые магматические породы развиты на площади очень ограниченно. Предположительно триасовые (возможно, раннетриасовые платформенного типа) дайки диабазовых порфиритов, базальтов установлены в Улутау, Приишмье, Тениз-Коржункольской, Кайнаминской впадинах. Не исключено, что частично они могли быть и более молодыми, палеоген-неогеновыми.

Тектоническое строение. Обособленные раннемезозойские отрицательные структуры занимают относительно небольшие площади. Пологие синклинали и грабен-синклинали верхнего триаса и юры (Майкюбенская, Карагандинская и др.) и бортовых частях осложнены брахискладками, флексурами и моноклиналями. В меловое и палеогеновое время они представляли собой сводовое поднятие; движения, фиксируемые по осадкам в смежных региональных прогибах, были плавными, волнообразными. Активные движения, проявившиеся в позднем олигоцене, заложили крупные сводово-глыбовые поднятия Кокчетавского района, Балхаш-Иртышского пологого раздела, хр. Чингиз и Улутау, Тенизскую и Колутонскую

впадины и др. Следующий этап тектонических движений относится к концу раннечетвертичного времени, когда были обновлены многие древние разрывы и оформились ныне существующие низкогорные и мелкосопочные массивы и межгорные впадины. Суммарные амплитуды тектонических смещений достигают в Кокчетавском районе 300—400 м, Улутауском — 500—600 м, на Балхаш-Иртышском водоразделе — до 1000 м.

МУГОДЖАРСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Завершающие фазы герцинской тектонической эпохи превратили южный фланг Уральской складчатой системы в поднятие, унаследованное развивавшееся (по крайней мере на территории современных Мугоджарских гор) в течение мезозоя и кайнозоя. С запада, востока и до 48° с. ш. на юге поднятие окаймляют относительно опущенные участки — Прикаспийская впадина, Тургайский прогиб, Туранская плита, перекрытая мезозоем и кайнозоем. В пределах самого поднятия эти отложения слагают межгорные понижения, выровненные водораздельные пространства, долины рек.

Стратифицированные образования. Триасовые отложения распространены в Актюбинском Приуралье, в меньшей мере — в Орском грабене и представлены континентальными нижним и верхним отделами. Нижнетриасовые конгломераты, песчаники, пестроцветные песчанистые глины и аргиллиты (250—400 м) развиты на небольших изолированных участках. В отличие от нижнего триаса верхнетриасовые угленосные терригенные отложения Приуралья (алевролиты, песчаники, пестроцветные глины, бурые угли общей мощностью до 390 м) структурно связаны с юрскими более тесно. В Орском грабене известны верхнетриасовые пестроцветные, иногда углистые глины, алевролиты, песчаники, реже конгломераты.

Нижне-среднеюрские отложения образуют с верхним триасом единый структурный ярус, хотя налегают на него с размывом, а нередко прямо на более древние породы. В Актюбинском Приуралье это пески, серые и белые глины, иногда углистые алевролиты, прослои бурых углей (260 м). Похожая ассоциация отмечена и в Орском грабене. Верхне-юрские породы залегают с размывом как на среднеюрских, так и на более древних. Отложения, развитые в Актюбинском Приуралье и на Урало-Илекском водоразделе, морские — кварцевые глинистые пески, иногда глауконитовые, мергелистые и песчанистые глины с фосфоритами (60 м).

Меловые отложения обнажены на значительных площадях на западе поднятия и на небольших — на юге. Отложения

валанжина и готерива известны на удалении от осевойной зоны поднятий, представлены морскими серыми и зелеными глинами с прослойями песков, песчаников и алевролитов (80 м). Нерасчлененный неоком близкого состава обнажен на крайнем юге поднятия. Широко распространены апт-альбские морские темно-серые глины, алевролиты, светло-желтые пески, песчаники, очень часто непосредственно залегающие на юрских и пермских породах (богдановская свита мощностью до 500 м). На Орь-Илекском водоразделе они сменяются континентальными кварцевыми песками, каолиновыми глинами, глиноподобными бокситами (80 м). На богдановскую свиту в Актюбинском Приуралье и Западном Примугоджарье местами согласно, а местами с размывом налегает континентальная алтыкудукская свита, также занимающая значительные площади, представленная песками с линзами песчаников и глин и относящаяся к верхнему альбу — нижнему сеноману.

Верхнемеловые отложения преимущественно морские. Они слагают разрез, из которого выпадает, по-видимому, конъякский ярус, и распространены в Актюбинском Приуралье, Западном Примугоджарье и отчасти на Орь-Илекском водоразделе и в Орском грабене. Это светло-серые, желтовато-серые, белые, коричневатые, часто глауконит-кварцевые пески с прослойями зеленовато-серых, зеленых и серых глин, иногда с фосфоритовыми желваками. Отложения маастрихта, налегающие согласно на сантонские или непосредственно на более древние, вплоть до докембрийских пород, представлены писчим мелом, мергелями, известняками, песками, песчаниками. Трансгрессия в кампанский и маастрихтский века была наибольшей, и с запада она захватывала Орь-Илекский водораздел. Мощность отдельных ярусов 45—90 м.

Палеоген распространен преимущественно в меридиональной полосе и на ее продолжении на юге, охватывающей на севере Орь-Илекский водораздел и на западе обрамленной мезозийскими и пермскими, на востоке — преимущественно среднепалеозойскими породами. Палеоценовые и нижнесреднепалеоценовые отложения морские. Это мергелистые и бескарбонатные глины, мергели, пески, опоки, трепелы, диатомиты, фосфориты. Суммарные максимальные мощности до 400 м. Верхнеэоценовые отложения преимущественно континентальные — белые, желтые, красные мелковзернистые кварцевые пески с линзами песчаников и каолиновых глин. Олигоценовые отложения распространены незначительно; в Западном Примугоджарье известны пестрые глины, пески, железистые песчаники и алевролиты. Отложения палеогена на востоке относятся к разрезам Тургайского прогиба.

Широко распространенные континентальные отложения

верхнего миоцена — нижнего плиоцена слагают древние долины, местами водораздельные пространства, занимают большие площади в Орской депрессии. Это серо-зеленые, бурые и желтые песчанистые глины с прослойками косослоистых песков, алевролитов, мергелей, с железо-марганцевыми бобовинами. Верхнеплиоценовые породы занимают меньшие площади, преимущественно на территории развития верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Они представлены карбонатными суглинками, алевролитами, глинами, светлыми супесями и песками. Суммарная мощность неогена до 115 м, обычно 20—30 м.

Четвертичные отложения слагают террасы озер и рек, покрывают склоны и водораздельные пространства. Их мощность обычно 5—10 м, но иногда достигает 120 м. Преобладают песчано-глинистые, но есть и гравийно-галечниковые и суглинисто-щебенистые отложения. Генезис их аллювиальный, пролювиальный, озерный, смешанный.

Кора выветривания имеет важное практическое значение, так как с ней связаны накопления никеля и бокситов. Она широко распространена на Орь-Илекской возвышенности и менее — в Мугоджахах. Местами подстилает рэт-юрские отложения, но и они, как и среднеюрские породы, захвачены выветриванием. Хорошо выделяются позднемеловая, средне- и позднеолигоценовая эпохи корообразования. Мезозайская кора имеет латеритный профиль выветривания (особенно апт — средний альб), сменившийся ферримонтмориллонитовым и затем олигоценовым кремнисто-каолинитовым. Мощность коры сильно колеблется, достигая 50—100 м в зонах дробления и развалицевания, но обычно на выровненных площадях составляет 10—20 м. Характерна кора выветривания на серпентинитах Кемпирсайского массива, где на малоизмененных породах залегают осветленные выщелоченные, в верхах опализированные серпентиниты (10 м), оливково-зеленые восковидные нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты (10 м), красные и бурые полосчатые охры (5—10 м).

Магматизм. Как интрузивные, так и вулканогенные породы мезозоя и кайнозоя отсутствуют.

Тектоническое строение. На раннеплатформенном этапе (триас — ранняя — средняя юра) были заложены поднятия и прогибы (Актюбинский, Орско-Примугоджарский, Берчогурский), в которых шла седиментация. На следующем этапе (поздняя юра — ранний олигоцен) области седиментации расширились, и осадконакопление отсутствовало лишь в Мугоджарской мегантклинальной зоне. На позднем этапе (средний олигоцен — четвертичное время) дифференцированные тектонические движения усилились и были оформлены

современные поднятия и депрессии. Этим этапам отвечают структурные ярусы платформенного чехла.

В региональном плане Мугоджарское поднятие представляет собой мегантиклинальную зону, обрамленную Актюбинско-Примугоджарской и Арало-Тургайской мегасинклинальными зонами. Актюбинско-Примугоджарская зона имеет сложное строение, состоит из локальных прогибов и поднятий. Залегание пород осложнено пологими брахискладками меридионального простирания; вдоль разломов, особенно на сопряжении с Мугоджарскими горами, породы дислоцированы сильнее, наклоны пластов мела и палеогена местами, у разломов, достигают 80° . Мугоджарская мегантиклинальная зона отличается слабым развитием платформенного чехла, в котором преобладают неогеновые и четвертичные осадки. В его пределах выделяются Орь-Илекское и Восточно-Мугоджарское поднятия, разделенные Орским прогибом, в котором покров мезозоя и кайнозоя распространен более широко и в котором эти отложения смяты в очень пологие брахиструктуры. Арало-Тургайская мегасинклинальная зона принадлежит Тургайскому прогибу и Туранской плите.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА И ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ

К северу от Казахского щита располагается обширная Западно-Сибирская плита, причем к Казахстану относится только ее южная окраина. Ей принадлежат Прииртышская синеклиза, обрамляющая щит с северо-востока. На западе Западно-Сибирская плита смыкается с Туранской Тургайским прогибом, неоднократно соединявшим морские бассейны.

Стратифицированные образования. К основанию мезозой-кайнозойского чехла относятся триасовые отложения, известные в северной части Тургайского прогиба. Здесь, в Кушмуринском грабене и на некоторых других участках, под чехлом более молодых пород распространена мощная (600 м) толща эфузивов кайнотипного облика, преимущественно базальтов и андезито-базальтов, переслаивающихся с континентальными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с остракодами, спорами, пыльцой, остатками рыб. Эта толща названа туринской серией (нижний — средний триас). Она налегает на кору выветривания липаритов спорного возраста, которые одни считают пермскими, а другие относят к той же туринской серии.

Вышележащие континентальные отложения принадлежат верхам среднего — верхнему триасу и нижней юре. Красно-

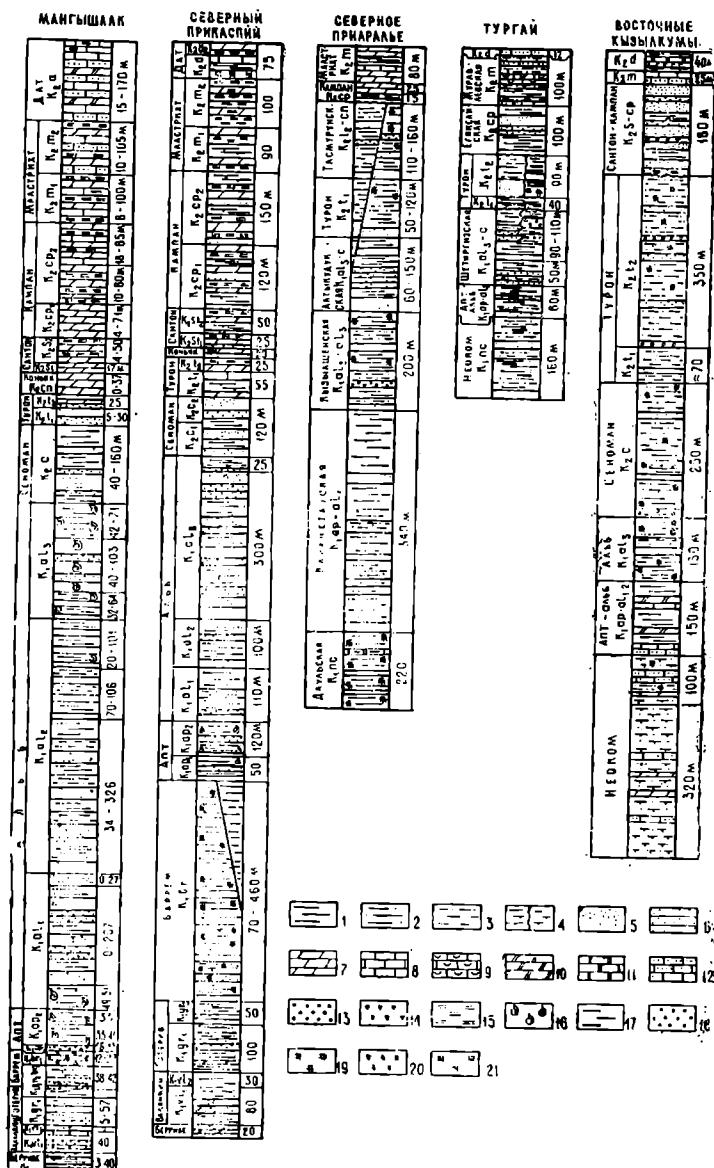


Рис. 74. Стратиграфические разрезы меловых отложений Казахстана. По материалам унифицированных и корреляционных стратиграфических схем мезозоя, палеогена и неогена Казахстана, 1971

1 — глины; **2** — алевритистые глины; **3** — алевролиты; **4** — карбонатные глины, алевролиты; **5** — пески; **6** — песчаники; **7** — мергели; **8** — известняки; **9** — органогенные известняки; **10** — доломиты; **11** — трепелы; **12** — песчаники на карбонатном цементе; **13** — конгломераты; **14** — брекции; **15** — писчий мел; **16** — септиаревые конкреции; **17** — лигниты; **18** — бокситы; **19** — оолитовые железные руды; **20** — красноцветы; **21** — кремнистые породы

бурые и зеленовато-серые песчаники, конгломераты, темные аргиллиты и алевролиты, бурые угли общей мощностью до 900—1500 м слагают обособленные мульды небольших размеров ($7 \times 2,5$, до 150×18 км) в северной части Тургайского прогиба (см. рис. 69).

Нижне-среднеюрские породы (убаганская серия) слагают мульды (см. рис. 70), местами наложенные на триасовые-раннеюрские, а местами непосредственно на палеозой. Толща мощностью 500—700 м сложена разными терригенными породами, более грубозернистыми в нижних частях, тонко-зернистыми в верхних. Характерна высокая угленосность толщи, пестрая окраска в низах разреза, серая и темная в верхах. Верхнеюрские отложения также угленосны, они распространены меньше, чем низнележащие мезозойские, но также образуют самостоятельные наложенные структуры и имеют близкий литологический состав. Хотя площади их распространения были более широкими, чем сейчас, они были связаны с локальными котловинами и депрессиями. Лишь на юге Тургайского прогиба существовала обширная область развития озерного ландшафта.

В районе Петропавловска и Павлодара юрские отложения также слагают отдельные изолированные мульды и грабен-синклинали площадью в десятки и первые сотни квадратных километров. Это сероцветные терригенные толщи с пластами бурых углей, относящиеся к нижнему и среднему отделам. Мощность их достигает 800—1000 м.

Нижнемеловые отложения в Тургайском прогибе континентальные (рис. 74). Неоком — темно- и светло-серые, реже красновато-коричневые глины, алевриты, кварцевые пески (до 80 м). В Прииртышье и к северу от Кокчетава этому уровню отвечает киялинская свита мощностью до 300 м — пестроцветные глины, иногда известковистые с прослойками алевритов, песков и песчаников. Выше там залегают континентальные серые и темно-серые глины леньковской свиты с прослойями песчаников (до 130 м), возраст которых считается скорее всего альб-сеноманским. В Тургайском прогибе апт-сеноман — это также серые, белые, реже бурые глины с растительными остатками, с прослойями песков, бурых углей, глинистых бокситов, пестроцветных глин. Местами преобладают пески. Общая мощность 50—160 м, иногда менее. В это время происходило опускание территории, и к ней подошла полоса морской трансгрессии. В туронском веке континентальные отложения, аналогичные альб-сеноманским, накапливались лишь южнее широты оз. Кушмурун, где представлены бокситоносными разностями, сменяемыми южнее алеврито-песчано-глинистыми. Морские и прибрежно-морские осадки турона известны в Кустанайском районе (глины с

растительными остатками, кварц-глауконитовые мелко- и среднезернистые пески, а также лагунные оолитовые железные руды — аятская свита). Они отмечены в Прииртышье (алевритовые глины с прослойями песков) и в южной части Тургайского прогиба, где морской режим был непостоянным. Коньяк(?) -сантон-кампанские отложения развиты на севере, в Кустанайском районе, и севернее и южнее г. Тургая. Это кварцевые и глауконит-кварцевые пески, песчаники с прослойями алевролитов и алевритов, глин, роль которых возрастает к центральным частям бассейна. Такие же отложения развиты и в Прииртышье. Мощность их 30—35 м, до 50—100 м. Маастрихт и, возможно, батский ярус также морские. Это было время максимальной трансгрессии, когда Арапо-Каспийское море соединялось с Западно-Сибирским. Среди пород преобладают песчаные осадки, часто с глауконитом в прибрежных зонах; известковистые глины, мергели, алевриты — в более глубинных. Встречаются обильные остатки морской фауны. Мощность толщи в центральной части Тургайского прогиба в среднем 20—25 м, но возрастает в сторону морских бассейнов. В Прииртышье она достигает 280 м.

Палеоценовые осадки (рис. 75) обнажены на севере прогиба (глауконит-кварцевые пески, опоковые глины) и вскрыты скважинами на юге — серые глины, часто песчаные, опоковые, глауконит-кварцевые алевролиты (рис. 76). Такие же породы отмечены и в Прииртышье, причем пески и алевриты отвечают литоральной фации, а глины и опоки — пелагической. Мощность палеоценена превышает в прогибах 200 м. Аналогичный состав имеет и нижний эоцен. Средне-верхнеэоценовая тасаранская свита распространена в Тургайском прогибе на всем его протяжении. В ней преобладают серые кремнистые глины, опоки. Мощность 45—130 м. Вышележащая саксаульская свита состоит из кварцевых песков и кварцитовидных песчаников мощностью 5—70 м. Ее перекрывает выдержанная мощная толща зелено-серых листоватых гипсоносных феримонтмориллонитовых чеганских глин с конкрециями сидерита и серного колчедана (верхний эоцен — нижний и средний олигоцен), распространенная почти повсеместно в Тургайском прогибе, к северу от г. Кокчетава и в Прииртышье. Выше расположены континентальные отложения олигоцена, состоящие из разнообразных глин, гипсоносных, содержащих растительный детрит светлых бурых и зеленых кварцевых песков и алевритов. Для толщи характерны мощные слои оолитовых железных руд, развитых на больших площадях в Тургайском прогибе и в Прииртышье, пласти бурых углей, линзы и желваки серного колчедана в глинах. Мощность до 150 м в Прииртышье, до

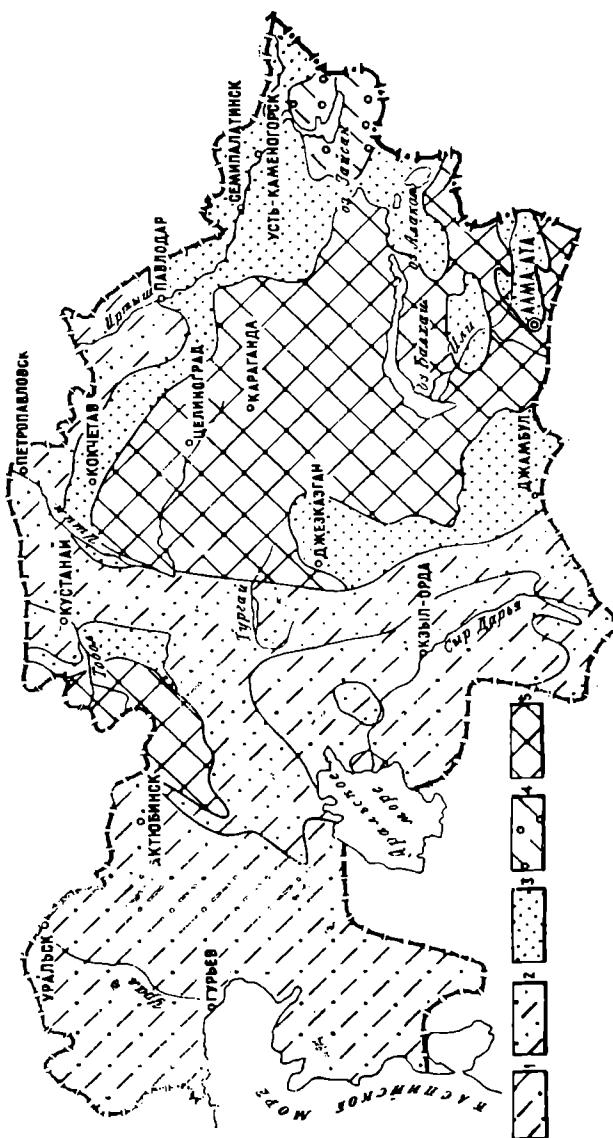


Рис. 76. Литолого-палеогеографическая схема палеоценена. По материалам Атласа литолого-палеогеографических и палеотектонических карт СССР (1969) с дополнениями
 1—4 — площади накопления осадков: 1 — песчано-глинистых (мелкое море), 2 — глинисто-песчаных с глауконитом (прибрежная часть моря), 3 — преимущественно песчаных (зерно-аллювиальных равнины), 4 — преимущественно грубообломоч-ных (локальные депрессии); 5 — области размыва

260 м — в Турагайском прогибе. Эти отложения в Турагайском прогибе слагают в основном выровненное плато.

Миоценовые породы обнажены на значительной площади в Турагайском прогибе и на территории от Ишима до Иртыша. На востоке низы миоцена (аральская свита) — это преимущественно зеленые и зелено-бурые глины с конкрециями мергелей и гипса (мощность 16—35 м). В Турагайском прогибе нижний — средний миоцен (40 м) представлен светлыми коричнево-серыми и бледно-зелеными глинами, глинистыми алевритами с прослоями мергелей. Средний — верхний миоцен — буровато- и серо-зеленые глины с железо-марганцевыми бобовинами. Павлодарская свита (верхний миоцен — нижний плиоцен) распространена в Приишмье. Это красно-бурые и зеленовато-бурые глины (25 м), лежащие с размывом на аральской свите. Эта же толща развита в Кокчетавском районе и на юго-востоке Турагайского прогиба, где представлена красноцветными песчанистыми и известковистыми глинами с прослоями песков. Средний — верхний плиоцен чаще всего выполняет древние эрозионные ложбины, расположенные вдоль современных долин и придолинных участков, выражен в низах песчано-гравийно-галечными, выше песчано-глинистыми отложениями аллювиального и пролювиально-аллювиального генезиса.

Плиоцен-четвертичные отложения слагают обширные водораздельные пространства Турагайского прогиба и Петропавловского района. Они залегают на разновозрастных породах. Широко развиты желто-бурые и буро-серые алевритистые глины и глинистые алевриты с карбонатными стяжениями, бурые суглинки; иногда разрезы существенно песчаные.

Четвертичные отложения элювиальные, делювиальные, золовые, аллювиальные, озерные, аллювиально-озерные (Турагайская ложбина, долина Иртыша, долины, террасы и котловины рек и озер, склоны возвышенностей, отдельные участки водоразделов). Среди них преобладают супеси, суглинки, мелкозернистые пески с прослоями средне- и грубо-зернистых; в долинах крупных рек — разнозернистые пески с прослоями гравийно-галечников. Мощность отдельных толщ четвертичных отложений достигает 20—30, а местами и 70—80 м. Отложения долин не всегда совпадают с существующей речной сетью. В ранне-среднечетвертичное время в междуречье Ишим — Иртыш и на севере Турагайского прогиба существовали долины широтной ориентировки.

Кора выветривания вскрыта во многих районах на различных уровнях. Установлены раннемезозойский, позднемезозойский, олигоцен-неогеновый этапы корообразования. Раннемезозойская кора установлена в породах, перекрываемых юрой, и внутри туринской серии в Кушмурунском

грабене. Развита ограниченно. В продуктах раннемезозойской коры преобладают глинистые массы светло-серого, красно-бурового и фиолетового цвета, что зависит от состава исходных пород. В них преобладают каолинит, гидрослюды, кварц, гидроокислы железа. Позднемезозойская кора выявлена на многих участках на различных гипсометрических уровнях под покровом более молодых отложений. Ее мощность 30—40 м, но иногда достигает и 150 м (в зонах разломов). Сокращена на Кустанайской седловине. Кора этого этапа перекрыта альб-сеноманскими отложениями и, видимо, возникла в основном в неокоме. Встречаются латеритные и каолинитовые коры выветривания и продукты их переотложения, это пестроцветные и светлые каолинитовые, ферримонтмориллонитовые, гидрослюдистые глины, бокситы, аплиты, маршаллиты. Возраст олигоценовой коры выветривания установлен по выветриванию чеганских глин, приобретающих пеструю окраску. Характерной особенностью олигоценовых кор выветривания является гидрослюдисто-каолинитовый и кремнеземисто-каолинитовый состав и концентрация в верхах коры кремнисто-железистых бобовин, иногда составляющих сплошной каменистый или рыхлый слой.

Инtrузивный магматизм. С триасовым вулканизмом связано образование силлов и даек базальтов и андезито-базальтов севера Тургайского прогиба. Возможно, такие базальты имеют и кайнозойский возраст (Бурлукская впадина).

Тектоническое строение. Фундамент молодой платформы от Казахского щита быстро погружается под отложения мезозоя и кайнозоя, и у северной границы Казахстана мощность чехла составляет 2500—3000 м. Различаются ступени относительно более быстрого погружения (наклон 2—3°), где предполагается существование зон разломов. В кровле фундамента наблюдаются поднятия и депрессии — грабены с относительной глубиной до 2000 м, выполненные мезозойскими угленосными толщами. В Прииртышье структуры ориентированы в северо-западном направлении. Здесь выделяются Павлодар-Лебяжинское и Муялдинское поднятие, Калатузский прогиб, разделяющий их, Маралдинский и Славгородский прогибы.

Тектоническое строение Тургайского прогиба изучено лучше. Ориентированный меридионально прогиб асимметричен. Его восточный склон более круто, западный — пологий. Поверхность фундамента приподнята между г. Кустанаем и оз. Сарымой и опускается на север и более круто к югу. В районе поперечного поднятия в осевой зоне общая мощность чехла составляет до 200 м, в краевых частях прогиба —

100 м. На севере наибольшая мощность около 300 м, а на юге она превышает 1700 м. На участках грабенов мощность чехла, естественно, больше.

Триасовые и юрские породы выполняют депрессии фундамента, нередко обрамленные разрывными нарушениями (грабены Кушмурунский, Черниговский, Приозерный, Эгинсайский и др.). Амплитуды смещения по разрывам 100—200 м, даже до 500 м. Падение смеcителей крутое. Иногда разрывы не установлены. Внутреннее строение грабенов синклинальное, сильно нарушенное второстепенными разрывами. Углы падения пластов 3—5°, до 10°. Грабены ориентированы в основном в северо-восточном направлении, некоторые, более крупные (5—20×100—138 км), в меридиональном. В южной части прогиба породами нижнего яруса выполнены котловины с относительно круто падающими (до 10°) бортами.

Породы мела — палеогена образуют основной чехол прогиба. Они слагают главные структурные элементы — Северо- и Южно-Тургайскую впадины, разделяющую их Кустанайскую седловину и моноклинали склонов прогиба. Породы залегают субгоризонтально в пределах седловины и слабо наклонены к наиболее погруженным частям прогиба в краевых зонах. Мелкие структурные формы выражены слабо и отмечены лишь в породах мела, особенно в Южно-Тургайской впадине. Углы падения пород вверх по разрезу выполняются, палеогеновые лежат практически горизонтально. В олигоцен-раннеплиоценовое время борта впадины и Кустанайской седловины поднялись и наметились зоны опусканий вдоль западной периферии прогиба, между Тургайской ложбиной и долиной р. Ишим и в районе Улы-Жиланшиской дуги. Тектонические движения конца плиоцена — четвертичного времени определили современное строение прогиба, им свойственны общие поднятия и наличие широтных и субширотных пологих локальных структурных элементов (валов и понижений).

ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

Туранская плита расположена в Западном Казахстане и частично в Узбекской и Туркменской ССР. Она включает равнинные территории между Каспийским и Аральским морями (плато Устюрт, Мангышлак, Каракумы), районы Приаралья, южные районы Тургайской равнины, долины нижних течений рек Амударья, Сырдарья, Чу и Сарысу. Границы Туранской плиты различными исследователями проводятся неоднозначно, но большинством приняты следующие: на западе плита перекрыта акваторией Каспийского

моря, на северо-западе, в районе Южной Эмбы, она граничит с Прикаспийской впадиной Восточно-Европейской платформы; на севере и северо-востоке ее контуры совпадают с выходами на поверхность домезойских складчатых сооружений Урала и Центрального Казахстана и она смыкается с Тургайским прогибом; на юго-востоке и юге плита ограничена альпийским орогенным поясом, состоящим из хребтов и кряжей Западного Тянь-Шаня и Копетдага и их предгорных впадин.

Фундамент Туранской плиты представляет собой сложное гетерогенное сооружение, образованное различными по составу и возрасту геологическими формациями — от докембрийских до пермо-триасовых включительно. Эти образования в той или иной мере дислоцированы, разбиты разломами и прорваны интрузиями. Формировались они в геосинклинальных условиях, и лишь в северо-восточной части плиты (Чусарысуйская впадина) под платформенными мезозой-кайнозойскими отложениями распространены слабо дислоцированные плащеобразно залегающие породы девона, карбона и перми, в настоящее время называемые квазиплатформенными. Данные бурения показывают, что под мезозой-кайнозойским чехлом распространены геологические образования, аналогичные формациям, обнажающимся по периферии плиты, в ее обрамлении. Таким образом, имеется возможность протрассировать домезозойские структурно-формационные зоны горноскладчатого обрамления плиты в ее внутренние части. Однако в центре плиты выделяются изолированные блоки, не имеющие четкой прямой связи со складчатыми обрамлениями. Их интерпретация затруднена и менее надежна. В строении фундамента плиты участвуют центральные и западные геолого-структурные элементы Кокчетав-Тянь-Шаньской складчатой системы, герциниды Уральской и Манышлакской систем, а также древние блоки (срединные массивы), вовлеченные в эти системы или разделяющие их.

Стратифицированные образования. Платформенный чехол Туранской плиты сложен отложениями от верхнетриасовых до четвертичных включительно, как правило, с глубоким структурным несогласием залегающими на складчатом фундаменте. Развит мезозой-кайнозойский чехол в пределах плиты почти повсеместно. Исключением являются Карагатайский кряж, возвышенности в Центральных Кызылкумах (Букантау, Тамдытау, Кульджуктау, Султануиздаг и др.) и на севере (Жаманшин), Горный Манышлак, где на поверхность непосредственно выходят породы домезозойского фундамента, приподнятые в киммерийско-альпийскую тектоническую эпоху. Стратиграфическая полнота разреза платформенного чехла и его мощности в различных частях плиты

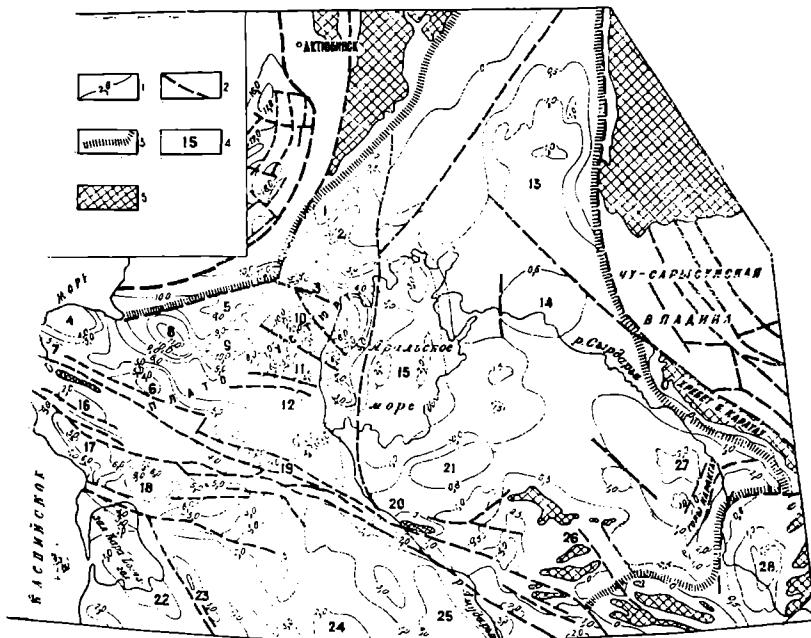


Рис. 77. Структурная карта осадочного чехла Туранской плиты. Составлена с использованием материалов геофизики, геологических съемок и бурения

1 — изогипсы поверхности фундамента (знак минус около цифр опущен для простоты изображения); 2 — разрывные нарушения; 3 — границы Туранской плиты; 4 — номера структурных элементов осадочного чехла; 5 — выходы домезозойских образований на поверхность. Структурные элементы чехла: 1 — Чушакольская антиклиналь, 2 — Челкарский прогиб, 3 — Аккулковское поднятие, 4 — Северо-Бузачинский свод, 5 — Мынсаулмасское и 6 — Шольтауское поднятие, 7 — Южно-Бузачинский прогиб, 8 — Бейнеуская впадина, 9 — Самский прогиб, 10 — Косбулакская впадина, 11 — Актумукское поднятие, 12 — Барсакельмесская и 13 — Южно-Тургайская впадины, 14 — Нижнесырдаринский свод, 15 — Восточно-Аральская впадина, 16 — Беке-Башкудукский вал, 17 — Южно-Манышлакский и 18 — Ассакеауданский прогибы, 19 — Центрально-Устюртская система поднятий, 20 — Султануиздагский выступ, 21 — Бузгульское поднятие, 22 — Карабогазский свод, 23 — Тааркырский вал, 24 — Центрально-Каракумский свод, 25 — Амударьинская впадина, 26 — Центрально-Кызылкумский массив, 27 — Сырдаринская впадина, 28 — Приташкентский прогиб

сильно меняются. Наиболее полные приурочены к центральным районам крупных, длительно развивавшихся впадин. Мощность чехла здесь достигает 4—5 км (рис. 77). Сокращенные разрезы мощностью в первые сотни или даже десятки метров свойственны внутренним поднятиям и прибрежным частям впадин.

По наличию региональных перерывов и несогласий разрез платформенного чехла расчленяется на ряд структурных этажей. Их количество и границы в разных частях Туранской плиты неодинаковы. Кроме субъективных причин, связанных с различием в подходе к этому вопросу и разной степенью изученности, имеет место реальное скольжение возраста латеральных структурных границ в разных частях Туранской плиты. С учетом некоторого осреднения можно выделить три структурных этажа: верхнетриасовый — юрский, мел — нижнеолигоценовый, среднеолигоценовый — четвертичный. Каждый из них может быть разделен на структурные ярусы. Общая особенность платформенного чехла Туранской плиты — последовательное увеличение роли морских отложений во всех системах мезозоя и кайнозоя с востока на запад региона.

Верхнетриасовые-юрские отложения слагают нижний структурный этаж. В их разрезе выделяются верхнетриасовая-нижнеюрская, среднеюрская и верхнеюрская толщи (см. рис. 71).

Верхнетриасовая-нижнеюрская толща распространена ограниченно, заполняет мульды в рельефе фундамента и грабен-синклинали. Наибольшие площади она занимает на Мангышлаке и в Устюрте, но развита и в Приаралье, и во впадинах Восточного Приаралья, и в районе хр. Карагат (см. рис. 69). Нижняя граница толщи не везде одновозрастна — на Мангышлаке она начинается нижеюрскими породами, так же как и в прогибах близ Карагатского кряжа; на периферии Мугоджар и в Северном Устюрте к ней относится и верхний тряпс (чушкакульская серия). Эта толща сложена континентальными сероцветными терригенными породами с обуглившимися растительными остатками и в ряде районов с пластами угля рабочей мощности. Повсюду она формировалась в континентальных условиях. В составе толщи преобладают глины или аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников (песков). В Горном Мангышлаке в верхней части толщи присутствуют пестроцветные песчаники. На востоке (Нижнесырдаринский свод) отложения также более грубо-зернистые (преобладают алевролиты и песчаники), пестроцветные.

Среднеюрская толща развита несколько шире верхнетриасовых-нижнеюрских отложений и залегает на них чаще всего с размывом (см. рис. 70). В западной части плиты, включая акваторию Аральского моря, среднеюрские отложения распространены плащеобразно, увеличивая мощность в прогибах до 1000 м и уменьшая на поднятиях до первых сотен и десятков метров. В восточной части плиты они залегают в изолированных мульдах и грабен-синклиналях.

В мульдах их мощность невелика — первые сотни метров, в грабен-синклиналях она резко возрастает, превышая местами 1000 м. В пределах плиты среднеюрская толща сложена сероцветными терригенными отложениями (преобладают глины, прослои песков и алевролитов, особенно у поднятий) с пластами угля рабочей мощности. На большей части плиты они имеют континентальный генезис, и лишь на крайнем западе региона (Южный Мангышлак) в их разрезе появляются морские слои с остатками разнообразной морской фауны.

Верхнеюрская толща распространена шире, чем предыдущие. На западе плиты она развита повсеместно (рис. 78). Здесь кроме терригенных пород (серых глин, серых и бурых песчаников и алевролитов) большую роль играют морские карбонатные образования (бурые и серые известняки, иногда песчанистые). Мощность верхнеюрских отложений обычно не превышает первых сотен метров. В северо-восточной части плиты верхнеюрские отложения распространены спорадически и приурочены к отрицательным структурам. Формировались они здесь в континентальных условиях и представлены главным образом сероцветными и пестроцветными породами (песчаниками, алевролитами, гравелитами, глинами) небольшой мощности (до первых сотен метров).

Мел-нижнеолигоценовые отложения (структурный этаж) можно разделить на пять основных толщ: неокомскую, апт-среднеальбскую, верхнеальб-сеноманскую, турон-датскую, палеоцен-нижнеолигоценовую (см. рис. 74). Изученность этих толщ довольно высокая. Повсеместно они расчленены до ярусов и более дробно.

Отложения неокома составляют нижнюю часть этажа. На западе плиты они распространены так же, как и верхнеюрская толща. Здесь неоком представлен морскими терригенными известковистыми породами (светлые кварцевые пески и песчаники, известняки, песчано-известковистые глины), лишь барремский ярус выражен пачкой континентальных красноцветных глин, алевролитов и песчаников мощностью 20—80 м. Общая мощность неокома достигает 200 м. В восточной части плиты неоком распространен значительно шире юрских отложений и местами залегает непосредственно на породах фундамента. Представлен он континентальной красноцветной толщей, состоящей из глин, алевролитов и песчаников, среди которых вблизи поднятий появляются конгломераты. Мощность 300 м.

Апт-среднеальбская толща развита аналогично неокомской (рис. 79), однако в отличие от нее сложена сероцветными терригенными отложениями (рыхлые песчаники, глины, конгломераты). На западе плиты они имеют морской генезис,

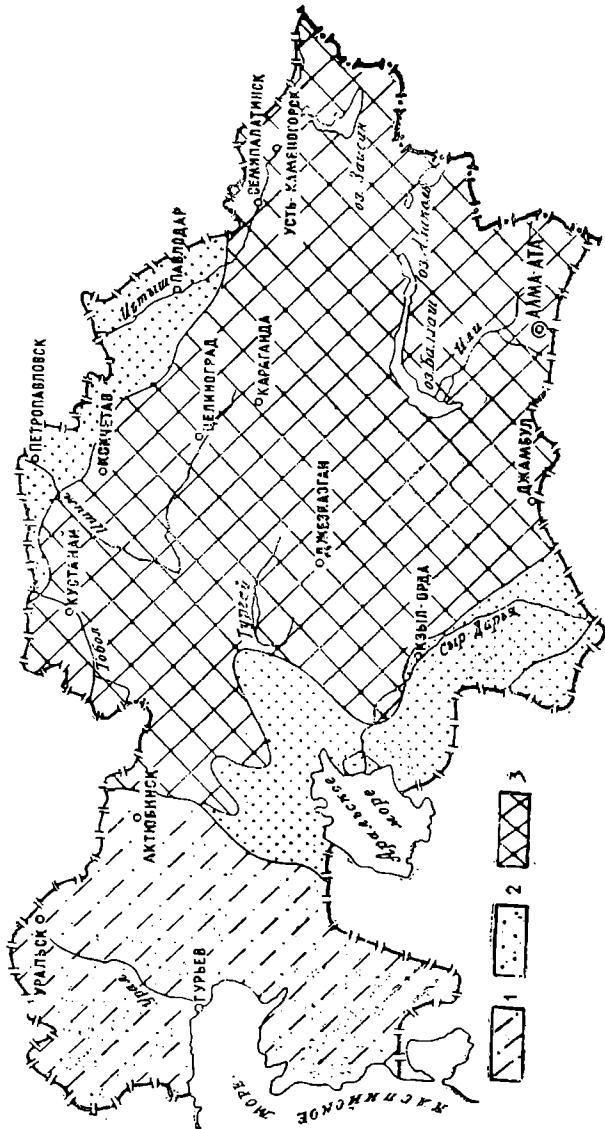


Рис. 79. Литолого-палеогеографическая схема раннего мела (аптский век). По материалам Атласа литолого-палеогеографических и палеотектонических карт СССР (1969) с дополнениями
Площади накопления осадков: 1 — песчано-глинистых (мелкое море) и 2 — глинисто-песчаных (озерно-аллювиальных) равнина; 3 — области размыва

в районе Аральского моря морские слои переслаиваются с континентальными, а еще восточнее представлены только континентальными разностями. Мощность толщи меняется от 100 до 200 м.

Верхнеальб-сеноманская толща распространена шире по сравнению с неокомской и апт-среднеальбской. В ней повсеместно развиты терригенные породы, среди которых преобладают песчаники и пески. На западе плиты это — сероцветные отложения морского генезиса с фосфоритовыми прослойками и пластами серых глин, на востоке — красноцветные и пестроцветные континентальные. На западе их мощность достигает 700 м, на востоке уменьшается, составляя вблизи горного обрамления десятки метров.

Турон-датская толща среди меловых отложений распространена наиболее широко. На крайнем западе плиты (Манышлак) она выражена характерной однообразной толщей светло-серых известняков мощностью до 300—400 м. В более восточных районах ее состав и мощности не выдержаны. На Устюрте это морские сероцветные терригенные породы мощностью 300—400 м, а к востоку от Аральского моря в их разрезе значительное участие принимают континентальные красноцветные слои. Лишь маастрихтский ярус (см. рис. 72) почти повсеместно выражен морскими карбонатными породами мощностью 20—80 м. В Восточных Кызылкумах датский ярус представлен характерной пачкой доломитов и ангидритов мощностью до 60 м. Общая мощность турон-датской толщи в районах, расположенных к востоку от Аральского моря, составляет от 300 до 500 м.

Палеоцен-нижнеолигоценовая толща распространена шире других в этом структурном этаже (см. рис. 72 и 76). Она обнажена на больших площадях в Приаралье и в Чу-Сарысуйской впадине, слагает обрывы «чинков» Устюрта. Эта толща единственная, сложенная морскими осадками на всей территории плиты (см. рис. 75). На западе (Манышлак, Устюрт) ее образуют светлые, различно окрашенные мергели и известняки. В Приаралье в низах толщи присутствуют глауконитовые пески и песчаники, мергели, опоки и карбонатные глины. Средний — верхний эоцен (тасаранская свита) представлен бескарбонатными, карбонатными, опоковидными глинами, мергелями, нуммулитовыми известняками. Их перекрывают кварцевые пески и кварцитовидные песчаники, сменяющиеся к центру бассейна глинами (саксаульская свита). Верхи толщи слагают мощные серо-зеленые глины чеганской свиты. В Кызылкумской и на северо-западе Чу-Сарысуйской впадины морские отложения толщи представлены преимущественно серыми глинами, белыми и серыми кварцевыми песками: значение карбонатных пород меньше.

Мощность толщи хорошо выдержана и составляет 200—400 м.

Среднеолигоцен-четвертичные отложения (верхний структурный этаж) распространены почти на всей территории Туранской плиты, отсутствуют лишь в сводовых частях крупных поднятий. В распределении их общей мощности наблюдается четкая закономерность. Максимальные значения отмечены при переходе к альпийскому орогенному поясу, а на остальной территории они не превышают первых сотен метров. В разрезе этажа выделяются три толщи: среднеолигоцен-нижнемиоценовая, среднемиоцен-нижнеплиоценовая и верхнеплиоцен-четвертичная. Границы между ними четкие, выражены перерывами в осадконакоплении. Внутри толщ также имеются перерывы, но значение их второстепенное.

Среднеолигоцен-нижнемиоценовая толща (рис. 80) в западных районах плиты (вблизи Каспийского моря и на Устюрте) представлена морскими отложениями, среди которых ведущая роль принадлежит зеленовато-серым глинам, иногда алевритистым, местами карбонатным. В Северном и Северо-Восточном Приаралье, где в низах толщи преобладают глины коричневато- и зеленовато-серые, нередко загипсованные, с прослоями мергелей, алевритов и песчаников, в верхах наряду с глинами развиты пески, алевролиты с прослоями гравия и гальки, появляются континентальные пестро- и красноцветные разности, которые к востоку и юго-востоку от Аральского моря преобладают в разрезе (красные, серые, зеленые глины, белые и охристо-желтые кварцевые пески, лигниты). Мощность толщи за пределами альпийского пояса 100—150 м.

Среднемиоцен-нижнеплиоценовая толща, как и нижележащая, на западе плиты, где она обнажена на обширных площадях, сложена морскими осадками, среди которых преобладают оолитовые известняки, ракушечники, белые мергели. В низах толщи присутствуют терригенные породы и гипсы. В Северном Приаралье это мелкозернистые пески, пепельно- и зеленовато-серые, красно-бурые алевритистые глины с железо-марганцевыми бобовинами, а в более восточных и юго-восточных районах — в основании конгломераты и грубозернистые пески, красно-бурые известковистые глины, иногда розовые и палевые известняки и мергели. В пределах собственно плиты мощность толщи не превышает 100 м.

Верхнеплиоцен-четвертичная толща завершает разрез платформенного чехла. Чаще она с размывом ложится на подстилающие толщи, а на обширных площадях (Устюрт, Мангышлак, Приаралье) отсутствует или очень маломощна. На западе (п-ов Бузачи, побережье и котловина Аральского моря, Мангышлак и Устюрт), ее представляют морские

известняки, ракушечники, известковистые песчаники и пески побережья, иногда переработанные эоловыми процессами, озерные, пролювиальные, элювиальные, эоловые отложения котловин, редких сухих долин рек, соров, такыров и выровненных поверхностей — песчано-глинистые осадки, щебень, суглинки, эоловые пески. В Кызылкумах и Восточном Приаралье к позднему плиоцену отнесены континентальные и морские желто-серые, бурье и палевые карбонатные и песчанистые глины, бурые и палевые пески, рыхлые песчаники, алевролиты, мергели. Четвертичные породы Аральского бассейна (долины рек Сырдарьи, Чу и Сарысу, Северное и Восточное Приаралье) преимущественно озерные, аллювиальные, эоловые (серые и зелено-серые глины, пески, алевриты, суглинки, супеси, мощные лёссовидные суглинки), на побережье Аральского моря — морские (кварцевые и карбонатно-кварцевые пески, зеленовато-желтые глины, галечники). Широко распространены эоловые пески — продукт разведения более древних толщ. Общая мощность толщи на территории плиты не превышает десятков метров.

Интрузивный магматизм мезозоя—кайнозоя на территории плиты не проявлен.

Тектоническое строение. Структура платформенного чехла Туранской плиты на всю его мощность неодинакова. Каждому из перечисленных структурных этажей свойственны особенности структурного плана, но в целом отчетливо намечается усложнение структуры чехла от верхних горизонтов к нижним. По верхним горизонтам структуры имеют обычно меньшие амплитуды и более простую морфологию. Тем не менее главные структурные элементы выражены по всем горизонтам. К ним относятся крупные впадины и поднятия, а также промежуточные структурные элементы — моноклинали, седловины и структурные террасы (ступени) (см. рис. 77). В крупных впадинах выделяются структуры более высоких порядков: прогибы, местные поднятия, брахиシンклинали и брахиантклинали. Среди поднятий различают валы и своды.

Анализ строения платформенного чехла Туранской плиты показывает, что ее территорию по структурным особенностям можно разделить на две части: северную (большую по размерам) и южную. Эти части разделяются субширотной протяженной системой поднятий, включающей с запада на восток Манышлакско-Центрально-Устюртский вал и находящиеся за пределами Казахстана Султануздагский выступ, Центрально-Кызылкумский массив, Нурагауский кряж. Восточнее эта система поднятий сливается с хребтами Западного Тянь-Шаня. В этой полосе складчатый фундамент либо

выходит на поверхность, либо залегает неглубоко, до 1—1,5 км. В северную часть плиты входят Северо-Устюртская, Восточно-Уральская, Южно-Тургайская, Сырдарынская и Чу-Сарысуйская впадины, Куландинско-Султануиздагский вал (вал Архангельского) и Нижнесырдарынский свод, а также Примугоджарская и Северо-Приаральская зоны линейных дислокаций.

Северо-Устюртская впадина — самый крупный структурный элемент северной части Туранской плиты. Она занимает большую часть Северного Устюрта, выходя на побережья Каспийского и Аральского морей. На севере впадина ограничена краевым швом Прикаспийской впадины. В Северо-Устюртской впадине выделяются шесть прогибов (Южно-Бузачинский, Бейнеуский, Самский, Косбулакский, Челкарский, Барсакельмесский) и пять поднятий (Северо-Бузачинское, Мынсуалмасское, Шолтауское, Базайское, Кассарминское). В свою очередь, они осложнены локальными структурами, амплитуда которых по кровле мела достигает в брахиантклиналях Мынсуалмасского поднятия 70—80 м, а днища мульд в зонах прогибов опущены на 50—100, а иногда и 100—200 м по отношению к седловинам. Глубина залегания домезозойских пород в наиболее опущенных частях Северо-Устюртской впадины достигает 6 км и уменьшается на поднятиях до 2—3 км.

Восточно-Аральская впадина охватывает восточную часть акватории Аральского моря и прилегающую часть Восточно-Приаралья. Впадина имеет изометричные очертания. Глубина до фундамента в ее центральной части на юго-восток уменьшается до 1,5 км. В пределах впадины на западе прослеживается ряд меридиональных ступеней (уступов), разделенных пологими флексурами.

От Северо-Устюртской впадины данная структура отделена Куландинско-Султануиздагским валом, проходящим субмеридионально от южного окончания Урала на юг через п-ов Куланды (Северное Приаралье), о-в Возрождения и п-ов Муйнак (Южное Приаралье) до гор Султануиздаг, где соединяется с субширотным Мангышлакско-Центрально-Устюртским валом. Куландинско-Султануиздагский вал как единая структура был выделен в 30-х годах А. Д. Архангельским, из-за чего его часто называют «валом Архангельского». С ним связаны меридиональные разрывные нарушения, фиксируемые геофизическими методами.

Южно-Тургайская впадина занимает южную часть Тургайской равнины, где глубина залегания складчатого фундамента более 2 км. Здесь отмечены отдельные глубокие впадины, выполненные юрскими отложениями. От Восточно-Аральской впадины Южно-Тургайская отделена Нижнесырдарынским

сводом и Иргизской седловиной, простирающейся от свода на северо-запад до выходов на поверхность фундамента в районе верховьев р. Иргиз.

Нижнесырдарьинский свод расположен в низовьях р. Сырдарьи и разделяет три крупные впадины: Восточно-Аральскую, Южно-Тургайскую и Сырдарьинскую. Эта структура имеет изометричную форму и хорошо выражена на поверхности выходами меловых отложений. С северо-востока она обрамлена разрывами. Глубина залегания фундамента в центральной части свода 300—400 м.

Сырдарьинская (Восточно-Кызылкумская) впадина расположена к востоку от Восточно-Аральской и отделена от нее Аккырско-Кумкалинской седловиной. На северо-востоке и юге она ограничена соответственно Карагатским и Нурагатским кряжами, а на юго-западе Центрально-Кызылкумским массивом; на юго-востоке она переходит в прогибы альпийского орогенного пояса. Внутреннее строение Сырдарьинской впадины сложное. В ее пределах выделяются (включая альпийские структуры) шесть прогибов — Урмекумский, Жаугашский, Бердинский, Байркумско-Арысский, Ергашкудукский и Келесский и пять поднятий — Торткудукское, Балтакольско-Басагинское, Карагатское, Чулинское, Чардаринское. Границы между этими структурными элементами обычно проводятся по флексурам и разрывам. Глубина залегания фундамента в прогибах достигает 3 км, уменьшаясь на поднятиях и в прибрежных частях впадины до первых сотен метров.

Чу-Сарысуйская, или Чуйская, впадина расположена на северо-востоке Туранской плиты, на границе с Казахским щитом. От Сырдарьинской впадины она отделена Карагатским кряжем, а от Южно-Тургайской впадины — Арыскумской седловиной. На юге впадина обрамлена хребтами Северного Тянь-Шаня (Киргизский хребет). Залегание мезозой-кайнозойских отложений здесь более спокойное, чем в других впадинах плиты. Они залегают горизонтально на большей части территории, почти не нарушены разрывами, и в мезозой-кайнозойском чехле отсутствуют локальные структуры. Лишь вблизи хр. Карагат и Киргизского хребта чехол нарушен альпийскими движениями. Здесь отмечены максимальные мощности кайнозоя. На части впадины, относящейся к плите, мощности мезозоя и кайнозоя не превышают первых сотен метров. Ее южная часть принадлежит уже альпийскому поясу, и мощности кайнозоя там значительно больше. Иногда в Туранскую плиту ее не включают.

В северной части плиты выделяются две своеобразные зоны линейных дислокаций: Примугоджарская и Северо-Приаральская, представляющие собой системы субмеридио-

нально ориентированных линейно-вытянутых положительных и отрицательных складок (мегантиклиналей и мегасинклиналей), развитых на погружении к югу Уральской складчатой системы, унаследованных по отношению к структурам складчатого фундамента.

В платформенном чехле южной части Туранской плиты выделяют Южно-Манышлакско-Южно-Устюртскую и Амударьинскую впадины, Карабогазский и Центрально-Каракумский своды, Предкотедагский прогиб.

Южно-Манышлакско-Южно-Устюртская впадина занимает Южный Манышлак и западную часть Южного Устюрта, выходя западным флангом в акваторию Каспийского моря. Впадина имеет удлиненную форму и ориентирована субширотно, параллельно Манышлакско-Центрально-Устюртскому валу, ограничивающему ее с севера. Вдоль их границы развита структурная ступень (или терраса), в которой сосредоточены тектонические дислокации и которая состоит из отдельных фрагментов. Западный ее фрагмент (Манышлакский) получил название Жетыбай-Узенской ступени, восточный (Устюртский) — Шахпахтинской ступени. На юге и юго-востоке впадина ограничена соответственно Карабогазским и Центрально-Каракумским сводами, отделяющими ее от Предкотедагского прогиба и Амударьинской впадины. Внутренняя структура впадины сложная. В ее пределах выделяют Сегендыкский, Жазгурлинский, Казахский, Ушкудук-Карсайский прогибы, Песчаномысско-Ракушечный поднятый блок, Карынжарыкскую седловину. В пределах впадины и особенно Жетыбай-Узенской ступени, а также других структурных элементов расположены локальные брахиантиклинали, к которым приурочены газонефтяные месторождения. Глубина залегания фундамента в центральных частях прогибов 5—6 км.

Карабогазский свод — поднятие на юго-западе Туранской плиты, имеющее близкую к изометричной эллипсовидную форму с длинной осью, ориентированной с юго-востока на северо-запад. Глубина залегания фундамента в центральных частях свода 1—2 км.

Амударьинская впадина, Центрально-Каракумский свод и Предкотедагский прогиб находятся за пределами Казахстана.

Глава 9

АЛЬПИЙСКИЙ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Тектонические движения, начавшиеся в конце палеогена и значительно усилившиеся в конце неогена и четвертичном периоде, нарушили покой значительной части Евразиатской платформы и создали на юге и востоке Казахстана новые структурные элементы, вошедшие в состав глобального альпийского орогенного пояса. К ним относятся хребты Северного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Тарбагатая и Алтая, предгорные и межгорные впадины, разделяющие хребты или располагающиеся у их подножий. Характерная особенность пояса — большая контрастность перемещений, относительная величина которых приближается к 10 км. Ветвь пояса, расположенная в Казахстане, в целом имеет направление с юго-запада на северо-восток, однако отдельные его структурные элементы — хребты и впадины — ориентированы различно, почти всегда под углом к общему его простиранию, — на северо-запад, субширотно, на восток-северо-восток (рис. 81).

Фундамент пояса образуют сооружения Кокчетав-Тянь-Шаньской и Чингиз-Тарбагатайской каледонских складчатых систем, Джунгаро-Балхашской и Зайсанской герцинских. В геологической жизни территории пояса после консолидации геосинклинальных систем можно наметить три этапа — раннеплатформенный (средний триас — юра), собственно платформенный (мел — палеоген) и орогенный эпиплатформенный (неоген — четвертичное время). На первых двух этапах геологическая жизнь в пределах пояса не отличалась от жизни в других частях Евразиатской платформы, что отразилось в составе геологических отложений.

Стратифицированные образования. Породы среднего триаса — юры локализованы в изолированных мульдах и грабенах, расположенных от Причимкентского района до Зайсанской котловины. Они повсюду континентальные, угле-

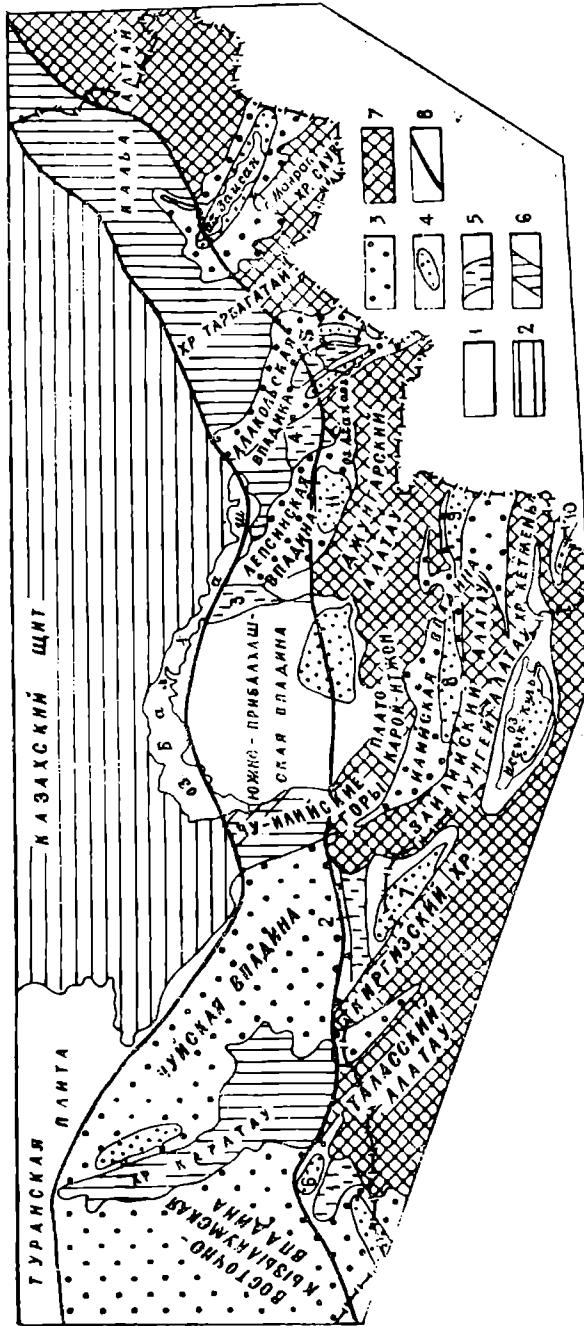


Рис. 81. Тектоническая схема альпийского орогенного эпиплатформенного пояса

1 — плиты и 2 — щиты эпигерцинской платформы; 3 — предгорные и межгорные впадины и 4 — наиболее глубокие прогибы в них; 5 — перекрытые чехлом кайнозоя поднятия; 6 — кряжи и поднятия в зоне перехода от эпиплатформенного пояса к платформе; 7 — поднятие; 8 — границы орогенного эпиплатформенного пояса;

не перехода от эпиплатформенного пояса к платформе. Цифры на карте: 1 — Причимкентские Чути, 2 — Курагатинский вал, 3 — Ушкакаринский поднятие; 4 — Сайкан-Арганатинское и 5 — Центрально-Алакольское поднятие, 6 — Арысский, 7 — Северо-Киргизский, 8 — Алма-Атинский и 9 — Джалкинский (Джаркингский) прогибы, 10 — Текесский поднятие, 11 — Преслужургаский прогиб Леп-Синской впадины

носные, как правило, залегают с размывом и угловым несогласием на более древних отложениях. На юго-западе известны Ленгерская мульда и Леонтьевский грабен (хр. Карапатай) с рэт-юрскими отложениями. В восточной части Чу-Сарысуйской впадины юра залегает в районе Хантау и у подножий Кендыктаса, в Юго-Западном Прибалхашье развиты нижне-среднеюрские отложения, а в Алакольском районе — рэт-юрские. Наибольшую площадь рэт-юрские породы занимают в Илийской впадине, а наиболее полные разрезы среднего (?) — верхнего триаса установлены в хр. Саур (Кендерлыкская мульда; см. рис. 69, 70).

В хр. Карапатай (Леонтьевский грабен) и смежных с ним с юго-запада районах (Ленгер, Кельтемашат) отложения начинаются рэтским ярусом, а завершаются верхней юрой. Породы не всегда однотипны. Чаще это серые песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослойями бурых углей и с конгломератами в основании толщи и отдельных свит, но отмечаются и пестроцветные глины, и терригенные породы (Ленгер, Кельтемашат), приуроченные к низам (рэт) и верхам (верхняя юра) толщи. В Карапатай к верхней юре относятся «рыбные сланцы» — озерные тонколистоватые битуминозные доломитовые мергели с обильными отпечатками рыб.

В Илийском бассейне разрез толщи начинается также конгломератами и песчаниками рэтского яруса. В разрезах рета — средней юры преобладают серые песчаники, алевролиты с прослойями темных аргиллитов и бурых углей.

В Кендерлыкской мульде (хр. Саур) бурые средне-верхнеприасовые конгломераты залегают резко несогласно на пермо-триасовой толще. В континентальной толще часто переслаиваются серые глинистые сланцы, различные песчаники, гравелиты, конгломераты, углистые сланцы и бурые угли. Юрские отложения здесь не установлены.

Меловые и палеогеновые отложения в пределах казахстанской части пояса распространены на его юго-западном фланге — в Чимкентском районе (у подножий высоких отрогов хр. Таласский Алатау, у хр. Карапатай, отчасти в его пределах) и на изолированных площадях в Илийской впадине, в Джунгарском Алатау и на обрамлении Зайсанской котловины. Отложения нижнего мела и сеномана Чимкентского района континентальные — пестроокрашенные пески, песчаники, алевролиты, глины, конгломераты, отчасти аллиты и бокситы. Трансгрессия туронского века обусловила накопление серых и серо-зеленных глин, алевролитов, глауконит-кварцевых песков; позднетуронские осадки вновь красноцветные и пестроцветные, терригенные, сменяющиеся выше сероцветными и вновь континентальными пестроцветными сеноном и датского яруса. Из-за близости к поднятиям моң-

ности быстро и резко меняются от единиц до первых сотен метров для каждого яруса, а общая колеблется от 1600 до 700 м. Палеоценовые и эоценовые осадки морские — серо-цветные глины, мергели, кварцевые пески, в верхах толщи листоватые серо-зеленые глины, часто загипсованные. В олигоцене обстановка меняется и верхи красноцветной толщи уже континентальные — розовато-серые и серые пески, гравелиты, конгломераты, глины. Мощность олигоцена до 400 м.

В восточных районах континентальные аллювиальные верхнемеловые отложения развиты спорадически в Илийской впадине, в южных отрогах Джунгарского Алатау. Это кварцевые и кварц-полевошпатовые пески и песчаники светлых тонов с прослоями конгломератов, содержащих кости динозавров и окаменелые стволы деревьев, а также светлых и красно-бурых глин. Максимальная мощность в прогибах до 380 м. В этих же районах, а также в Северной Джунгарии, известны палеоценовые и эоценовые породы (200—250 м) близкого состава: кварцевые пески, пестрые, красные и светлые глины; среди них присутствуют карбонатные и бентонитовые глины и мергели. Найдены эоценовых морских фораминифер в Илийской впадине вызывают споры о генезисе толщ этого возраста. Олигоцен (до 400 м) — буро-красные, иногда зеленые и коричневые глины, песчанистые, щебенистые, загипсованные; красноцветные и зеленовато-серые алевролиты, аргиллиты, гипсы озерного, аллювиального, пролювиального происхождения.

В хр. Саур и подножиях гор Манрак известны меловые глины пестрой окраски, в меньшей степени алевролиты, пески, конгломераты. Здесь же в Зайсанской впадине и в различных районах Алтая распространены палеогеновые континентальные отложения, представленные преимущественно глинами, в низах красными, выше коричневатыми, зелеными, серыми, с которыми переслаиваются, а в некоторых районах преобладают алеврито-песчаные осадки, грубозернистые вблизи поднятий. Отложения преимущественно озерные (Древне-Зайсанский бассейн). В Южном Алтае и Калбе встречаются также кремнистые сливные песчаники.

Миоцен-раннеплиоценовые отложения в Причимкентском районе — красноцветные, бурые глины, часто карбонатные, иногда мергели, реже песчаники и конгломераты. В раннем миоцене море подходило к району современных Чулей.

Преимущественно красноцветами сложены миоцен и нижний плиоцен (аральский и павлодарский горизонты) в предгорьях и у подножия Киргизского хребта и на юго-востоке Казахстана (Илийская и близко от нее расположенные впадины, их обрамление), где они иногда подняты на высоту 3000 м и опущены во впадинах до отметок минус 2000 м и

более. Среди песчанистых, щебенистых и гипсоносных глин встречаются прослои мергелей, битуминозных сланцев, глисов, соленосных пород с глауберитом и гипсом, часто алевритов и, реже, грубозернистых терригенных пород (песчаники, конгломераты, гравелиты), которые иногда преобладают (см. рис. 80). Мощности миоцена — нижнего плиоцена сильно меняются, достигая 1000 м и даже более.

На Алтае и в Зайсанской котловине также преобладают глины, красно-бурые или зеленые (в депрессиях), часто гипсоносные, песчанистые, иногда пески, алевролиты, реже галечники. Мощность миоцена 372 м, плиоцена — 682 м.

В середине плиоцена активность движений еще более возросла, накопление осадков убыстрилось, сменилась их окраска на серо-бурую и палевую. В Причимкентском районе глины, конгломераты, гравелиты, пески имеют мощность 150—200 м (илийский горизонт), а верхи плиоцена (хоргосский горизонт) представлены конгломератами мощностью 250—270 м. Типичны отложения среднего — верхнего плиоцена Илийской впадины. Это илийская свита (или горизонт), которую слагают желто-палевые, реже коричневые, серые глины и суглинки с подчиненными прослойями песчаников, лёссов, алевритов, аргиллитов, мергелей общей мощностью до 800—900 м. У подножий развиты более грубозернистые породы: конгломераты, щебни, пески. Также более грубозернистыми становятся отложения в конце плиоцена (хоргосская свита или горизонт). В хоргосской свите, особенно в краевых зонах впадин, резко преобладают конгломераты, их мощность до 600 м. Похожие разрезы установлены в других впадинах юго-востока Казахстана, предгорий Киргизского хребта и Джунгарского Алатау. Близки к ним и отложения Зайсанской впадины, Тарбагатая, хр. Саур и Алтая — желто-бурые песчанистые глины, супеси, мелкозернистые конгломераты.

Особенности четвертичных отложений — активные тектонические движения, формирование горных хребтов и опускание днищ впадин. Четвертичные осадки имеют различное происхождение, они пролювиальные, аллювиальные, озерные, делювиальные, гляциальные, эоловые и смешанные. Характерны отложения морен, речных террас и русел, озерных террас и котловин, конусов выноса, массивы эоловых песков, покровы лёссов и лёссовидных суглинков мощностью в десятки метров, венчающие толщи отдельных этапов четвертичной седиментации. Широко развиты делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы склонов и подножий. Маркирующее значение имеют своеобразные «верхнегобийские» конгломераты основания нижнечетвертичной толщи, состоящие из плохоокатанных галек подстилающих пород,

связанных прочным песчано-карбонатным цементом. Мощности четвертичных отложений у подножий высоких гор достигают 500 м (Алма-Атинская впадина).

Магматические образования. В пределах альпийского пояса отмечены молодые магматические породы, слагающие дайки, сиалло- и дайкообразные тела, небольшие потоки лав и покровы туфов. В хр. Кетмень и на восточном крыле Алакольской впадины (горы Кату) — это базальты и долериты, в хр. Саур — андезиты. Возраст их может быть триас-юрский (хр. Саур и горы Кату) или повсюду неоген-четвертичный, как в хр. Кетмень.

Тектоническое строение. В результате альпийского тектогенеза нарушилось положение пенепленизированной поверхности — складчатого фундамента и чехла мезозоя — кайнозоя. Анализ положения пенеплена, который можно установить во многих районах как во впадинах, под покровом рыхлых толщ, так и на поднятиях, указывает на особенности альпийских дислокаций. Эта поверхность глубоко погружена во многих впадинах, в Илийской, например, до абсолютных отметок минус 4000 м, а в Текесской может быть и более. В то же время реликты пенеплена, иногда с палеоген-неогеновыми отложениями на них, обычны на высотах 2000—4000 м, а в горном узле Хан-Тенгри обнаружены на более высоких уровнях. Эти поверхности иногда горизонтальны, но чаще наклонены под углами в первые градусы (до 10°). Изучая наклоны пенеплена, исследователи пришли к различным заключениям. Последователи С. С. Шульца (1948) считают, что горным хребтам Тянь-Шаня соответствуют антиклинальные складки большого радиуса кривизны, а впадинам — синклинали. В последнее время детальные наблюдения (Паталаха, Чабдаров, 1974, 1976) показали более сложную картину. В одних случаях (например, восточный фланг Заилийского Алатау) реликты пенеплена на склонах хребтов, образуя ступени, наклонены к оси хребта, а на других — от оси, хотя абсолютные отметки их поверхностей повышаются, естественно, к оси хребта. Обобщения показывают, что хотя изгибы большого радиуса существуют, но не они определяют положение хребтов и впадин, а амплитуды движения по разломам. Более того, даже ориентировка осей таких изгибов не совпадает с ориентировкой хребтов и направлена под углом к ним.

Меняющаяся ориентировка хребтов и впадин, различные взаимоотношения между региональными структурными элементами, неравномерная активность движения обусловили сложную неотектоническую картину, определившую орографические черты пояса. В пределах пояса можно различать его внутренние части с многокилометровыми амплитудами

относительных перемещений и внешние зоны, где эти амплитуды значительно меньше, хотя движения проявлены также отчетливо (см. рис. 81). В строении элементов пояса существенную роль играют разрывные нарушения, чаще обновленные древние, но иногда и вновь образованные. Как правило, они обрамляют хребты и впадины, но иногда (например, северный склон хр. Кетмень) поверхность пенеплена относительно полого (у хр. Кетмень под углом 10°) погружается к центру впадины, хотя и здесь в краевой зоне поднятый отмечены разрывы.

Характерным тектоническим элементом склонов молодых хребтов являются предгорные ступени, в которые вовлечены мел-палеогеновые, неогеновые и даже древнечетвертичные отложения прогибов, теперь поднятые на значительную высоту.

На юго-западе пояса расположены альпийский кряж — хр. Карагатай, сочетающийся с Сузакским предгорным прогибом, и отроги Таласского Алатау вместе с депрессиями юго-востока Восточно-Кызылкумской впадины (Арысской и др.). Хребет Карагатай представляет собой сводовое поднятие, разорванное в осевой части глобальным Карагатай-Таласским разломом. На северо-западе он отделяет наклоненное на юго-восток поднятие от Сузакского предгорного прогиба, в котором мощность чехла составляет 830—850 м. На юго-востоке его ветви делят свод на два крыла, полого опускающиеся и разбитые, особенно на северо-востоке, параллельными нарушениями. Поднятия отрогов Таласского Алатау образуют систему типа «конского хвоста». В эти поднятия вовлечены и мел-палеогеновые отложения прилегающих прогибов (Причимкентские Чули). У их подножий расположена Арысь-Байркумская система прогибов, абсолютные отметки фундамента в которых достигают минус 2000—3000 м. В то же время в хребтах меловой пенеплена находится на высотах до 3000 м.

К альпийскому поясу относятся южная и юго-восточная части Чу-Сарысуйской впадины. Здесь, у подножий Киргизского хребта, находится предгорная впадина, в которой мощность неогена и четвертичных отложений достигает 3000 м. Особенностью хребта является крутой северный склон, осложненный разломами, разделяющими его на ступени, и относительно пологий южный склон с обширными реликтами наклоненного на юг пенеплена. Предгорный прогиб осложнен локальными структурами и Курагатинским валом северо-восточной ориентировки, отсекающим юго-восточную, зажатую между Кендыктасом и Киргизским хребтом часть впадины.

Система Заилийского и Кунгей Алатау довольно сложная (рис. 82). На северо-западе к ней примыкает асимметричное



поднятие гор Кендыктас с наклоненной на юго-запад древней поверхностью, обрамленное с северо-востока разрывами. В центральной части система состоит из смыкающихся дугообразных поднятий Заилийского и Кунгей Алатау, разделенных Чилик-Кеминской впадиной и ветвящихся на периферии. Наклон пленена в этих хребтах на юг, северные склоны крутые, с предгорными ступенями, южные относительно пологие. Типичная межгорная Илийская впадина асимметрична, причем депрессии с наибольшими глубинами (до 3000—4000 м) прижаты к подножию высоких гор в Алматинском и Панфиловском прогибах. Строение впадины сложное, ее ложе разорвано разломами, нарушающими спокойное залегание чехла. Местами, особенно на севере Джаркентской (Панфиловской) депрессии, существуют локальные брахиантклинали, на крыльях которых у разрывов углы падения кайнозоя достигают 20—45° при обычных 6—10°. Кайнозой сильно дислоцирован и на предгорных ступенях, где у разрывов нередко залегает вертикально, а иногда находится в опрокинутом залегании.

К востоку и юго-востоку от Заилийского Алатау находится ряд поднятий и хребтов северо-восточного (Терской Алатау, Кегено-Каркаринская впадина) и северо-западного (восточный фланг Кунгей Алатау) направления. Для района характерно общее поднятие дневной поверхности впадин до 2000 м при мощности их чехла до 2500 м. В Кегено-Каркаринской впадине находится линейная приразломная складка Шольадыр со свойственными ей элементами соляной тектоники (соляной карст и т. п.). На крыльях ее слои местами падают вертикально. В глубокой Текесской впадине у ее северного борта также расположены локальные складки неогеновых пород, а к югу от нее намечается серия ступеней, поднимающихся к наивысшей вершине Казахстана — пику Хан-Тенгри.

Обрамляющая с севера Илийскую впадину система Джунгарского Алатау состоит из двух главных поднятий — Южного и Северного хребтов, разделенных межгорной Коксу-

Рис. 82. Тектоническая схема альпийских структур Юго-Восточного Казахстана (по А. Е. Шлыгину)

1—3 — межгорные и предгорные впадины с чехлом, начавшие формироваться в олигоцене и позднее (1), в меловом периоде, палеоцене, эоцене (2), и позднем триасе и юре (3); 4 — межгорные впадины, практически не имеющие чехла (с выходами палеозойского фундамента); 5 — низкие, отчасти средние горы, невысокие плато и поднятия, прикрытые маломощным чехлом кайнозоя; 6 — средние и высокие горы вместе с предгорьями; 7 — разломы, альпийские и обновленные (в том числе проведенные по геофизическим данным и скрытые под четвертичными и современными отложениями)

Бороталинской впадиной. На западе система распадается на серию веерообразно расходящихся хребтов — поднятий и впадин. Одна из юго-западных ветвей на западе переходит в приподнятые плато Базой и Карой, разделенные антецедентным ущельем р. Или, а затем, разворачиваясь широтно и к северо-западу, переходит в кряж Чу-Илийских гор, асимметричных, с приподнятым и оборванным молодым разрывом юго-западным краем и наклоненной к северо-востоку поверхностью пепелена. Это поднятие разделяет Южно-Балхашскую и Чу-Сарысуйскую впадину. У северного подножия Джунгарского Алатау расположена Лепсинская впадина с глубокой депрессией, постепенно выполаживающейся к северу. На севере и северо-востоке система Джунгарского Алатау представляет собой ряд широтных поднятий (хребтов) и разделяющих их впадин, в свою очередь, разделенных разрывами. На северо-востоке система резко обрезана крупнейшим Алакольско-Джунгарским разломом, за которым лежит Алакольская впадина, также сложно построенная, с глубокими прогибами (до 3000 м) вблизи Тарбагатая и у подножий Джунгарского Алатау, с поднятиями палеозоя в акватории оз. Алаколь. Юго-западная часть впадины наследовала положение триас-юрской грабенсикклинали.

Поднятие хр. Тарбагатай имеет крутой, осложненный разрывами и ступенями юго-восточный склон; пепелен его водораздельной части наклонен на север и северо-восток. Лежащая между Тарбагатаем, хр. Саур, горами Манрак и системой поднятий Калбы и Алтая крупная Зайсанская впадина формировалась с палеогена, но возрастание скорости осадконакопления со временем (в плиоцене) доказывает ее принадлежность к альпийскому поясу. Строение впадины сложное, и в ее центральной части отмечается воздымание фундамента. Глубина прогиба до 1600 м. В обрамлении впадины развиты разломы, около которых палеогеновые и неогеновые отложения интенсивно дислоцированы и местами приведены в вертикальное положение.

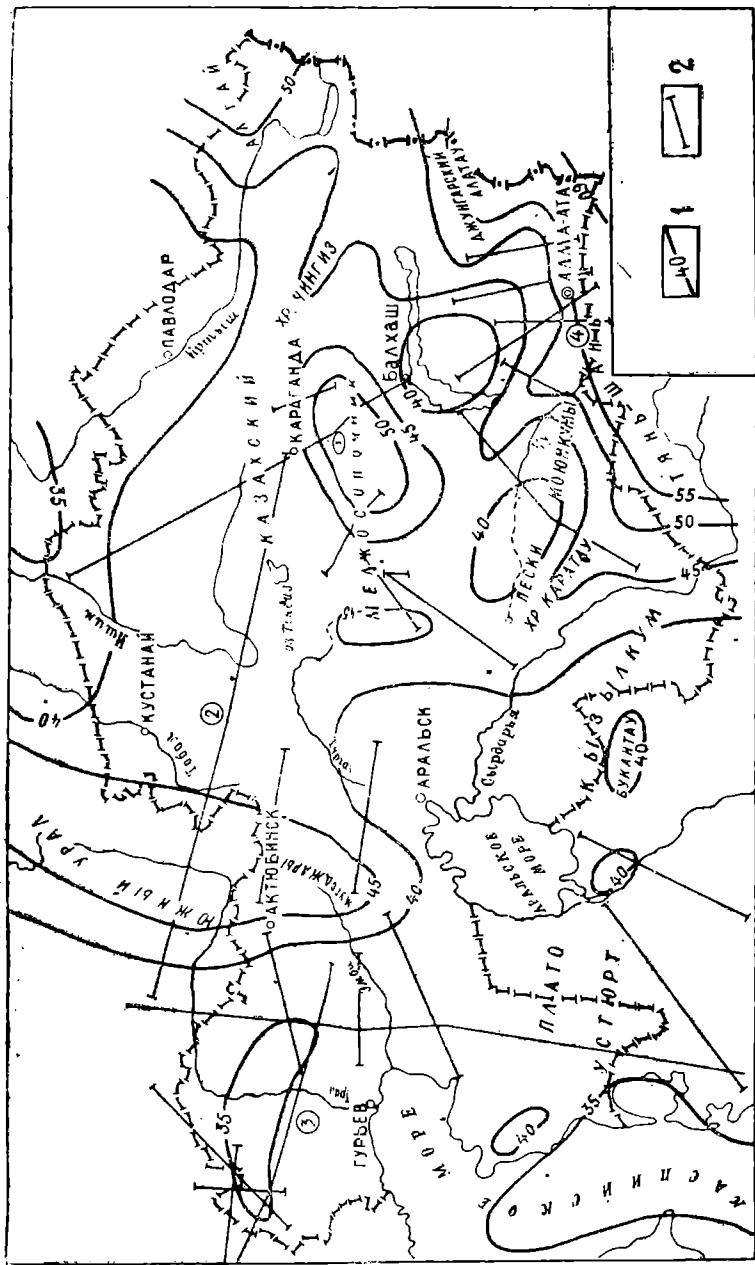
Алтай и Калба представляют собой единое крупное сводовое поднятие, осложненное сериями отдельных локальных поднятий и опущенных блоков, создающих сложную систему различно ориентированных хребтов и межгорных впадин. Это поднятие существовало еще в палеоген-неогеновое время, о чем можно судить по древней долине р. Иртыш, не менее глубокой и широкой, чем современная, смещенная по отношению к древней. Существенная черта сводового поднятия — постепенное понижение к прилегающим низменным районам на северо-западе и отсутствие в пределах последних межгорных впадин, что существенно отличает этот район от поднятий Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау.

Глава 10

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

Геофизические исследования территории Казахстана, проведенные сейсмическими, гравиметрическими и магнитотеллурическими методами, позволяют судить о его глубинном строении, о характере важнейших границ раздела внутри земной коры, о границе коры и верхней мантии, а также в некоторых случаях и о внутримантийных разделах. Их положение и, по-видимому, возраст различны в главных геологических регионах Казахстана и связаны с историей их геологического развития.

Положение важнейшей границы поверхности Мохо, нижней границы земной коры определенным образом связано с новейшей тектоникой. В пределах Евразиатской платформы она занимает гипсометрически более высокое положение и опущена на площади альпийской эпиплатформенной орогенной активизации. Она фиксируется резким скачком плотности вещества и соответственно изменением скорости продольных сейсмических волн, которые для граничной области составляют 8,0—8,2, иногда до 8,4 км/с. Структура перехода кора — мантия различна для отдельных регионов Казахстана. Относительно четкая сейсмическая граница со скачком скорости до 8,1—8,2 км/с установлена, в частности, в Северном Прибалхашье, в районе Центрально-Казахстанского гравитационного минимума. В ряде областей, например, в районе Кокчетавской глыбы, эта граница имеет «диффузный» характер и выражена переходным слоем мощностью 6—8 км/с, внутри которого однозначно наметить границу Мохо невозможно, что характерно для древних платформ (Чекунов, Соллогуб, 1979). В областях современной эпиплатформенной орогении (Северный Тянь-Шань) в основании земной коры, по данным ГСЗ, зарегистрирован высокоскоростной (7,6—7,8 км/с) сейсмический горизонт, выделяемый под условным названием «коромантийная



смесь». Кровля этого комплекса на сейсмической записи фиксируется значительно более отчетливо, чем раздел Мохо, что порождает неопределенность в проведении границы между корой и верхней мантией в этом районе. Подобная картина наблюдается в ряде молодых активных тектонических структур земного шара (рифты Байкала и Восточной Африки,

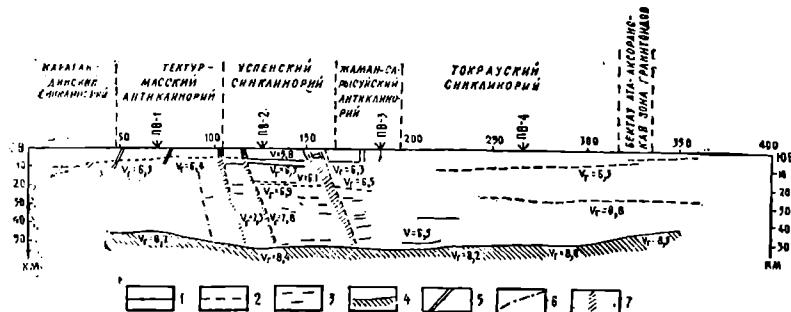


Рис. 84. Разрез земной коры по профилю Балхаш—Темиртау (по А. А. Попову и др.)

Сейсмические границы, построенные: 1 — по уверенно выделенным преломленным и отраженным волнам, 2 — по осредненным годографам отраженных волн или по встречным системам годографов плохо коррелирующихся преломленных волн; 3 — отражающие площадки; 4 — граница Мохоровича; 5 — разрывные нарушения по данным геологических съемок; 6 — зоны нарушений сейсмических границ; 7 — предполагаемые зоны глубинных разломов

Рейнский грабен, провинция Бассейнов и Хребтов в США и т. д.).

На большей части территории Казахстана поверхность Мохо находится на глубине 35—45 км, причем Туранской плите, Прикаспийской впадине и южной окраине Западно-Сибирской плиты отвечают наименьшие (менее 40 км) значения. Альпийскому орогенному поясу (Тянь-Шань, Горный Алтай) свойственны мощности коры более 45—50 км, местами предположительно 60—65 км. Значительными погружениями поверхности Мохо (до 50—55 км) отличается область Центрально-Казахстанского гравитационного минимума и южное продолжение Урала. Менее резко, относительными опусканиями небольших амплитуд поверхности Мохо

Рис. 83. Схема изоглубин поверхности Мохоровичча (по И. П. Беневоленскому)

1 — линии равных глубин, 2 — профили ГСЗ (1 — Балхаш—Темиртау; 2 — Темиртау—Куйбышев; 3 — Челкар—Волгоград; 4 — Каскеленский)

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА УРАЛЬСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

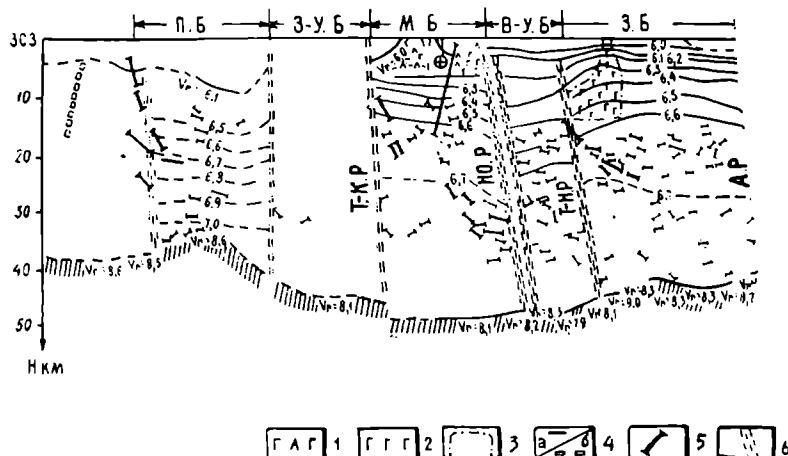


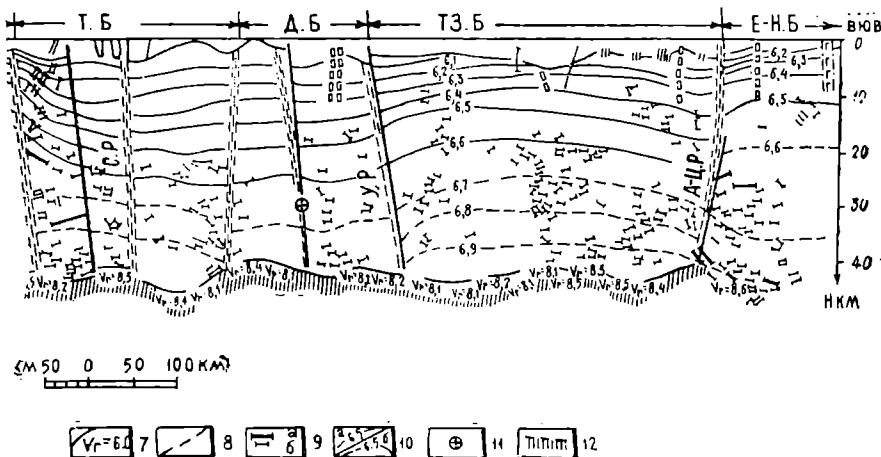
Рис. 85. Разрез по профилю ГСЗ Темиртау—

Магматические образования: 1 — среднего и основного состава, 2 — ось интерпретации гравиметрических и магнитных данных; 4 — линии текто по геофизическим данным; 5 — линии тектонических нарушений, выделен измениением скорости, отражениям, центрам дифракций, рельефу преломом границы и «графичные» скорости; 8 — испадежные участки преломляющих отражениям, 6 — по прочим отражениям; 10 — линии равной истинной скорости звуковых волнам; 11 — центры дифракций; 12 — поверхность Мохоровичи. М. Б. — Магнитогорский; В.-У. Б. — Восточно-Уральский; З. Б. — Заинский, Е-Н. Б — Ерементау-Ниязский. Разломы: Т.-К. Р — Таловско-ницкий, А. Р. — Апановский, С. Р — Севастопольский,

выделяются хр. Карагату, Чу-Илийские и, возможно, Улутауские горы и хр. Чингиз. Поднятия поверхности Мохо отмечены на площадях Устюрта, в Чу-Сарысуйской и Южно-Балхашской впадинах (рис. 83). Поверхность Мохо на границах мегаблоков земной коры нередко имеет форму уступов и флексур, отвечающих глубинным разломам. Такие уступы отмечены в Джалаир-Найманской, Бектаутинской, Западно-Мугоджарской и других зонах.

Связь основных поднятий и погружений поверхности Мохо с зонами новейших положительных и отрицательных тектонических структур свидетельствует об относительно молодом периоде ее образования. Для альпийского пояса эпиплатформенной орогении бесспорен кайнозойский возраст границы Мохо. В то же время утолщенная земная кора Центрально-Казахстанского (рис. 84) и Южно-Уральского (рис. 85) мегаблоков может рассматриваться как ближе всего отвечающая реликтам коры, сформировавшейся в конце палеозоя (Абдулин, Паталаха, 1980).

ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ КАЗАХСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРАНА



Куйбышев (по Б. А. Хрычеву и др.)

нового и ультраосновного состава; 3 — границы, полученные в результате нарушений: а — по геологическим и геофизическим данным, б — по отражениям; 6 — зоны глубинных разломов, выделенные по резким ляющих границ с учетом геологических материалов; 7 — преломляющие границы; 9 — отражающие площадки, построенные: а — по доминирующем рости (ЛРИС), полученные: а — по рефрагированным волнам, б — по отчица (М). Блоки: П. Б. — Предуральский, З.У. Б. — Западно-Уральский. Уральский, Т. Б. — Тургайский, Д. Б. — Джаркапигашский; ТЗ. Б — Тс-Кемпирсайский, НО. Р — Новооренбургский, Т-Н. Р — Тарутинско-Наслед-У. Р — Улутауский, А-Ц. Р — Аксу-Целиноградский

Сокращение мощности коры в целом, в особенности консолидированной, на южной окраине Западно-Сибирской плиты, на Туранской плите и в Прикаспии свидетельствует о смещении поверхности Мохо при опускании плит и накоплении седиментационных осадков в мезозой-кайнозое, что может происходить в отдельных случаях за счет эклогитизации нижней части континентальной коры. Как известно, образование эклогитов из магматических пород основного состава при высоких давлениях и температурах доказано экспериментально. Наличием установленного по данным ГСЗ в нижней части земной коры Прикаспия аномального слоя, предположительно сложенного эклогитами (рис. 86), могут быть объяснены Хобдинский и Арасорский гравитационные максимумы (Волож и др., 1975). В пределах зоны современной сейсмической активности Северо-Тянь-Шаньского мегаблока гипоцентры землетрясений концентрируются целиком выше поверхности Мохо (рис. 87), что косвенно свидетельствует об активных процессах полифазовых превращений вещества

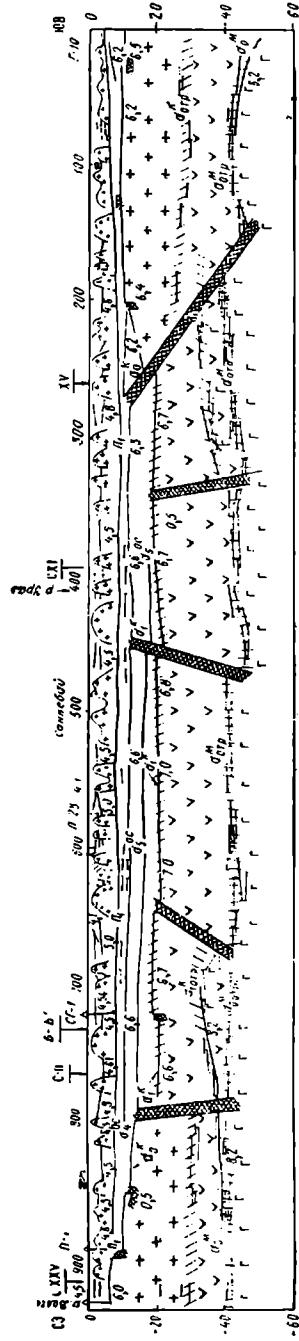


Рис. 86. Разрез земной коры по профилю Челкар-Волгоград (по Ю. А. Воложу и др.)

1 — склонные купола; 2 — отражающие границы; П₁ — кровля подсолевых отложений, d_{отр} — предположительно от кровли «базальтового» слоя, d_{отр} — от поверхности аномального слоя в зонах гравитационных максимумов, d_{отр} — от подошвы земной коры; 3 — преломляющие границы II значения гравитационных скоростей, км/с: d₄ — первый подсолевой, d₅ — второй подсолевой, d₆ — поверхность «базальтового» слоя, d₇ — поверхность «базальтового» слоя, d₈ — поверхность Мохоровичча (или аномального слоя в зонах гравитационных максимумов); 4 — подошва земной коры; 5 — кровля аномального слоя; 6 — кровля «базальтового» слоя; 7—9 — крупные комплексы земной коры; 7 — осадочный, 8 — «гранитный», 9 — «базальтовый», 10 — аномальный слой в зонах гравитационных максимумов; 11 — верхняя мантия; 12 — зоны тектонических нарушений, 13 — верхние кромки магнитных масс; 14 — глубокие скважины; 15 — места пересечения профилей

в нижней части земной коры этого района, сопровождающих-
ся выделением энергии.

Исследования последних лет показали слоистое строение.

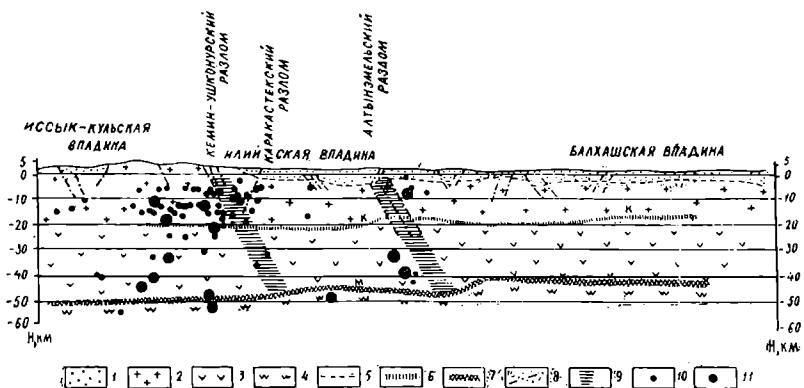


Рис. 87. Разрез земной коры Алма-Атинского сейсмоактивного района. Кас-
келенский профиль (по И. К. Пушкареву, В. И. Шацилову; распределение
очагов землетрясений по Л. М. Лысякову и др.)

Слои: 1 — осадочный, 2 — «гранитный», 3 — «базальтовый»; 4 — верхняя
мантия; 5 — кровля консолидированной коры; 6 — граница Конрада;
7 — поверхность Мохоровичича, в южной части профиля — поверхность слоя
«коро-мантийной смеси»; 8 — разрывные нарушения; 9 — зоны глубинных
разломов; 10, 11 — гипоцентры землетрясений с энергией от 4 до 7-го (10).
и от 8 до 11-го энергетического класса (11)

верхней мантии. Методом магнитно-теллурического зонди-
рования установлена верхняя поверхность высокопроводящей
толщи верхней мантии, отождествляемой с зоной понижен-
ных скоростей — астеносферой (волноводом). Глубинными
исследованиями методом МТЗ в основных рудных районах
Казахстана — Мугоджахах, Рудном Алтае, Северном При-
балхашье, Чингизе — глубина залегания поверхности высоко-
проводящей толщи верхней мантии определена в 170—
200 км. В то же время в пределах прилегающих к этим
районам крупных впадин (Прикаспийской, Тургайской, При-
аральской, Южно-Балхашской, Зайсанской) глубина залега-
ния этой поверхности резко снижается до 90—140 км
(Альмуханбетов и др., 1977). Последние данные нуждаются
в дополнительном уточнении, поскольку наблюдаемая
закономерность могла возникнуть в результате изменения
характера электромагнитного поля за счет резкого измене-
ния проводимости верхней части разреза.

Земная кора в отдельных мегаблоках кроме разной

мощности отличается и внутренним строением. Представления о слоистой модели земной коры Казахстана (Ф. С. Моисеенко, А. П. Андреев и др., Л. З. Злавдинов) в последнее время пересматриваются в пользу градиентной модели. По этой модели, в земной коре происходит общее плавное увеличение скорости прохождения упругих волн с глубиной, осложненное резкими положительными и отрицательными скачками, что приводит к формированию сложной группы рефрагированных и отраженных волн. Наличие во внутрикоровом слое отдельных разрозненных отражающих площадок малой протяженности (10—20 км) не позволяет объединить их в какие-либо маркирующие горизонты («Глубинное сейсмическое...», 1973; Хрычев и др., 1976). На сейсмогеологических разрезах соответственно показаны вместо границ слоев линии равных скоростей (см. рис. 85). За кровлю «базальтового» геофизического слоя на подобных разрезах условно может быть принята изолиния 6,4 км/с.

Проведенные в последние годы в Советском Союзе и за рубежом петрологические и экспериментальные исследования позволяют сделать, как наиболее вероятное, предположение, что «базальтовый» геофизический слой континентов и, в частности, Казахстана отличается по составу и строению от аналогичного по физическим параметрам габбро-базальтового слоя, подстилающего океанические осадки, и может рассматриваться как зона ультратрансформизма древних пород с преобладанием в их составе кристаллических сланцев основного состава, т. е. как гранулит-базитовый слой.

По сейсмическим и гравиметрическим данным устанавливается приближение к поверхности «базальтового» геофизического (гранулит-базальтового) слоя на площади базифицированных блоков Урала, совпадающих с Западным и Восточным Зеленокаменными поясами (см. рис. 85), а также в Рудном Алтае и некоторых других районах. В противоположность этому для сиалитизированных, насыщенных продуктами гранитоидного магматизма Успенского, Аксоран-Акжальского, Токрауского, Калба-Нарымского и других блоков характерна повышенная мощность гранитно-метаморфического слоя. В Северном Тянь-Шане утолщение земной коры происходит за счет повышения мощности «базальтового» геофизического слоя.

В пределах Туранской плиты, по сейсмическим данным, наблюдается увеличение скорости прохождения упругих волн (а соответственно и плотности) в породах кристаллического фундамента с возрастанием глубины его залегания. Максимальное увеличение этих параметров наблюдается в Прикаспии, где кровля фундамента, залегающая на глубине 15 км

и более, характеризуется скоростью 6,2—6,4 км/с, т. е. здесь она имеет физические параметры «базальтового» геофизического слоя.

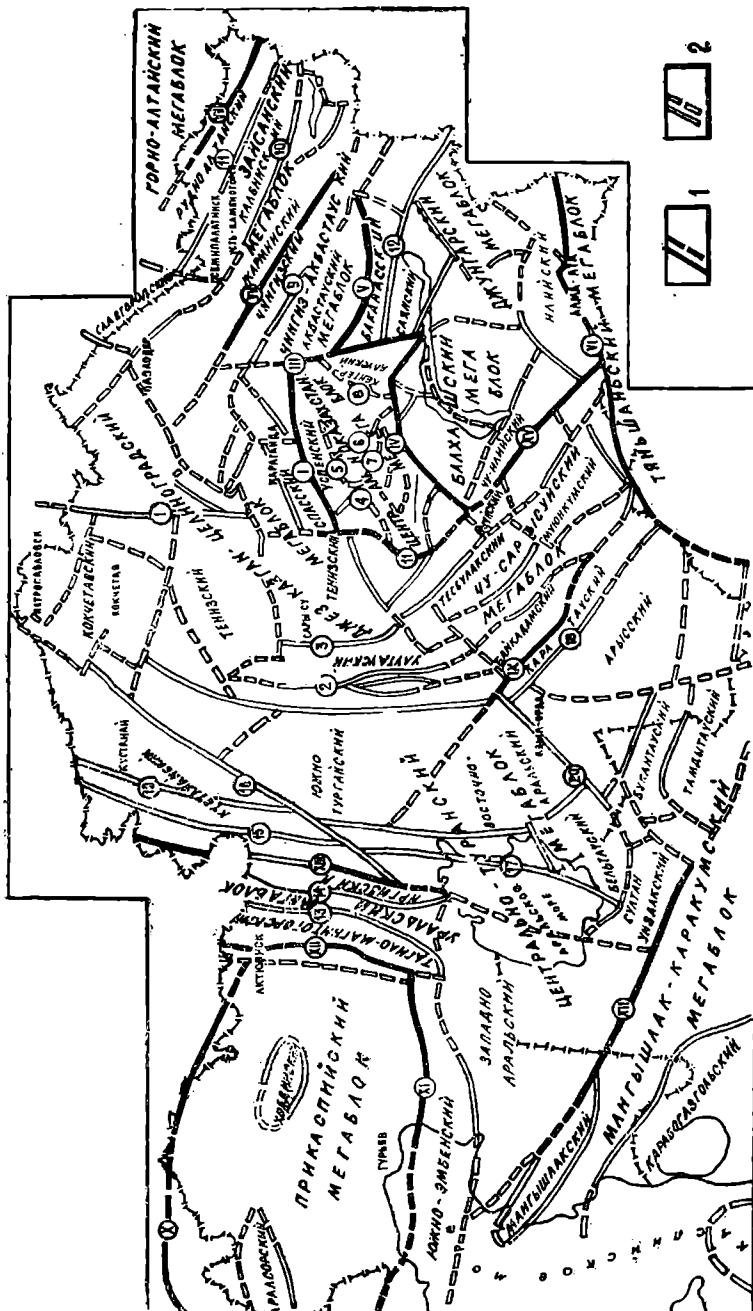
Верхние границы в земной коре, отвечающие поверхности кристаллического фундамента, основанию чехла осадочных или осадочно-вулканогенных толщ, обычно выявляются при сейсмических исследованиях достаточно надежно, но их положение варьирует в зависимости от конкретной геологической обстановки, значительно возрастаая в квазиплатформенных прогибах, где мощность чехла достигает 10 км и более.

В физических полях, прежде всего в гравитационном поле, находит четкое отображение современное блоковое строение земной коры Казахстана. Протяженными, линейно-вытянутыми полосами сближенных изоаномал (больших градиентов) поля Δg здесь выделяются зоны глубинных разломов, разделяющих земную кору Казахстана на ряд мегаблоков и блоков. Наиболее значительные из них, судя по геофизическим данным, рассекают земную кору на всю ее мощность и проникают в верхнююmantию.

К числу подобных зон глубинных разломов, наиболее резко проявленных в физических полях, относятся субширотные зоны: Северо-Тянь-Шаньская, Тектурмасская, Бектаутинская; субмеридиональные: Хабарнинско-Даульская (Западно-Мугоджарская), Восточно-Улутауская, Омско-Целиноградская, Центрально-Казахстанская; северо-западного простирания: Главная Карагатуская, Жалаир-Найманская, Акбастауская, Джунгарская, Иртышская; северо-восточного простираания: Севастопольская, так называемый Урало-Тянь-Шаньский сдвиг и др. (рис. 88).

Эти глубинные разломы интерпретируются как структуры типа гравитационной ступени с большой амплитудой вертикального смещения разделяемых ими мегаблоков и блоков, нередко вплоть до поверхности Мохо. Значительно слабее в физических полях (как правило, косвенно) отмечаются региональные разрывные нарушения типа раздвигов и надвигов.

Не преследуя цели детально осветить картину блокового строения территории Казахстана, рассмотрим лишь основные, наиболее крупные ее элементы, существенно различающиеся по глубинному строению земной коры. При этом следует иметь в виду, что поскольку наблюденные физические поля отображают современную картину строения земной коры, то наиболее отчетливое выражение в них, естественно, нашли самые поздние ее перестройки. В связи с этим установленные по геофизическим данным блоки нередко не совпадают или занимают секущее положение по отношению к выделенным



на тектонических картах структурам, восстановленным на основе историко-геологического анализа.

Отчетливо выделяемые региональными минимумами гравитационного поля Тянь-Шаньский, Джунгарский и Горно-Алтайский мегаблоки лишь частично заходят на территорию Казахстана. Эти мегаблоки представляют собой области проявления интенсивной неотектонической эпиплатформенной орогении, развивавшейся как на каледонском, так и на герцинском фундаментах. Исключительно четко протяженной полосой сближенных изоаномал Δg восток-северо-восточного простирания выделяется крупный уступ земной коры — Северо-Тянь-Шаньский глубинный разлом, ограничивающий с севера Тянь-Шаньский мегаблок. Вдоль зоны этого глубинного разлома группируются центры современных землетрясений.

Много публикаций посвящено интерпретации регионального Центрально-Казахстанского гравитационного минимума. Ограничениями выделяемого этим минимумом одноименного мегаблока являются зоны сближенных изоаномал Δg , отождествляемые с глубинными разломами: с севера — Тектурмасским, с запада — Атасуйским, с юга — Бектаутинским и с востока — Центрально-Казахстанским. По данным ГСЗ, мегаблоку наряду с увеличенной мощностью земной коры соответствует относительно меньший вертикальный градиент скорости (а соответственно, и плотности) по сравнению с окружающей территорией. Утолщение земной коры и ее разуплотнение в процессе верхнепалеозойской эпигеосинклинальной орогении и вызывают суммарный гравитационный эффект. Для мегаблока характерно исключительно широкое развитие позднепалеозойского сиалического магматизма, причем участки, в пределах которых этот магматизм наиболее

Рис. 88. Схема блокового строения земной коры Казахстана (по геофизическим данным)

1 — региональные зоны разломов первого порядка, наиболее четко выраженные в физических полях: I — Тектурмасская, II — Атасуйская, III — Центрально-Казахстанская, IV — Бектаутинская, V — Южно-Акбастауская, VI — Северо-Тянь-Шаньская, VII — Жарма-Чингизская, VIII — Алтайская, IX — Главная Карагатская, X — Жадовско-Токаревская, XI — Эмбенская, XII — Хабаринско-Даульская, XIII — Соркольская (Жетыгаринская), XIV — Устюртская, XV — Жаланир-Найманская; 2 — региональные зоны разломов второго порядка: 1 — Омско-Целиноградская, 2 — Западно-Улутауская, 3 — Восточно-Улутауская, 4 — Западно-Ортауская, 5 — Южно-Успенская, 6 — Акчатауская, 7 — Аксоран-Акжальская, 8 — Кызылрайская, 9 — Главная Чингизская, 10 — Калба-Жарминская, 11 — Иртышская, 12 — Джунгарская, 13 — Борлинская, 14 — Восточно-Мугоджарская, 15 — Липановская, 16 — Севастопольская, 17 — Восточно-Аральская, 18 — Туркестанская, 19 — Центрально-Тургайская; 20 — Урало-Тянь-Шаньский сдвиг

сильно проявлен, отмечаются минимальными значениями Δg (Успенский, Ортауский, Токрауский блоки).

Уральский мегаблок, хотя и с утолщенной корой, отмечается повышенным уровнем гравитационного поля, что связано с интенсивнейшим проявлением здесь базальтоидного магматизма. Если для Центрально-Казахстанского мегаблока характерно преимущественно мозаичное распределение гравитационных и магнитных аномалий, то в пределах Уральского мегаблока наблюдается четкая линейная, субмеридиональная их ориентировка. Четко выраженным положительными аномалиями Δg выделяются Тагило-Магнитогорская и Иргизская зеленокаменные полосы. Они прослеживаются по геофизическим данным на юг за пределы обнаженной части Южного Урала: Иргизская — до северного берега Аральского моря, а Тагило-Магнитогорская несколько заворачивает на запад и выклинивается, сочленяясь с субширотной Южно-Эмбенской зоной положительных магнитных и гравитационных аномалий, геологическая природа которых неясна и по-разному интерпретируется отдельными исследователями.

На большей части территории Казахстана (за пределами рассмотренных выше мегаблоков), для которой характерна относительно пониженная, в среднем около 40—45 км, мощность земной коры, основным источником гравитационных аномалий является верхняя, «стратифицированная» ее часть.

В пределах Зайсанского и Чингиз-Тарбагатайского мегаблоков наблюдается четкая линейная, северо-западная ориентировка магнитных и гравитационных аномалий, а для большей части Джезказган-Целиноградского и Восточно-Туранского мегаблоков — мозаичное распределение аномалий.

Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов позволяет среди современных складчатых структур казахстанских палеозоид, соразмерных со структурно-формационными зонами, по типу наблюденных над ними физических полей выделить две большие группы. Одна группа включает наряду с положительными структурами, которые принято считать унаследованными (необращенными) антиклиниориями, точнее горст-антиклиниориями (например, Восточно-Мугоджарский, Улутауский, Кокчетавский), и отрицательные, возникающие в результате переработки (деструкции) этих антиклиниориев. Другая группа также объединяет как положительные структуры — обращенные (инверсионные) антиклиниории (например, Тектурмасский, Кентерлауский), так и отрицательные — синклиниории.

Структуры этих двух групп четко различаются по геоло-

гической характеристики. Ядра, или цоколи, структур первой группы повсеместно сложены раннепротерозойскими высокометаморфизованными образованиями, претерпевшими неоднократную гранитизацию и заметно насыщенными палеозойскими калиевыми гранитоидами корового типа. Структуры второй группы сложены позднедокембрийскими и палеозойскими, менее метаморфизованными формациями, с оphiолитовой формацией в ядерной части, а калиевые гранитоиды корового типа в них либо отсутствуют, либо встречаются спорадически (Ляпичев и др., 1977).

Структуры первой группы (микроконтиненты, по Г. Ф. Ляпичеву) в физических полях выделяются преимущественно пониженными значениями гравитационного поля с локальными резко выраженным минимумами Δg , соответствующими крупным интрузивным массивам гранитов, а также близким к нулевому уровнем магнитного поля с отдельными разобщенными положительными аномалиями, отвечающими интрузиям поздних гранитоидов. На обнаженной части Центрального Казахстана и Южного Урала подобными аномалиями выделяются Восточно-Мугоджарский, Кокчетавский, Улутауский, Ешкеольмесский и другие блоки. Судя по геофизическим данным, к области докембрийской континентальной коры с деструкцией Джунгаро-Балхашского магматического пояса могут быть отнесены Токрауский и Баканаский блоки. На закрытых территориях Туранской плиты по особенностям физических полей, как структуры типа микроконтинентов, могут быть предположительно выделены Западно-Аральский, Южно-Тургайский, Байкадамский и Арысский блоки, а в Павлодарском Прииртышье — Славгородский блок.

Структуры второй группы характеризуются преимущественно повышенными значениями гравитационного поля и знакопеременным магнитным полем с характерными линейными положительными аномалиями, соответствующими оphiолитовой формации. Подобными аномалиями отмечаются Тагило-Магнитогорский, Иргизский, Тектурмасский, Кентерлауский, Бощекольский* и другие блоки. На закрытой территории Павлодарского Прииртышья по геофизическим данным прослеживается протяженный оphiолитовый пояс (на продолжении Чарского и Горностаевского поясов) северо-западного простириания, выходящий за пределы Казахстана.

Специфичным пониженным спокойным магнитным полем выделяютсяformationные комплексы структур типа долго-

* Часть названных структур не нашла отражения на схеме вследствие очень мелкого ее масштаба.

живущих окраинных морей (каратай-байконурского типа), характерной особенностью которых является их амагматичность.

Более детальное рассмотрение выделяемых по геофизическим данным элементов глубинного строения палеозойд Казахстана выходит за рамки предлагаемой книги. Следует лишь отметить, что составленные научно-исследовательскими и производственными организациями карты глубинного строения кристаллического фундамента платформенных областей, а также глубинного строения каледонского и герцинского фундаментов открытых территорий существенно дополняют представления об особенностях глубинного строения и металлогении Казахстана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные особенности геологического строения Казахстана позволяют определить общие закономерности геологического развития его территории. В докембрии в ряде тектонических эпох происходили активные движения земной коры, магматические процессы, разнотипная седиментация. В итоге со второй половины протерозоя территория приобрела высокую стабильность, была приподнята и представляла собой континент (платформу), на котором временами возникали локальные прогибы (авлакогены) с ограниченным магматизмом. В венде — палеозое формировался Урало-Монгольский пояс. Пульсирующие геосинклинальные процессы протекали в различной форме, чередовались явления растяжения и сжатия, возникали линейные прогибы и раздвинги при сохранении древних устойчивых блоков. Последовательные этапы консолидации, начавшейся в кембрии и завершившейся в раннем триасе, создали молодую платформу. Альпийская активизация захватила юго-восточные районы Казахстана, где возник орогенный эпиплатформенный пояс. Все эти явления сопровождались перестройкой земной коры, которая испытывала то деградацию (океанизацию), то консолидацию и континентализацию.

Длительная активная геологическая жизнь, разнообразие и сложность тектono-магматических и пневмато-гидротермальных процессов обусловили разнообразие естественных ассоциаций горных пород (формаций) и структурных условий их залегания. Это открывает большие возможности для анализа различных геотектонических гипотез и представлений. Вследствие этих же причин полезные ископаемые Казахстана отличаются большим разнообразием и многочисленностью объектов. Им и закономерностям их приуроченности к определенным геолого-структурным элементам автор намерен посвятить свою следующую работу.

ЛИТЕРАТУРА

цитированная и рекомендованная для детального знакомства с геологией отдельных регионов

- Абдулин А. А. Тектоническое районирование палеозойского фундамента Западного Казахстана по геолого-геофизическим данным. — В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.
- Абдулин А. А. Успехи в изучении земной коры и верхней мантии в Казахстане. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 3.
- Абдулин А. А. Развитие геологических исследований Казахстана за 60 лет. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1980, № 4.
- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Касымов М. А. и др. О принципах расчленения докембрия Казахстана. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., Наука, 1979.
- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Паталаха Е. И. Магматизм Казахстана с позиций современных геотектонических концепций. — В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976.
- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1977.
- Абдулин А. А., Байдильдин Э. А., Касымов М. А. и др. Металлогенез Мугоджар. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.
- Абдулин А. А., Добрецов Н. Л., Рийконен О. А., Касымов М. А. Палеозоиды Казахстана. — В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, Наука, 1977.
- Абдулин А. А. и др. Об основных тектонических понятиях в связи с составлением тектонических карт областей палеозойской складчатости Казахстана. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 6.
- Абдулин А. А., Паталаха Е. И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1980.
- Абдулин А. А., Цирельсон Б. С. и др. Тектоника области сочленения Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.
- Абдулкабирова М. А. Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1975.
- Авров В. П., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г. и др. Пространственное положение и характер юго-восточной границы Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований. Л., Недра, 1969.
- Авров П. Я., Космачева Л. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

- Алекторова Е. А., Фогельман Н. А.** О тектоническом районировании палео-
зоида Центрального Казахстана. — Геотектоника, 1979, № 4.
- Альмуханбетов Д., Алипбеков Е., Галкин А. С., Тулеевенов С.** Исследование
земной коры и верхней мантии в Казахстане магнитно-теллурическими
методами. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1977.
- Анкинovich С. Г.** Нижний палеозой ванадиеноносного бассейна Северного
Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Ч. I. Алма-
Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Антоненко А. Н., Дубровин Г. К.** Строение земной коры и верхней мантии в
северной части Центрального Казахстана по данным глубинного сей-
смического зондирования. — В кн.: Земная кора Казахстана. Алма-Ата,
«Наука» КазССР, 1967.
- Антонюк Р. М.** Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока
Центрального Казахстана. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского
складчатого пояса. М., Наука, 1974.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др.** Структура и эволюция
земной коры Центрального Казахстана. — Геотектоника, 1977, № 5.
- Аполлонов М. К.** О формационных рядах каледонид Восточного Казахста-
на. — Труды ИГН АН КазССР, 1971, т. 2.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С.** Схема тектоники СССР. — Бюл. МОИП.
Отд. геол., 1933, № 4.
- Афоничев Н. А.** Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосин-
клинальной системы. — Сов. геол., 1967, № 2, 3.
- Бабак В. И.** Новейшая структура Казахского щита. — Геотектоника, 1969,
№ 6.
- Бандалетов С. М.** Силур Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Башарина Н. П., Боголепов К. В., Ермиков В. Д., Заблоцкий Е. М.** Очерк
тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ново-
сибирск, Наука, 1974.
- Бенеполенский И. П.** Некоторые особенности строения земной коры Цен-
трального Казахстана и прилегающих территорий. — Известия АН
КазССР. Сер. геол., 1972, № 3.
- Беспалов В. Ф.** Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казах-
стана. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., Наука, 1964.
- Беспалов В. Ф.** Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Нау-
ка» КазССР, 1971.
- Беспалов В. Ф.** Развитие взглядов на тектонику Казахстана. — Известия
АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 3.
- Беспалов В. Ф.** Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих тер-
риторий союзных республик масштаба 1:1 500 000 (Объяснительная за-
пись). Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1975.
- Богданов А. А.** Основные черты палеозойской структуры Центрального Ка-
захстана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. XXXIV, вып. I.
- Богданов А. А.** Тектоническое районирование палеозоида Центрального Ка-
захстана и Тянь-Шаня. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, вып. 5, 6.
- Боровиков Л. И., Борсук Б. И.** Геологическое строение Центрального и
Южного Казахстана. — Материалы ВСЕГЕИ, 1961, вып. 42.
- Борсук Б. И.** Значение каледонской орогении в формировании геологичес-
ких структур Центрального и Южного Казахстана. — В кн.: Основные
идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН
КазССР, 1960.
- Борсук Б. И.** Важнейшие складчатые системы Казахстанской складчатой
области и их строение. — В кн.: Материалы по геологии и полезным
ископаемым Алтая и Казахстана. — Труды ВСЕГЕИ, 1964, т. III.
- Борукбаев Р. А.** Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Централь-
ного Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеотехиздат, 1955.
- Борукбаев Р. А.** История геологического развития Восточного Казахстана в

- допалеозое и нижнем палеозое. — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1960.
- Борукаев Р. А., Гавеля А. П., Попов А. А., Садыков А. М.** Вклад ученых в изучение региональной геологии и геофизики. — В кн.: Октябрь и наука Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1967.
- Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф.** Складчатые комплексы Восточного Казахстана. — В кн.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1964.
- Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф.** История развития геосинклиналей Восточно-Казахстана в рифее и нижнем палеозое. — В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., Наука, 1967.
- Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф.** Тектоника и магматизм Казахстана. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., Наука, 1968.
- Бувалкин А. К.** Юрские отложения Восточного Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1978.
- Бувалкин А. К., Жаймин М. И., Котова Л. И.** Триасовые отложения Иртыш-Зайсанской складчатой области. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 1.
- Быкова М. С.** Стратиграфия и фаунильные комплексы верхнего девона — нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Басильев Ю. М.** Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в ее недрах. М., Недра, 1968.
- Василевская Е. Д., Казак А. П.** Глаукофановые сланцы Чарского антиклиниория в Восточном Казахстане. — Геология и геофизика, 1971, № 3.
- Владимиров Н. М., Сарсеков Д. С.** О новейших тектонических разломах в Бетпак-Дале и Чу-Илийских горах. — В кн.: География пустынных и горных районов Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.
- Войтович В. С.** Природа Джунгарского глубинного разлома. М., Наука, 1969.
- Волож Ю. А., Кунин Н. Я.** Региональная структура Прикаспийской впадины в послеюрское время. — Геология нефти и газа, 1971, № 9.
- Волож Ю. А., Сапожников Р. Б.** Строение фундамента Западного Казахстана по геофизическим данным. — Сов. геол., 1974, № 12.
- Волож Ю. А., Сапожников Р. Б., Циммер В. А.** Стросные земной коры Прикаспийской впадины. — Сов. геол., 1975, № 11.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И.** Тектоника Туранской плиты М., Наука, 1966.
- Вопросы геологии Центрального Казахстана.** М., Изд-во МГУ, 1971.
- Боронцов В. В.** Строение и условия образования нижнемезозойских угленосных толщ Карагандинского бассейна. М.—Л., Наука, 1965.
- Галицкий В. В.** Тектоника хребта Карагатай (Южный Казахстан). — В кн.: Тектоника динамометаморфизма палеозоя Казахстана. — Труды ИГН АН КазССР, 1967, т. 19.
- Гарецкий Р. Г.** Тектоника молодых платформ Евразии. — Труды ГИН АН СССР, 1972, вып. 226.
- Гаррис М. А.** Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М., Наука, 1977.
- Геология и металлогения** Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.
- Геология и металлогения** Жаман-Сарысуйского антиклиниория. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1975.
- Геология и металлогения** Северного Прибалхашья. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972.
- Геология и металлогения** Успенской тектонической зоны. Т. I—VI. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1967.
- Геология и металлогения** Чингиз-Тарбагатайского мегантиклиниория. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1977.

- Геология СССР. Т. XX. Восточный Казахстан. Ч. I. Под ред. Н. Г. Кассина.**
М., Госгеолиздат, 1941.
- Геология СССР. Т. XX. 1972; XXI, 1970; XXXIV, 1971; XL, 1971; XLI, 1967,**
М., Недра.
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Восточно-**
Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1979.
- Геологическая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных**
республик. Масштаб 1:1 500 000. М., 1965.
- Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным.**
М., Недра, 1969.
- Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.**
- Дальян В. Г., Сапожников Р. Б., Чистяков В. Г. и др. Глубинная структура**
зоны сопряжения Прикаспийской впадины, Северного Устюрта и южного
погружения Уральской складчатой системы. — Бюл. МОИП. Отд. геол.,
1975, т. L, № 6.
- Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазопоиски Чу-Сарысуйской**
и смежных депрессий Казахстана. М., Наука, 1966.
- Добрецов Н. Л., Пономарева А. Г. Новые данные о составе и возрасте**
фундамента Зайсанской геосинклиналии. — Геология и геофизика, 1969,
№ 3.
- Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. I и II. Алма-Ата, «Наука» КазССР,**
1974.
- Есенов Ш. Е., Кунаев Д. С., Мухамеджанов С. М. Недра Казахстана. Алма-**
Ата, Казахстан, 1968.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и**
Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.,
Наука, 1972.
- Зайцев Ю. А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и ка-**
ледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. — В кн.: Ороген-
ные пояса. М., Наука, 1968.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные о строении докембрия Улутау.**
— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ,
1971.
- Замаренов А. К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного**
обрамления Прикаспийской впадины. Л., Недра, 1970.
- Заячковский А. А., Зорин Ю. М., Васильев А. М. и др. Об условиях зале-**
гания и о возрасте эклогитов Кокчетавской глыбы. — Известия АН
КазССР. Сер. геол., 1979, № 1.
- Зейлик Б. С., Сейтумуратова Э. Ю. Метеоритные структуры Казахстана и**
ударно-взрывная тектоника. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1975,
№ 1.
- Зейлик Б. С. Космогенные структуры Казахстана и интерпретация коль-**
цевых структур, выраженных в аномальном магнитном поле на терри-
тории СССР. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 3.
- Звонцов В. С. К формационной характеристике древних (докембрийских)**
толщ Кинского района (Центральный Казахстан). — Известия АН
КазССР. Сер. геол., 1969, № 4.
- Звонцов В. С. Строение и особенности развития Балхашского срединного**
массива в каледонскую эпоху. — Труды ИГН АН КазССР, 1973, т. 32.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Централь-**
но-Азиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972.
- Зоненшайн Л. П. Модель развития геосинклинального процесса. — В кн.:**
Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., Наука, 1974.
- Зубов И. П., Кунин Н. Я., Волож Ю. А. и др. Новые данные о строении**
Прикаспийской впадины в связи с оценкой перспектив ее нефтегазо-
носности. — Сов. геол., 1972, № 11.

- Зубцов Е. И.** Улутау-Тянь-Шаньский тиллитоносный комплекс позднего докембрия. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Истомин А. К., Сальменова К. В.** Новые данные о нижнетриасовом возрасте семетауского вулканогенного комплекса пород. — Вестник АН КазССР, 1964, № 9 (234).
- История нижнемезозойского угленакопления** в Казахстане. Ч. I, II, 1961; ч. III, 1963. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Казахстан.** М., Наука, 1969.
- Калинин И. А.** Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. — М., Гостоптехиздат, 1963.
- Карта геологических формаций Восточного Казахстана.** Масштаб 1:1 500 000. М., ВСЕГЕИ, 1968.
- Карта каледонской структуры Казахстана и сопредельных территорий.** М-б 1:1 500 000. М., 1976.
- Кассин Н. Г.** Очерк тектоники Казахстана. — Проблемы советской геологии, 1934, т. II, № 6.
- Кассин Н. Г.** Докембрий Казахстана. — Сов. геол., 1938, № 11.
- Кассин Н. Г.** Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.
- Кассин Н. Г.** Развитие геологических структур Казахстана. — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Касымов М. А., Хайбуллин Р. Р.** О строении и метаморфизме докембрийских толщ Восточно-Мугоджарского антиклиниория. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1979, № 1.
- Қаюпов А. Қ.** Роль ученых АН СССР в развитии некоторых металлогенических идей в Казахстане. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 3.
- Қаюпов А. Қ., Жаутиков Т. М., Марын А. М.** и др. О геотектоническом районировании Алтая-Чингизского региона. — В кн.: Вопросы геологии и металлогенеза Зайсанской складчатой области. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.
- Қиселев В. В., Королев В. Г.** Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, Илим, 1972.
- Климат Казахстана.** Л., Гидрометеоиздат, 1959.
- Козлов М. С., Кленина Л. Н., Подковырин Г. В., Давыдов Ф. Г.** Первые находки фауны силура и нижнего девона на Рудном Алтае. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 6.
- Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана.** Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1977.
- Кошкин В. Я.** Тектоническое положение Балхаш-Илийского герцинского вулканического пояса. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., Наука, 1974.
- К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня.** Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Кропоткин П. Н.** Тектоника, стратиграфия и металлогенез Северного Казахстана. — В кн.: Тектоника СССР. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Крылов Н. А.** Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., Наука, 1971.
- Кузебиев В. С.** Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогенез. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1975.
- Кузебиев В. С., Стучевский Н. И., Ревякин П. С.** и др. Итоги структурно-формационного районирования Юго-Западного Алтая на основании геолого-геофизических исследований. — В кн.: Геофизические методы при тектоническом и прогнозно-металлогеническом районировании рудных районов СССР. М., Недра, 1971.

- Кузнецов В. А.** Геотектоническое районирование Алтая-Саянской складчатой области. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кумпан А. С.** Верхний палеозой Казахстана. Л., Недра, 1966.
- Кунаев Д. А.** Казахская ССР. М., Госполитиздат, 1958.
- Кунин Н. Я.** Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессий по геофизическим данным. М., Недра, 1968.
- Кунин Н. Я.** Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. — Труды ВНИГНИ, 1974, вып. 147.
- Кунин Н. Я., Волож Ю. А., Циммер В. А. и др.** Глубинное строение Прикаспийской впадины по данным сейсмических зондирований и некоторые вопросы ее происхождения. — Труды ВНИГНИ, 1974, вып. 152.
- Кунин Н. Я., Иванов А. П., Шацилов В. И.** Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 6.
- Кунин Н. Я., Сапожников Р. Б.** Тектоника и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений зоны Южно-Эмбенского гравитационного максимума по результатам региональных геофизических исследований. — Геология нефти и газа, 1969, № 4.
- Магматические и метаморфические комплексы Казахстана.** Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.
- Мазарович О. А.** Формации варисцнского комплекса каледонид Казахстана. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968.
- Малиновский В. Ю.** Мезокайнозойская тектоника и новейшие тектонические структуры Казахского щита. — В кн.: Инженерная геология и палеогеография. М., 1972.
- Маркова Н. Г.** Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., Наука, 1964.
- Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана.** Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.
- Металлогения Казахстана.** Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозоид. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1977.
- Миляев В. С.** Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтюбинского антиклиниория. — В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М., 1976.
- Миловский А. В., Кнорре К. Г.** Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитондов Мугоджар по данным калий-argonового метода. — Вестник МГУ. Серия IV, 1965, вып. 3.
- Михайлов А. Е.** Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., Наука, 1969.
- Михайлов Н. П.** Интрузивные оphiолитовые комплексы Восточного Казахстана. — В кн.: Основные и ультраосновные магматические формации платформ подвижных поясов. — Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1962, т. 80.
- Монич В. К.** Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.
- Муратов М. В.** Геосинклинальные складчатые пояса Евразии. — Геотектоника, 1965, № 6.
- Муратов М. В.** Урало-Монгольский пояс. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., Наука, 1974.
- Муратов М. В., Славин В. И.** Краткий геологический очерк Калбы. — В кн.: Очерки по геологии Сибири. Вып. 16. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Неволин Н. В.** Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. М., Гостоптехиздат, 1961.

- Неволин Н. В.** Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М., Недра, 1965.
- Неволин Н. В., Кунин Н. Я., Андреев А. П. и др.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материалов по геофизическим данным. М. Недра, 1977.
- Некоршев В. П.** Геологическая карта Рудного Алтая. Материалы по геологии Рудного Алтая. М., ВСЕГЕИ, 1939.
- Некоршев В. П.** Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Некоршев В. П.** Тектоника Алтая. М., Недра, 1966.
- Никитин И. Ф.** Ордовик Казахстана. Ч. II. Палеография, палеотектоника. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972.
- Никитина Л. Г., Шужанов В. М.** Стратиграфия и структурно-формационные зоны континентального девона Центрального Казахстана. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. II. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974.
- Никитченко И. И.** Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 5.
- Николаев В. А.** О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всес. минер. об-ва. Сер II, 1933, ч. 62, вып. 21.
- Новохатский И. П.** Роль ученых Академии наук СССР в развитии геологической науки в Казахстане. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 3.
- Нурлыбаев А. Н.** Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.
- Орловская Э. Р.** Нижнемезозойская флора Восточного Казахстана. — Труды ИГН АН КазССР, 1968, т. 23.
- Очерки по физической географии Казахстана.** Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1952.
- Павлова Т. Г.** Карсакпайский массив щелочных и нефелиновых сиенитов и его положение в тектонической структуре. — Известия АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10.
- Пальгов Н. Н.** Природа Казахстана в очерках и картинах. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1950.
- Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И.** Генетические типы геосинклинальной складчатости Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974.
- Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М.** Происхождение рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный глубинный механизм процесса. — Известия АН КазССР, 1974, № 6.
- Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М.** Геодинамика казахстанского сегмента земной коры на неотектоническом этапе. — Известия АН КазССР, Сер. геол., 1976, № 2.
- Пейве А. В.** Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Известия АН СССР, Сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др.** Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5.
- Петрушевский Б. А.** Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Проблемы геологии Западного Казахстана.** Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.
- Розанов С. Б.** Спилитовая джеспилитоносная формация раннего протерозоя Казахстана. — В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М., 1976.
- Розен О. М., Краснобаев А. А.** О возрасте гнейсов Кокчетавского массива. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, № 1.
- Ротараш И. А., Гредюшко Е. А.** Петрохимические особенности гипербазитов и серпентинитов Карабы. — В кн.: Магматические и метаморфические

- кие формации Казахстана (Тезисы II Казахст. петрограф. совещания, г. Балхаш). Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974.
- Сальменова К. З.** Джунгарский палеофлористический район. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 6.
- Сатпаев К. И.** Основные черты геологии и металлогенеза Джезказганского меднорудного района. — В кн.: Большой Джезказган. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Сатпаев К. И.** Основные этапы и итоги геологических исследований к 25-летию Казахской республики. — Известия КазФАН СССР. Сер. геол., 1945, № 6—7.
- Сатпаев К. И.** Достижения геологии Советского Казахстана. — В кн.: Наука Советского Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Сварическая З. А.** Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л., изд. ЛГУ, 1965.
- Сварическая З. А., Яговкин В. И.** Явление выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана. — Вестник ЛГУ. Сер. геол. и географ., 1966, вып. 4.
- Севрюгин Н. А., Лившиц М. Б., Синдин И. К.** Геологическое строение юго-западной части Зайсанской эвгесинклинали. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1965.
- Синицын В. М.** Древние климаты Евразии. Т. I и II. Л., изд. ЛГУ, 1965, 1966.
- Скринник Л. И., Смирнов А. В., Насиканова О. Н. и др.** К стратиграфии девонских и нижнекаменноугольных отложений Южной Джунгарии. — Известия АН КазССР, Сер. геол., 1980, № 5.
- Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня.** М., Изд-во МГУ, 1971.
- Тажибаева П. Т., Пономарев Д. В.** Коры выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1980.
- Тектоника Евразии** (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии. Масштаб 1:5 000 000). М., Наука, 1966.
- Тектоническая карта** области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий. Масштаб 1:1 500 000. М., 1976.
- Тектоническая карта** Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик. Масштаб 1:1 500 000. М., 1971.
- Трусова И. Ф. и др.** Гранитизация и метаморфизм докембрийских образований Центрального Казахстана. — В кн.: Докл. сов. геол. XXI Межд. геол. конгрессу. М., 1960.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы мезозоя, палеогена и неогена Казахстана.** Алма-Ата, 1971.
- Успехи геологического изучения Казахстана за 20 лет.** Алма-Ата, 1941.
- Филатова Л. И.** Докембрий Улутау. М., изд. МГУ, 1962.
- Филатова Л. И.** Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. Автореф. докт. дис. М., 1978.
- Филиппович И. З.** Гранитоидные и гранито-гнейсовые комплексы Южного Улутау. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., изд. МГУ, 1971.
- Хайн В. Е.** Региональная геотектоника (Висеальпийская Европа и Западная Азия). М., Недра, 1977.
- Хрычев Б. А., Липская С. В., Углина А. А.** Строение земной коры Казахстана по данным ГСЭ. — Сов. геол., 1976, № 3.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б.** Земная кора — вопросы структуры и эволюции. — Геофиз. журнал, 1979, т. I, № 1.
- Чу-Илийский рудный пояс.** Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1980.

- Шатский Н. С.** Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана. — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Шлезингер А. Е.** Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М., Наука, 1974.
- Шлыгин А. Е.** Геологическое развитие и эволюция земной коры в Юго-Восточном Казахстане. — В кн.: Тектоника и формации. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.
- Шлыгин Е. Д.** Геологическое строение восточной части Северного Казахстана. — Известия Всес. геологоразв. объединения, 1932, вып. 67.
- Шлыгин Е. Д.** Архей и нижний протерозой Северного Казахстана. — В кн.: Труды совещания по унификации стратиграф. схем доказеозоя и палеозоя Вост. Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Шлыгин Е. Д., Кудайбергенова Н. К., Шлыгин А. Е.** Основные геологические и металлогенические элементы Джунгаро-Балхашской складчатой системы. — Известия АН КазССР. Сер. геол., 1980, № 1.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е.** Некоторые принципы тектонического районирования Казахстана. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., Наука, 1964.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е.** О линейно-блоковом строении Казахстана и об одной форме его влияния на металлогенцию. — В кн.: Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1964.
- Шульц С. С.** Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., ОГИЗ — Географиз, 1948.
- Щерба Г. Н.** Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.
- Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Наутигаль Г. П.** Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.
- Яговкин И. С.** Геологический очерк Джезказган-Улутауского района. — В кн.: Большой Джезказган. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Яншин А. Л.** Геологическое строение Северо-Западного Приаралья. — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Яншин А. Л.** Геология Северного Приаралья. М., МОИП, 1953.
- Яншин А. Л.** Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее образования. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Яншин А. Л.** Общие особенности строения и развития молодых платформ. — В кн.: Молодые платформы и их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., Наука, 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редакторов	3
Предисловие	5
Глава 1. РЕЛЬЕФ И ГИДРОГРАФИЯ	7
Глава 2. АНАЛИЗ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	30
Глава 3. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	51
Глава 4. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА. ПРИКАС-ПИЙСКАЯ ВПАДИНА	91
Глава 5. УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС. АРХЕЙ-ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ	118
Глава 6. УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС. ҚАЛЕДОНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ	139
Кокчетав-Тянь-Шаньская складчатая система	
Центральные и западные геолого-структурные элементы	145
Восточные геолого-структурные элементы	165
Чингиз-Тарбагатайская складчатая система	171
Алтае-Саянская складчатая система	176
Глава 7. УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС. ГЕРЦИНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ	178
Джунгаро-Балхашская складчатая система	199
Зайсанская складчатая система	218
Уральская складчатая система (южный фланг)	237
Мангышлакская складчатая система	
Глава 8. ПОДНЯТИЯ И ПРОГИБЫ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	242
Казахский щит	243
Мугоджарское поднятие	254
Западно-Сибирская плита и Тургайский прогиб	257
Туранская плита	264
Глава 9. АЛЬПИЙСКИЙ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС	277
Глава 10. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ ҚАЗАХСТАНА	287
Заключение	301
Литература	302

Айтмухамед Абдуллаевич Абдулин

ГЕОЛОГИЯ КАЗАХСТАНА

**Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева
Академии наук Казахской ССР**

**Рецензенты: член-корреспондент АН КазССР Г. Ц. Медоев, доктор геолого-
минералогических наук В. Ф. Бессалов, кандидат геолого-минералогических
наук В. С. Звонцов**

Редактор Н. А. Менжулина

Художественный редактор А. Б. Мальцев

Оформление художника Н. Ф. Чурсина

Технический редактор В. М. Муромцева

Корректор Т. П. Нежданова

ИБ № 870

**Сдано в набор 25.08.81. Подписано в печать 3.12.81. УГ10125.
Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Типографская № 1. Литературная гарнитура.
Высокая печать. Усл. п. л. 19,8. Уч.-изд. л. 21,4 (1 вклейка). Тираж 3000.
Заказ 177. Цена 2 р. 30 к.**

Издательство «Наука» Казахской ССР.

Типография издательства «Наука» Казахской ССР.

Адрес издательства и типографии: 480021, г. Алма-Ата, Шевченко, 28